

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

EĞRİGÖZ VE KOYUNOBA PLÜTONLARI
(SİMAV-KÜTAHYA) ÇEVRESİNDEKİ Pb-Zn-(Ag)
YATAKLARININ JEOLojİSİ

Erol GÜRCAN

Temmuz, 2018
İZMİR

**EĞRİGÖZ VE KOYUNOBA PLÜTONLARI
(SİMAV-KÜTAHYA) ÇEVRESİNDEKİ Pb-Zn-(Ag)
YATAKLARININ JEOLojİSİ**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Ekonomik Jeoloji Programı**

Erol GÜRCAN

Temmuz, 2018

İZMİR

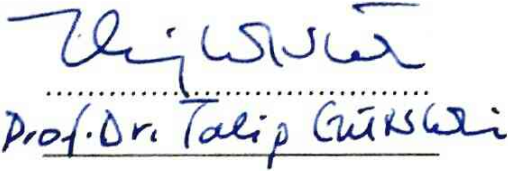
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

EROL GÜRCAN, tarafından PROF. DR. TOLGA OYMAN yönetiminde hazırlanan “EĞRİGÖZ VE KOYUNOBA PLÜTONLARI (SİMAV-KÜTAHYA) ÇEVRESİNDEKİ Pb-Zn-(Ag) YATAKLARININ JEOLojİSİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

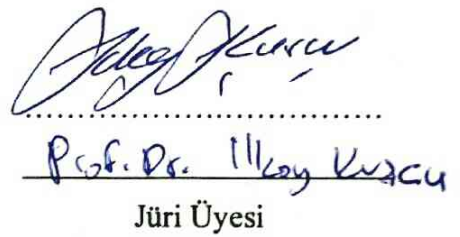


Prof. Dr. Tolga OYMAN

Yönetici



Jüri Üyesi



Jüri Üyesi



Prof. Dr. Latif SALUM

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

2009 yılında lisans eğitim ile başlayan jeoloji serüvenimde, 2018 yılı itibari ile Yüksek Lisans Çalışmamı tamamlamış bulunmaktayım.

Bu çalışmanın gerçekleştirilmesinde, tüm değerli bilgilerini ve çalışmalarını benimle paylaşan ve akademik vizyonomda en büyük katkıyı sağlamış olan, saygıdeğer hocam, Prof. Dr. Tolga Oyman’a en büyük teşekkürü borç bilirim.

Bu süreç içerisinde bana “Yer Bilimci” eğitimini, vizyonunu ve bakış açısını kazandıran, çok sevdiğim, her zaman büyük gurur duyduğum okulum; “Dokuz Eylül Üniversitesi-Jeoloji Mühendisliği” bölümüne de çok teşekkürler.

Mesleği bana gösteren, sevdiren, yol gösterici ve bu çalışmada da önemli bir katkısı bulunan, Metin Tavlan’a, en içten teşekkürü bir borç bilirim.

Yine çalışmamda konu, kaynak ve yöntem açısından bana sürekli yardımda bulunarak yol gösteren Arş. Gör. Mustafa Çiçek’e de sonsuz teşekkürlerimi sunarım

Bu günlere gelmemde büyük pay sahibi olan, verdikleri her türlü destek için aileme ve arkadaşlarıma sonsuz teşekkürler...

Erol GÜRCAN

EĞRİGÖZ VE KOYUNOBA PLÜTONLARI (SİMAV-KÜTAHYA) ÇEVRESİNDEKİ Pb-Zn-(Ag) YATAKLARININ JEOLojİSİ

ÖZ

Eğrigöz ve Koyunoba Plütonları, Oligo-Miyosen yaşlı, I-Tipi, çarpışma sonrası gelişen, Batı Anadolu mağmatizmasının ürünleridir. Bu çalışmanın konusu olan, Karakoca ve Sudöşegi, sırası ile Koyunoba ve Eğrigöz Plütonları içerisine yerleşmiş, intra-plutonik damar tipi cevherleşmelerdir. Karakoca cevherleşmesi, kesikli olarak 1,5 km kadar takip edilebilen, KB-GD/50-80GB yönünde, damar sistemlerinden oluşmaktadır. Damar kalınlığı santimetre mertebesinde 20-30m kadar kalınlığa ulaşabilmektedir. Sudöşegi cevherleşmesi ise arazide yaklaşık olarak 10-15m kadar takip edilebilen, DKD-BGB/65-70K yönünde, yaklaşık gerçek kalınlığı 5-10m olan tek bir damardan oluşmaktadır.

Karakoca'da hipojen evre 3 faz olarak ayırt edilmiştir. Birinci evrede galen ve pirit birlikte oluşmuşlardır. İkinci evrede ise baskın sfalerit ve kalkopirit bulunmaktadır. Son hipojen evrede, baskın kalkopirit ve daha az oranda sfalerit ve galen görülmektedir. Superjen evrede ise, bornit?, kalkozin/kovellin, hematit, dijenit ve serüzit cevher minerallerini ornatmaktadır. Sudöşeginde hipojen evre 2 faz olarak ayırt edilmiştir. İlk fazda galen ve pirit eş oluşum göstermektedir. İkinci fazda ise baskın sfalerit ve kalkopirit görülmektedir. Superjen evrede kalkozin/kovellin, gotit ve serüzit cevher minerallerini ornatmaktadır. Kuvars, her iki cevherleşme için de ana gang minerali olarak tanımlanmaktadır.

Karakoca cevherleşmesiden yapılan sıvı kapanın çalışmaları kuvarsların homojenleşme sıcaklığını (Th); 209-363 °C (n= 87 ort. 286,58), tuzluluğunu (%NaCl eşdeğer); 0,5-9 (n=82 ort. 4,83) yüzde Sodyumklörür(eşdeğer) arasında göstermektedir. Sfaleritlerin ise homojenleşme sıcaklıkları (Th); 251-300 °C (n=19, ort:283 °C), tuzluluğu (eşdeğer yüzde Sodyumklörür); 4,5-6,6 (n=11, ort:5,82) olarak bulunmuştur. Sudöşegi cevherleşmesine ait kuvarsların homojenleşme sıcaklığı (Th); 211-349 °C (n=51, ort. 269,53), tuzluluğunu (eşdeğer sodyumklörür); 0,2-15,5 (n=35

ort. 4,72) yüzde sodyumklorür (eşdeğer) arasında göstermektedir. Karakoca’da elde edilen sfalerit, pirit ve galen $\delta^{34}\text{S}$ izotop sonuçlarını, -2,64 ile 1,6 arasında, Sudöşğinde ise -3,66 ile -0,28 arasındadır. Bu değerlere göre her iki cevherleşmede de sülfür mağmatik kökenlidir. Karakoca cevherleşmesinde sfaleritlerin FeS mol oranı 3,61 ile 7,28 arasında, Sudöşğinde ise 3,15 ile 8,34 arasındadır. Bu durum cevherleşmelerin “ortaç-sülfidasyon”a sahip olduğunu göstermektedir.

Anahtar kelimeler: Sıvı Kapanım, S-İzotopu, Koyunoba, Eğrigöz, Mikroprob, Pb-Zn

GEOLOGY OF Pb-Zn-(Ag) ORE DEPOSITS RELATED TO EĞRİGÖZ AND KOYUNOBA PLUTONS

ABSTRACT

The I-type Eğrigöz and Koyunoba Plutons are the examples of Oligo-Miocene, post-colisional magmatism in the Inner Western Anatolia. Karakoca and Sudöşeği deposits hosted by Koyunoba and Eğrigöz respectively, are the subject of this study. Mineralization in Karakoca occurs in a 1,5 km long vein system striking NW-SE and dipping 50-80SW, with thickness up to 20-30 m. Sudöşeği mineralization consists of a single vein, striking ENE-WSW and dipping 65-70N with thickness 5-10m and 10-15m long in the outcrop.

Hypogene stage in Karakoca is distinguished into 3 phases. Galena and pyrite are formed in the first phase, while abundant sphalerite and chalcopyrite present in the second stage. The last stage is dominated by chalcopyrite with some sphalerite and galena. Bornite?, chalcocite /covellite, hematite, digenite and sericite replaced the ore minerals in the supergene stage. Sudöşeği hypogene stage is distinguished into two phases. Galena and pyrite are syn-genetic in the first stage, whereas sphalerite and chalcopyrite are present in the second stage. Ore minerals are replaced by chalcosine/covellite, goethite and cerusite in the supergene stage.

The homogenization temperature (Th) of quartz samples in Karakoca are in between 209-363 ° C (n = 87, avg 286.58), salinity in between 0.5-9 (n = 82 avg 4.83) %sodium-chlorite_{eqv} (equivalent). Th of sphalerites are in between 251-300 °C (n = 19, avg: 283 °C), salinity (sodium-chlorite_{eqv}); between in 4.5-6.6 (n = 11, avg: 5.82). The quartz samples of Sudöşeği have showed homogenization temperatures (Th) in between 211-349 °C (n=51, avg. 269.53), salinity between 0.2-15.5 (n=35 avg. 4.72) %NaCl(equivalent). The $\delta^{34}\text{S}$ isotopes in Karakoca are in range of -2.64, -1.6, while

in between -6.3 and -0.28 for Sudöşegi, indicating the source of sulphur is magmatic for both deposits. The FeS mole ratio of sphalerites in Karakoca ad Sudöşegi are in between 3.15 and 8.4, indicating the mineralization have intermediate-sulphidation.

Keywords: Fluid Inclusion, S-Isotope, Koyunoba, Eğrigöz, Microprobe, Pb-Zn



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ.....	iv
ABSTRACT.....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	x
TABLolar LİSTESİ.....	xii
BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....	1
1.1 Çalışma Alanının Yeri.....	1
1.2 Amaç ve Yöntemler.....	2
1.2.1 Önceki Çalışmalar	3
BÖLÜM İKİ - GENEL JEOLojİ VE STRATİGRAfİ.....	9
2.1 Genel Jeoloji	9
2.1.1 Simav Sıyrılma Fayı Tartışması.....	11
2.2 Stratigrafi	12
2.2.1 Menderes Masifi.....	12
2.2.1.1 Dolaylar Formasyonu	12
2.2.1.2 Kalkan Formasyonu.....	13
2.2.1.3 Simav Metamorfikleri.....	13
2.2.1.4 Balıkbaşı Formasyonu	13
2.2.2 Afyon Zonu.....	14
2.2.2.1 İkibaşı Formasyonu	14

2.2.2.2 Kırkbudak Formasyonu	15
2.2.2.3 Budağan Kireçtaşı	15
2.2.2.4 İmranlar Formasyonu	16
2.2.3 Dağardı Melanjı.....	16
2.2.4 Eğrigöz ve Koyunoba Plütonları	16
2.2.5 Miyosen Birimleri	17
2.2.5.1 Taşbaşı Formasyonu.....	17
2.2.5.2 Kırkbudak Formasyonu	18
2.2.5.3 Civandağ Tüfleri.....	18
2.2.5.4 Akdağ Volkanitleri	18
2.2.5.5 Alüvyon	19
BÖLÜM ÜÇ - YAPISAL JEOLJİ.....	20
BÖLÜM DÖRT - EPİTERMAL MADEN YATAKLARI TEORİK ALTYAPI	25
4.1 Epitermal Maden Yatakları.....	25
4.2 Granitlere Bağlı Maden Yatakları	27
BÖLÜM BEŞ - KÜTAHYA-SİMAV Fe-Pb-Zn-(Cu-Ag) CEVHERLEŞME PROVENSİ	28
5.1 Fe-Skarn Oluşumları	29
5.1.1 Çatak ve Küreci Skarn Zonları.....	29
5.1.2 Kalkan ve Karaağıl Skarn Zonları.....	30
5.1.3 Bahtılı Skarn Cevherleşmesi	30
5.2 Antimuan Cevherleşmeleri	31

5.3 Epitermal Pb-Zn-(Ag-Cu) Cevherleşmeleri.....	32
--	----

BÖLÜM ALTI - KARAKOCA VE SUDÖŞEĞİ CEVHERLEŞMELERİNİN JEOLJİSİ.....36

6.1 Karakoca Cevherleşmesi	36
6.1.1 Kesit-1 (Kot: 1088 m; x:664588, y=4349573).....	39
6.1.2 Kesit-2 (Kot: 1097, x=664547, y= 4349587).....	41
6.1.3 Kesit 3 (Kot: 10129, x=664460, y= 4349622).....	44
1.1.1 Kesit-4 (Kot: 1142, x:664419, y:4349640).....	45
1.1.2 Kesit-5 (Kot: 1142, x: 664201, y:4349738).....	45

BÖLÜM YEDİ - CEVHER PETROGRAFİSİ.....50

7.1 Karakoca Cevherleşmesi	50
7.1.1 Kesit-1 (Kot: 1088, x:664588, y=4349573) Örnekleri	50
7.1.1.1 KKP-21	51
7.1.1.2 KKP-04B.....	52
7.1.1.3 KKP-05A	54
7.1.2 Kesit-2 (KOT 1097, x=664547, y= 4349587) Örnekleri.....	56
7.1.2.1 TGK-07.....	56
7.1.2.2 TGK-07-a.....	58
7.1.2.3 TGK-06.....	61
7.1.2.4 TGK-2B	63
7.1.2.5 TGK-07B	65
7.1.2.6 KKP-01b	67
7.1.2.7 TGK-11.....	69

7.1.2.8 TGK-10.....	71
7.1.2.9 TGK-05.....	74
7.1.2.10 TGK-01C.....	75
7.1.3 Kesit-3 (Kot: 10129, x=664460, y= 4349622).....	78
7.1.3.1 KKE-06.....	78
7.1.4 Kesit-4 (Kot: 1142, x:664419, y:4349640) Örnekleri.....	80
7.1.4.1 KKE-05.....	80
7.2 Sudöşeği Cevherleşmesi.....	82
7.2.1 SD-01.....	82
7.2.2 SD-03.....	84
7.2.3 SDE-03.....	85
BÖLÜM SEKİZ - CEVHERLEŞMENİN KÖKENİ $\delta^{34}\text{S}$ İZOTOPLARI.....	86
8.1 Teorik Altyapı.....	86
8.1.1 Duraylı Kükürt İzotopları.....	86
8.1.2 Kükürt İzotop Jeotermometreleri.....	90
8.1.3 Köken Belirleme.....	92
8.2 Karakoca ve Sudöşeği Kükürt Jeotermometresi Uygulamaları.....	92
8.2 Karakoca ve Sudöşeği Cevherleşmelerinin Kökeni.....	93
8.2.1 Kütahya Cevherleşme Provensi Karşılaştırması.....	95
BÖLÜM DOKUZ - CEVHERLEŞMENİN OLUŞUM KOŞULLARI SIVI KAPANIM	96
9.1 Karakoca Sıvı Kapanım Sonuçları.....	96
9.3 Sudöşeği Sıvı Kapanım Analizleri.....	101

BÖLÜM ON - CEVHER JEOKİMYASI ELEKTRON MİKROPROB ANALİZLERİ.....	106
10.1 Karakoca Mikroprob Analizleri	106
10.1.1 Karakoca Galen Jeokimyası	106
10.1.2 Karakoca Sfalerit Jeokimyası	107
10.1.3 Karakoca Pirit Jeokimyası	109
10.2 Sudöşeği Mikroprob Analizleri.....	110
10.2.1 Sudöşeği Galen Jeokimyası	110
10.2.2 Sudöşeği Sfalerit Jeokimyası.....	110
10.2.3 Sudöşeği Kalkopirit Jeokimyası	111
10.2.4 Sudöşeği Pirit Jeokimyası	113
BÖLÜM ONBİR - CEVHERLEŞME PARAJENEZİ	123
11.1 Karakoca Cevherleşmesi.....	123
11.2 Sudöşeği Cevherleşmesi	124
BÖLÜM ONİKİ - SONUÇLAR.....	126

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Karakoca cevherleşmesi yakınlarını gösteren panoramik fotoğraf.....	1
Şekil 1.2 Bölgesel tektono-stratigrafik harita ve çalışma alanının konumu	10
Şekil 2.1 Kütahya-Simav ve cevherleşmelerin yerlerini gösterir harita	33
Şekil 2.2 A-A' ve B-B' Jeolojik Kesitleri.....	34
Şekil 2.3 Simav-Kütahya bölgesinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti.....	19
Şekil 3.1 Batı Anadolu aktif tektonizmasını gösterir harita. M	22
Şekil 3.2 Eğrigöz-Koyunoba plütonları ve Simav sıyrılma fayı üzerinde yapılmış radyometrik yaş tayinleri	24
Şekil 1.1 Epitermal maden yataklarının oluşumunu gösterir model	26
Şekil 5.1 Kütahya-Simav bölgesi, Eğrigöz ve Koyunoba çevresinde bulunan cevherleşmeleri gösteren, güncel zaman baz alınarak hazırlanmış model örnek model	
Şekil 6.1 Karakoca cevherleşmesi 1/2000 ölçekli damar ve jeoloji haritası.....	37
Şekil 6.2 Karakoca cevherleşmesi damar boyunca alınan kesitler.....	38
Şekil 6.3 1'nolu jeoloji kesiti ve şematik gösterimi	40
Şekil 6.4 1'nolu kesit içerisinde ayırt edilen zonların ayrıntılı fotoğrafları.....	41
Şekil 6.5 2'nolu jeoloji kesiti ve şematik gösterimi	43
Şekil 6.6 2'nolu kesit içerisinde ayırt edilen zonların ayrıntılı fotoğrafları.....	44
Şekil 6.7 3'nolu jeoloji kesiti ve şematik gösterimi	46
Şekil 6.8 4'nolu jeoloji kesiti ve şematik gösterimi	47
Şekil 6.9 5'nolu jeoloji kesiti ve şematik gösterimi	48
Şekil 6.10 Sudöşeği cevherleşmesine ait arazi fotoğrafları	49
Şekil 7.1. Kesit-1 ve parlak kesit yapılan örneklerin konumları.....	50
Şekil 7.2 KKP-21 Örneği Makro Görüntüsü.....	51
Şekil 7.3 KKP-21 Örneği, Mikrofotoğrafları	52
Şekil 7.4 KKP-04B Örneği Makro Görüntüsü	53
Şekil 7.5 KKP-04B Örneği, Mikrofotoğrafları	53
Şekil 7.6 KKP-05A Örneği Makro Görüntüsü	54
Şekil 7.7 KKP-04B Örneği, Mikrofotoğrafları	55
Şekil 7.8 2'nolu kesit üzerinde alınan örneklerin konumları	56

Şekil 7.9 TKG-07 Örneği Makro Görüntüsü	57
Şekil 7.10 TKG-07 Örneği, Mikrofotoğrafları.....	58
Şekil 7.11 TKG-7A Örneği Makro Görüntüsü.....	59
Şekil 7.12 TKG-7A Örneği, Mikrofotoğrafları.....	60
Şekil 7.13 TKG-7A Örneği, Mikrofotoğrafları.....	61
Şekil 7.14 TKG-06 Örneği Makro Görüntüsü.	62
Şekil 7.15 TKG-06 Örneği Mikrofotoğrafları.....	62
Şekil 7.16 TKG-2B Örneği Makro Görüntüsü.....	64
Şekil 7.17 TKG-2B Örneği, Mikrofotoğrafları	65
Şekil 7.18 TKG-07B Örneği Makro Görüntüsü.....	66
Şekil 7.19. TKG-07B Örneği, Mikrofotoğrafları	67
Şekil 7.20 KKP-01b Örneği Makro Görüntüsü	68
Şekil 7.21 KKP-01b Örneği, Mikrofotoğrafları	69
Şekil 7.22. TKG-11A Örneği Makro Görüntüsü.....	70
Şekil 7.23 TKG-11A Örneği, Mikrofotoğrafları	71
Şekil 7.24 TKG-10 Örneği Makro Görüntüsü	72
Şekil 7.25 TKG-10 Örneği, Mikrofotoğrafları.....	73
Şekil 7.26 TKG-05 Örneği Makro Görüntüsü	74
Şekil 7.27 TKG-05 Örneği, Mikrofotoğrafları.....	75
Şekil 7.28 TKG-01C Örneği Makro Görüntüsü.....	76
Şekil 7.29 TKG-05 Örneği, Mikrofotoğrafları.....	77
Şekil 7.30 KKE-06 Örneği, Makro Görüntüsü	78
Şekil 7.31 TKG-05 Örneği, Mikrofotoğrafları.....	79
Şekil 7.32 KKE-05 Örneği Makro Görüntüsü.	80
Şekil 7.33 KKE-05 Örneği, Mikrofotoğrafları.....	81
Şekil 7.34 SD-01 Örneği, Makro Görüntüsü	82
Şekil 7.35 SD-01 Örneği, Mikrofotoğrafları.....	83
Şekil 7.36 SD-03 Örneği, Mikrofotoğrafları.....	84
Şekil 7.37 SDE-03 Örneği, Mikrofotoğrafları	85
Şekil 8.1 Karakoca ve Sudöşeği Cevherleşmelerine ait $\delta^{34}S$ sonuçları ve literatürden elde edilen magmatik ve volkanik kökenlerin karşılaştırması	94
Şekil 9.1 Karakoca cevherleşmesi kuvars örneklerinden ölçülen sıvı kapanımları ...	97

Şekil 9.2 Karakoca cevherleşmesi, kuvars örneklerinden ölçülmüş homojenleşme sıcaklıkları	98
Şekil 9.3 Karakoca cevherleşmesi kuvars örneklerinden ölçülen %NaCl(eşdeğer)-homojenleşme sıcaklığı (Th) gösterimi	99
Şekil 9.4 Karakoca cevherleşmesi sfalerit örneklerinden ölçülen sıvı kapanımları	100
Şekil 9.5 Karakoca cevherleşmesi, sfalerit örneklerinden ölçülmüş homojenleşme sıcaklıkları	100
Şekil 9.6 Sudöşeği cevherleşmesi kuvars örneklerinden ölçülen sıvı kapanımları	101
Şekil 9.7 Sudöşeği cevherleşmesi, kuvars örneklerinden ölçülmüş homojenleşme sıcaklıkları	102
Şekil 9.8 Karakoca cevherleşmesi kuvars örneklerinden ölçülen %NaCl(eşdeğer)-homojenleşme sıcaklığı (Th) gösterimi	103
Şekil 10.1 Karakoca TKG-7 ve KKE6 örneklerinde yapılan mikroprop analizleri S-Pb gösterimi	107
Şekil 10.2 Karakoca TKG-7 ve KKE6 örneklerinde sfalerit üzerinde yapılan mikroprop analizleri Fe-(Cd-Zn-Mn) gösterimi	108
Şekil 10.3 Karakoca KKE6 örneği, pirit üzerinde yapılan mikroprop analizleri Fe-Cu, S-Fe gösterimi	109
Şekil 10.4 Sudöşeği SDE-1örneği galen üzerinde yapılan mikroprop analizleri S-Pb gösterimi	110
Şekil 10.5 Sudöşeği SDE-1örneği, sfalerit üzerinde yapılan mikroprop analizleri Fe-(Cd-Mn-Zn) gösterimi	111
Şekil 10.6 Sudöşeği SDE-1örneği, kalkopirit üzerinde yapılan mikroprop analizleri Cu-(Zn-Fe-S) gösterimi	112
Şekil 10.7 Sudöşeği SDE-1örneği, sfalerit üzerinde yapılan mikroprop analizleri As-Cu, Zn-Cu ve Cu-S gösterimi	114
Şekil 10.8 KKE-6 örnekleri (a: galen, b: pirit, c-d: sfalerit), TKG-7 örnekleri (e:sfalerit, f:manyetit,g:sfalerit, h:galen).	118
Şekil 10.9. SDE-1 Örneği a: sfalerit, b: pirit, c: galen.	119
Şekil 10.10. Karakoca ve Sudöşeği cevherleşmesine ait FeS mol oranları	120

Şekil 10.11 Mağmaların aktif hidrotermal sistemlerin sülfidasyon derecesini gösterir diagram. Karakoca ve Sudöşegi FeS mol oranı ve homojenleşme sıcaklıklarına göre yaklaşık yerleri gösterilmiştir.	120
Şekil 11.1 Karakoca cevherleşmesinde görülen hipojen, superjen ve tektonik fazlar ve parajenez.	125
Şekil 11.2 Sudöşegi cevherleşmesinde görülen hipojen, superjen ve tektonik fazlar ve parajenez	125



TABLÖLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 4.1. Epitermal damar tipi cevherleşmelerin ortak özellikleri.....	25
Tablo 8.1 Sülfür mineralleri ve ilgili bileşikler için denge izotopik fraksiyonasyon faktörleri.....	89
Tablo 8.2 Karakoca ve Sudöşegi cevherleşmelerine ait $\delta^{34}\text{S}$ sonuçları.....	92
Tablo 8.3 Karakoca (KKP-2) ve Sudöşegi (SD-x) cevherleşmeleri için hesaplanan $\delta^{34}\text{S}$ jeotermometre sonuçları.....	93
Tablo 9.1 Sudöşeginden elden edilen sıvı kapanım sonuçları	104
Tablo 9.2 Karakoca'dan elden edilen sıvı kapanım sonuçları	105
Tablo 10.1 Karakoca KKE-6 örneğinden elde edilen elektron mikroprob analiz sonuçları	115
Tablo 10.2 Karakoca TGK-7 örneğinden elde edilen elektron mikroprob analiz sonuçları	116
Tablo 10.3 Sudöşegi SDE-1 örneğinden elde edilen elektron mikroprob analiz sonuçları	117
Tablo 10.4 Karakoca ve Sudöşeginden alınan jeokimya sonuçları	122

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1 Çalışma Alanının Yeri

Karakoca ve Sudöşeği cevherleşmesinin bulunduğu Kütahya-Simav bölgesi genellikle orta sertlikte topoğrafyaya sahiptir ve yoğun çam ormanları ile örtülüdür (Şekil 1.1). Yazları genellikle sıcak ve kurak, kışın ise soğuk ve yağışlı bir iklim hakimdir. Kışın özellikle orman yolları kar ve yağış nedeni ile kapalı olabilmektedir



Şekil 1.1 Karakoca cevherleşmesi yakınlarını gösteren panoramik fotoğraf (Kişisel arşiv, 2017)

Bu çalışmada yer alan Karakoca ve Sudöşeği cevherleşmeleri sırası ile Koyunoba ve Eğrigöz plütonlarının içerisinde yer almaktadır. Eğrigöz ve Koyunoba plütonları, Kütahya ilinin, Simav ilçesinin kuzeyinde geniş bir alanda, toplamda yaklaşık 400km²'lik bir alanda yüzlek vermektedirler.

Karakoca cevherleşmesi, Koyunoba plütonu içerisinde kalmakta ve x=664673, y=4349563 koordinatları ile x=663687, y=4350208 koordinatları (ED50 UTM35N) arasında birbiri ile bakışimli damar setlerinden oluşmaktadır. Cevherleşme bölgesine en yakın yerleşim yeri yaklaşık olarak 2,5 km kadar güneydoğusunda kalan Karakoca köyüdür. Buraya ulaşım toprak tali yollar ile sağlanmaktadır.

Sudöşeği cevherleşmesi ise, Eğrigöz plütunu içerisinde, Sudöşeği köyünün yaklaşık 1,5 km kadar batısında $x=676145$, $y=4359485$ (ED50 UTM35N) koordinatı ve yaklaşık 50 m kadar çevresindeki alanda bulunmaktadır. Buraya ulaşım toprak arazi yolları ile sağlanabilmektedir. Ancak cevherleşmenin bulunduğu vadi içerisinde yağışlı aylarda araç ile inilmesi zor olmaktadır.

1.2 Amaç ve Yöntemler

Bu tez konusu kapsamında arazi, ofis ve laboratuvar çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmaları ilk olarak 30.04.2016 tarihinde sahanın keşfi ve kayaç örnekleme olarak gerçekleşmiştir. Daha sonra, 22.10.2017 tarihinde arazi çalışması tekrarlanarak, Karakoca cevherleşmesinin 1/2500 ölçekli jeoloji haritası ve jeolojik kesitleri çizilmiştir. Bu çalışma sırasında, topoğrafik harita, pusula ve el tipi GPS'den (Garmin Etrex 30) faydalanılmıştır.

Laboratuvar çalışmaları, incelenecek olan örneklerin tespit edilmesi ve uygulanacak olan yöntemle göre hazırlanması ile başlamaktadır. İlk aşamada, sahadan alınan örnekler üzerinde cevher mikroskobu altında incelenecek olan parlak ve sıvı kapanım kesitlerinin tespiti sağlanmıştır. Kesitlerin hazırlanmasında Dokuz Eylül Üniversitesi, Sıvı Kapanımı ve Cevher Mikroskobisi-Petroğrafisi laboratuvarında yer alan Sturrs RotoPol-35, PdM-Force-20 ve TegraPol-15 aşındırma-parlatma ünitlerinden faydalanılmıştır. Daha sonra jeokimya analizi için kaya örneklerinin yarılanması yapılmıştır. Hazırlanan örneklerin jeokimya analizleri ALS (İzmir-Türkiye) laboratuvarında yapılmıştır. Parlak kesitler ile Dokuz Eylül Üniversitesi, "Sıvı Kapanım ve Parlak Kesit" laboratuvarında bulunan Nikon Eclipse 6400POL ve Leica DM2500P polarizan ve üstten aydınlatmalı mikroskop kullanılarak incelenmiştir. Mikroskoplara entegre şekilde bulunan kameralar ile parlak kesitlerin fotoğrafları

çekilmiştir. Sıvı kapanım örnekleri, Linkam THMS600 model ısıtma-soğutma tablası ve Linkam TMS94 ısı kontrol cihazı ile Likit Nitrojen Pompası kullanılarak ölçülmüştür. Alınan kayaç örneklerinden galen, pirit ve sfalerit mineralleri ayırt edilerek Nevada Üniversitesi, Reno, A.B.D’de $\delta^{34}\text{S}$ izotop analizine gönderilmiştir. Elektron mikroprop analizleri ise Ludwig Maximilian Üniversitesi, Münih-Almanya’da yapılmıştır.

Ofis çalışmalarında ise QGIS, MS Office ve Inkscape yazılımlarından faydalanılmıştır.

Çalışmanın amacı, Kütahya bölgesinde yer alan iki intra-plütonik damar tipi cevherleşmenin, haritalama, sıvı kapanım, $\delta^{34}\text{S}$ izotopları, mikroprob yöntemleri ile oluşum koşullarının anlaşılmasıdır.

Çalışma aynı zamanda Kütahya-Simav bölgesi ile Karakoca ve Sudöşği cevherleşmelerinin madencilik endüstrisi açısından bir zemin oluşturmalarını, ileride yapılacak olan araştırma faaliyetlerine yardımcı olması amacını da taşımaktadır.

1.3 Önceki Çalışmalar

Kütahya-Simav bölgesi gerek maden yatakları açısından gerek ise bölgenin jeolojik konumu açısından birçok çalışmaya konu olmuştur. Bölgede yapılan genel jeolojiye yönelik çalışmalardan kronolojik olarak aşağıda bahsedilmektedir.

Akdeniz ve Konak (1979); Menderes Masifinin kuzey ve batısını kapsayacak şekilde Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci bölgelerinin detaylı jeoloji çalışmasını göstermektedir. Bu çalışmaya göre Menderes Masifinin çekirdeğini

oluşturan birimler Prekambriyen’de çökelen pelitik sedimanların, Hersiniyenden önce metamorfizmaya uğrayarak migmatitleşmesi sonucu meydana gelmiştir. Almandin-Amfibolit metamorfizmasına uğrayan bu birimler, olası bir aşınma düzeyi ile üstte yeşil-şist fasiyesinde metamorfize olmuş şist ve aynı derecede metamorfizma izleri taşıyan mercekli bazik ve ultrabazik kayalar tarafından üzerlenmektedirler. Bu metamorfik serilerin üzeri açısız uyumsuzluk ile Triyas-Üst Kretaseye kadar uzanan transgresif oluşumlu, detritik içerikli karbonatlı sekanslar tarafından domine edilmektedir.

Konak (1982); Simav bölgesindeki metamorfik birimlerin oluşumlarını göstermektedir. Çalışmaya göre, bölgenin temeli kısmi ergimeye uğramış Menderes Masifinden oluşur. Bu birimlerin üzerine mermer bantları, şist mercekleri ve metabazik, meta-ultramafik içerikli Simav Metamorfikleri gelmektedir. Bu metamorfik birimlerin üzerine olası bir uyumsuzluk ile psammitik ve pelitik kökenli Sarıcasu formasyonu ve onu üzerleyen kristalize kireçtaşı Arıkayası formasyonu gelmektedir. Liyas yaşlı Budağan formasyonu bu birimlerin üzerine açısız uyumsuzluk ile gelmektedir. Budağan formasyonu üzerinde Üst Kretase yaşlı Dağardı melanji bindirme ile gelir. Çalışmaya göre bölgede yüzeyleyen metamorfik birimler “Barroviyen” türü metamorfizmayı göstermektedir. Menderes Masifine ait olan bu metamorfik birimler 5-6 kbar basınç 700 °C sıcaklıkta metamorfizmaya uğramışlardır.

Işık ve Tekeli (2001); Menderes Masifinin kuzeyinde yer alan, Simav ve çevresindeki metamorfiklerin yüzeyleme mekanizmasını ve metamorfik çekirdek kompleks oluşumunu incelemiştir. Bu çalışmaya göre, Simav metamorfik çekirdek kompleksi Tersiyer plütonları, Prekambriyen metamorfikleri ve allohton örtü serileri tarafından meydana gelmektedir. Tersiyer plütonları ve Prekambriyen metamorfikleri, kırılmalı ve sınırlı deformasyon özelliği gösteren, düşük açılı, Simav sıyrılma fayının taban bloğunda, allohton örtü serileri ise tavan bloğunda yer almaktadır.

Çekirdekte yer alan metamorfik birimler birkaç yüz metre kalınlığında milonitlere dönüşmüştür. Bu çalışmaya göre, bölgede 2 deformasyon evresi görülmektedir. İlk deformasyon evresi (D1) Prekamriyen birimleri içerisinde gerçekleşmiştir. İkinci deformasyon evresi (D2) ise Tersiyer genişleme tektonizması ile ilişkili ve 2 farklı evrede görülebilmektedir. İkinci deformasyon evresinin ilk fazında metamorfik ve granitik birimler sınırlı (milonitik) deformasyona uğramakta ve yeşil-şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramaktadırlar. Bölgedeki milonitlere ait foliasyon düzlemleri KKB-KKD doğrultusunda uzanır ve GB-GD'ye eğimlidir. Kuvars ve feldspatlarda gözlenen uzama yapıları KB-GD yönlemli ve GB'ye doğru düşük açıyla dalımlıdır. İkinci evrenin ikinci fazı ise kırılğan deformasyon sonucu meydana gelen, kataklastik birimlerin ve yüksek açılı fayların oluşumu ile tanımlanmaktadır. Bu faz çekirdek ve örtü birimlerini birlikte etkilemektedir.

Işık ve diğ (2003); Simav ve çevresinde Menderes Masifine ait birimleri, bunları kesen granodiyoritleri ve bölgedeki sınırlı deformasyonu incelemiştir. Çalışmada paylaşılan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş tayinlerine göre; milonitleşmenin yaşı $22,86 \pm 0.47$ My, granodiyoritlerin soğuma yaşı ise $20,19 \pm 0.28$ My olarak gösterilmektedir. Bu çalışmada aynı zamanda bölgedeki Eğrigöz granodiyoriti, milonitleşme ile syntektonik olarak gösterilmektedir. Paylaşılan bu verilere göre, Menderes Masifinin kuzeyi Erken Miyosenden itibaren genişlemeli deformasyondan etkilenmeye başlamıştır.

Ring ve Collins (2005); Eğrigöz ve Koyunoba plütonları ile lökogranitik daykların U-Th-Pb SIMS yöntemi ile yaptığı yaş tayinlerini ve çekirdek kompleksinin (Menderes Masifi) oluşumunu göstermektedir. Çalışmaya göre bölgedeki bu granitlerin yaşı, çekirdek kompleksinin oluşumunu 20-24 My arasında göstermektedir. Simav sıyrılma fayının taban bloğuna yerleşen bu granitler KKD yönünde belirgin yönelme göstermektedir. Çalışmaya göre, granitler üzerinde geniş alanda herhangi

bir deformasyon gözlenmese bile, lokal olarak gözlenen milonitler ve ultramilonitler deformasyonun sünümlüden kırılığa doğru aşamalı bir şekilde geliştiğini göstermektedir. Eğrigöz ve Koyunoba granitlerinin yaşları sırası ile $20,7 \pm 0,6$ My ve $21,0 \pm 0,2$ My olarak gösterilmektedir. Çalışmada paylaşılan bu veriler daha önce paylaşılan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş verileri ile uyumlu ve syn-kinematik sokulumdan sonra granitler için hızlı bir soğuma göstermektedir.

Thomson ve Ring (2006); Simav sıyrılma fayı üzerindeki düşük sıcaklıklı termo-kronometre verilerini göstermektedir. Çalışmaya göre, Simav sıyrılma fayı Batı Anadolu içerisinde ilk gelişim gösteren genişlemeli majör yapısal eleman olarak 25 ve 19 My arasında aktivite göstermektedir. Bölgedeki magmatizmanın ve Simav sıyrılma fayının eş yaşlı olması, plütonun yerleşimi sonrasında sıyrılma fayının çalışmasının kilitlenmesi şeklinde açıklanmaktadır. Zirkon FT yaşlarına göre sıyrılma fayının taban bloğunda kuzeye doğru yaklaşık 15km/My kadar kayma hızı ile 25-21 My arasında hızlı bir soğuma gerçekleşmiştir. Apatit FT yaşları, Zirkon FT yaşlarına göre yaklaşık olarak 2-3 My daha genç olarak gösterilmektedir. Çalışmaya göre bu veriler bölgesel ölçekte tutarlılık göstermektedir. Simav sıyrılma fayının aktivitesinin durması, 2-3 km kadar bir erozyona bağlı soğumayla ilişkilendirilmiştir.

Hasözbek ve diğ (2010); Eğrigöz ve Koyunoba Plütonlarının, bölgedeki sıyrılma fayı ile tektonik olarak ilişkisini radyometrik yaş tayinleri yardımı ile göstermektedir. Çalışmaya göre, Menderes Masifinin kuzeyi gnays-şist-mermer ve meta-granitlerden oluşmaktadır. Bu birimler, meta-platform niteliğinde olan Afyon Zonu ve Erken Tersiyer-Kretase yüksek basınç-düşük sıcaklık özeliği gösteren Tavşanlı Zonu tarafından üzerlenmektedir. Çalışmada aynı zamanda Simav ve çevresindeki I-tipi, kalk-alkali, çarpışma-sonrası Eğrigöz ve Koyunoba granitleri ve bunlarla ilişkili olarak bulunan volkanik birimler “Simav Magmatik Kompleksi” olarak gösterilmektedir. Bu kompleks, Menderes Masifini, Afyon Zonunu ve bunların tektonik dokanağını

kesmektedir. Çalışmada paylaşılan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporasyona bağlı yaş tayinleri; Menderes Masifi için 607-501 My, U-Pb zirkon yaşları ise 543 ± 10 My ve $30,04\pm 0,56$ My olarak paylaşılmıştır. Bunların yanında Koyunoba ve Eğrigöz granitleri için yapılan U-Pb zirkon yaşları, sırası ile $21,7\pm 1,0$ My ve $19\pm 4,4$ My olarak gösterilmektedir. Bu çalışmada daha önce savunulan, Oligo-Miyosen syn-tektonik granitlerinin, D-B şeklinde uzanım gösteren bir magmatik kuşak olduğu ve düşük açılı sıyrılma fayları ile jenetik olarak ilişkili olmadığı tartışılmaktadır.

Özgenç ve İlbeyli (2008); Eğrigöz plütonunu konu alarak bölgedeki magmatizmanın oluşumunu ve kabuksal olarak proseslerini incelemiştir. Çalışmaya göre Eğrigöz plütonu subalkali, yüksek-K içerikli, kalk-alkali ve I-tipi granit-granodiyorit arasında değişen kompozisyona sahiptir. Jeokimyasal verilere göre bu plütonun kaynağı alt-mafik kabuğun kısmi ergimesi sonucu meydana gelmiştir.

Akay, 2009; Eğrigöz ve Koyunoba plütonları ile çevresini konu alarak KB Anadolu'da bulunan diğer plütonların karşılaştırmasını ve bunların Tersiyer tektonizmasındaki oluşumlarını göstermektedir. Bu çalışmaya göre, Menderes Masifinin kuzeyinde bulunan plütonlar ve bunlar ile ilişkili olarak gelişen volkanik birimler, KB-GD şeklinde bir magmatik trend göstermektedirler. Çalışmaya göre bu volkanik birimler, Menderes Masifi, Sakarya Zonu, Afyon Zonu'nun dahil olduğu bir nap paketi içerisine sokulum yapmışlardır. KB Anadolu'da bulunan diğer plütonlar olan Ezine, Evciler, Eybek, Kozak, Alaçam ve Baklan da aynı magmatik kuşak içerisinde kalmakta ve petrografik özellikleri ile yerleşim mekanizmalarını açısından benzerlik göstermektedirler. Granitten monzonite kadar değişen bu birimler, karakteristik olarak sığ yerleşimli plütonizma özelliği göstermektedirler. Bu çalışmada Eğrigöz ve Koyunoba plütonları kalk-alkali, I-tipi, çarpışma-sonrası oluşmuş olarak gösterilmektedir.

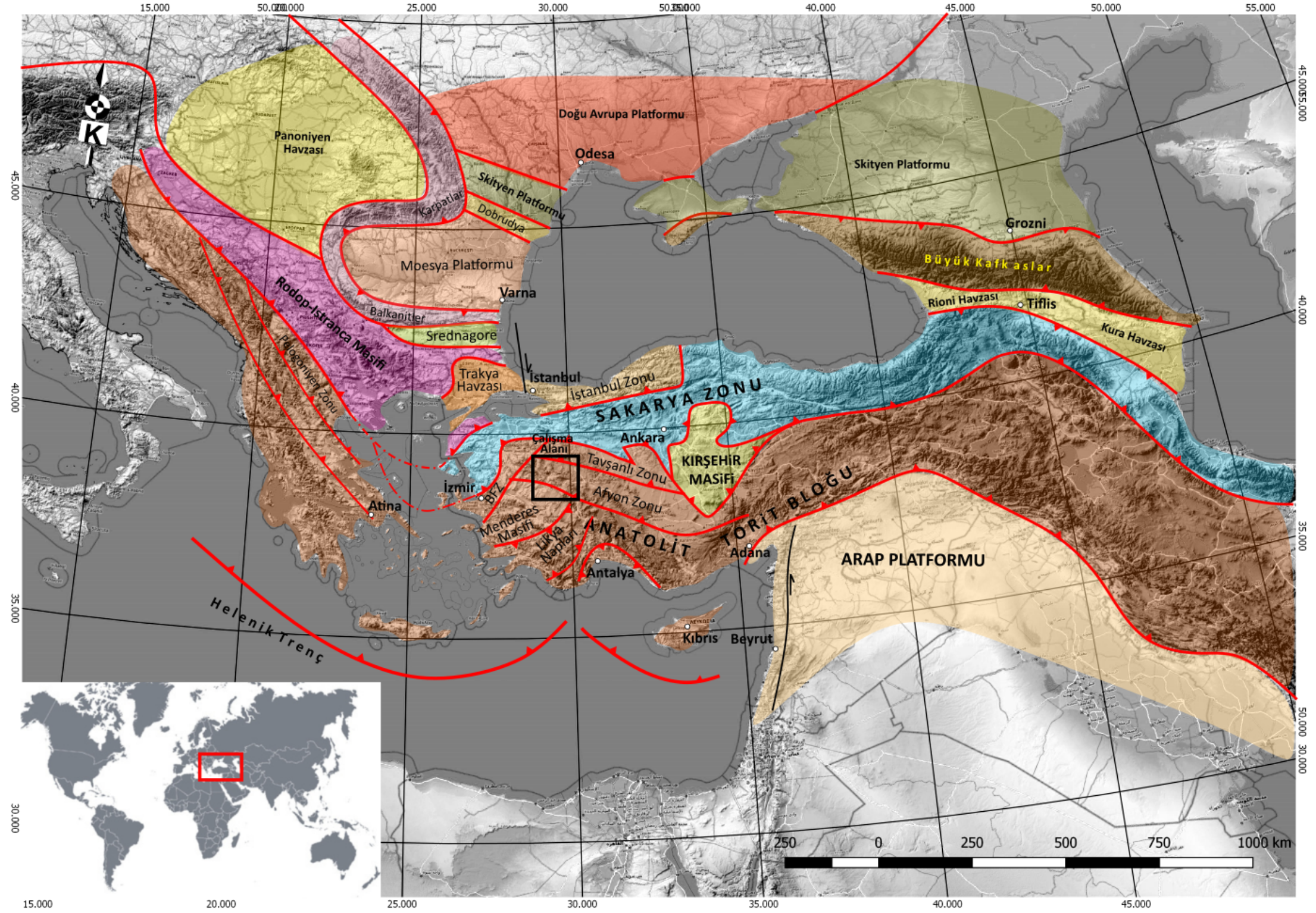
Catlos ve diğ (2012); Eğrigöz, Alaçam ve Koyunoba plütonlarını konu alarak, Menderes Masifi kuzeyindeki magmatizma ve sıyrılma fayı ile gelişen genişlemeli tektonizma süreçlerini incelemektedir. Çalışmaya göre zirkonlar üzerinde yapılan *in-situ* $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ölçümleri bölgedeki plütonizma yaşlarını $30,0 \pm 3,9$ My ile $14,7 \pm 2,6$ My arasında göstermektedir. Bölgedeki bu granodioritler genel olarak magnezyen, kalk-alkali, peralüminalı, granit-granodiorit arasında değişen kompozisyon göstermektedir. Kompozisyonunda meydana gelen heterojenik değişimlerin, plütonizma sırasında gelişebilecek; magma-karışımı (magma-mixing), kısmi ergime (partial mixing), kabuksal kirlenme (crustal contamination) mekanizmaları ve/veya plütonizma sonrası akışkan dolaşımı (post-fluid interactions) ile ilişkili olabileceği gösterilmektedir. Cathodoluminescence görüntülerine göre, alınan bütün örnekler çoklu evreler şeklinde gelişen magma karışımını ve kırılma deformasyonu ve akışkanlara bağlı alterasyonun varlığını göstermektedir. Bu çalışmada plütonizmanın kaynağını oluşturan mekanizma, Helenik yay boyunca dalan Afrika kıtasına ait kabuğun geri bükülmesi (*roll-back*) sonucu, adiabatik dekompresyona uğrayarak ergimesi ile ilişkili olarak gösterilmektedir.

BÖLÜM İKİ

GENEL JEOLojİ VE STRATİGRAfİ

2.1 Genel Jeoloji

Batı Anadolu, Anatolid-Torid bloğunun Sakarya Zonu ile yaklaşık olarak Geç Kretase-Paleosen döneminde, Neo-Tetisin kapanmasını takiben çarpışması ile meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz 1981; Şengör 1987). Sakarya kıtasının güneye doğru olan kapanımı, okyanus havzasında daralmaya neden olarak İzmir-Ankara Melanj Zonunun oluşmasını sağlamıştır (Erdoğan, 1990; Okay, Satır, Haluski, Siyako, 1996; Okay and Tüysüz, 1999). Bu kapanım sırasında Anatolit-Torit bloğu kompakt bir taban bloğu olarak davranmış ve yüksek dereceli metamorfizmaya uğramıştır. Bu metamorfizmanın sonucunda kuzeyde Tavşanlı Zonu, merkezde Afyon Zonu ve güneyde Menderes Masifi olarak farklı alt zonlara ayrılmıştır (Şekil 2.1; Okay ve Tüysüz, 1999; Okay ve Whitney, 2010)



Şekil 2.1 Bölgesel tektono-stratigrafik harita (Okan ve Tüysüz, 1999'dan değiştirilerek) ve çalışma alanının konumu (siyah çerçeve). Taban haritası Open Street Map'den alınmıştır.

Batı Anadolu’da Senozoyik döneminin başlangıcı çok evreli magmatik ve volkanik etkinlikler ile temsil edilmektedir (Dilek and Altunkaynak, 2007). Bu magmatizmanın bir ürünü olan Oligo-Miyosen Eğrigöz ve Koyunoba plütonları yüksek-K, Kalk-Alkali, granit-granodiorit kompozisyonunda, dalma batma ile ilişkili, çarpışma sonrası, I-tipi plütonlar olarak tanımlanmaktadır (Akay, 2009; Catlos ve diğer., 2012; Hasözbeek ve diğer., 2010; Özgenç ve Ilbeyli, 2008). Bu plütonlar, Neo-Tetis okyanusunun Sakarya Zonu’nun altına dalması sonucu, Menderes Masifi ile Afyon zonu içerisine, genişlemeli bir tektonik rejim içerisinde yerleşmişlerdir. Batı Anadolu’da yaygın görülen genişlemeli tektonik aktivitler Helenik Yay boyunca dalım yapan Afrika kıtasına ait kabuk parçasının geriye doğru katlanması (roll-back) sonucu gerçekleştiği düşünülmektedir (Dhont, Chrorowicz, Luxey, 2006; Dilek ve Sandvol, 2009; Ring, Glodny, Will, Thomson, 2010; Uzel, Langereis, Kaymakçı, Sözbilir ve diğer., 2015). Bu tektonik rejim sayesinde litosferik incelme ve Menderes Masifinin düşük açılı sıyrılma fayları ile yüzelemesi sağlanmıştır (Hetzl, Passchier, Ring, Dora, 1995; Emre ve Sözbilir, 1997; Lips, Cassard, Sözbilir, Yılmaz, 2001; Bozkurt ve Oberhänsli, 2001; Sözbilir, 2001, Sözbilir, 2002; Ring ve diğer., 2003; Bozkurt and Sözbilir, 2004)

2.1.1 Simav Sıyrılma Fayı Tartışması

Eğrigöz ve Koyunoba plütonlarından yapılan yaş tayinleri genel olarak birbiri ile benzemekte ve soğuma-kristalleşme dönemi olarak Oligo-Miyosen aralığını işaret etmektedir. Simav sıyrılma fayı üzerinde yapılan Rb-Sr yaşlarına göre, bu bölgedeki plütonizma ve sıyrılma fay aktivitlerinin eş zamanlı olduğu görülmektedir (Bozkurt ve diğer., 2011). Bu durum, bölgede bulunan plütonik komplekslerin yarı-kırılğan, kırılğan sıyrılma fayları ile sentektonik (syn-tectonic) bir ilişkisi olduğu yönünde kuşkular uyandırmaktadır. Bazı çalışmalar taban bloğunda yer alan milonitik meta-granitlerin varlığını baz alarak buradaki yapının syn-tektonik olarak oluştuğunu öne sürmektedir (Işık ve Tekeli, 2001; Işık ve diğer. 2004; Seyitoğlu, Işık, Çemen, 2004; Thomson ve Ring, 2006). Ancak burada yer alan milonitik granitlerin, sıkışmalı tektonik rejimin altında sünümlü olarak deforme olabileceği ve çatı-askısı (tavan çökmesi, roof-pendant) şeklinde bulunan Afyon Zonuna ait birimlerin bu durumu

gösterdiğine dair kanıtlar da vardır (Akay, 2009). Buna ek olarak Hasözbeğ ve diğer. (2010) yaptığı U-Pb yaş tayinleri sonucunda plütonizma ile buradaki tektonik aktivitenin arasında yaş aralığının bulunduğunu göstermiştir. Bu nedenle Simav sıyrılma fayının oluşumu ile buradaki plütonların yüzeylemesinin ilişkisi tartışmalıdır.

2.2 Stratigrafi

2.2.1 Menderes Masifi

Çalışma alanı ve etrafında Menderes Masifine ait metamorfik seriler metamorfik temeli oluşturmaktadır. Menderes metamorfik kompleksi, çekirdek ve örtü serileri olarak ikiye ayrılmaktadır. Menderes Masifi bu bölgede kendi içerisinde temelden itibaren Dolaylar Şisti, Kalkan Gnaysı, Simav Metamorfikleri, Balıkbaşı Formasyonu ve Sarıcasu Formasyonu olarak ayırt edilmiştir (Şekil 2.2; Akdeniz ve Konak, 1979).

2.2.1.1 Dolaylar Formasyonu

Dolaylar Formasyonu, Akdeniz ve Konak, (1979)'a göre allta granoblastik dokulu kuvars, ortoklas, plajioklas (ab,-olg, an), mikroklin, biyotit, sillimanit, kordiyerit, çok az muskovit ikincil mineral olarak zirkon, apatit ve opak mineraller bulunduran, metamorfiklerden oluşmakta ve üste doğru şistozite göstermektedir. Yapraklanma düzeylerine sokulum göstermiş bol miktarda aplit damarları içermektedir. Dora (1969)'a göre bu birim bölgedeki granitler ve metamorfikler temel kayaları arasında bir geçiş olarak tanımlanmaktadır. Öztunalı (1973) 'e göre, Dolaylar Formasyonunu anateksin (temel kaya) üst kısımlarında granitleşmiş gnays olarak tanımlanmıştır. Ayan (1973) Gördes civarında gözüken K-G yönlü şistoziteye sahip granitlerin Alpin Orojenezi-Laramiyen fazından etkilendiklerini öne sürmüştür (Şekil 2.2)

2.2.1.2 Kalkan Gnaysı

Akdeniz ve Konak (1979) bantlı ve damarlı dokuya sahip olan migmatitler ve bunlarla geçişli olarak bulunan biyotit-gnays serilerini Kalkan formasyonu olarak adlandırmıştır. Birim içerisinde mineralojik içerik tek örneklilik göstermekte ancak dokusal farklılıklar sunmaktadır. Farklı seviyeler olarak incelenebilen bu birim; metateksitler, bantlı migmatitler, biyotit-gnays, mika-gnays ve mermer mercekleri olarak ayırt edilmektedir. Akdeniz ve Konak (1979) Kalkan Formasyonunun Menderes Masifinin çekirdek serisine karşılık geldiğini varsaymıştır. Dora (1969) ve Dora (1973) bölgedeki migmatitlerin Menderes Masifine ait olduğunu göstermiştir. Ayan (1973)'e göre, Gördes Masifinde yer alan migmatitler, Prekambriyende çökelen ve killi, pelitik grovaplardan oluşan bir serinin metamorfizması sonucu oluşmuştur (Şekil 2.2)

2.2.1.3 Simav Metamorfikleri

Simav Metamorfikleri, Akdeniz ve Konak (1979)'a göre başlıca yeşil-şist fasiyesinde metamorfiklerden oluşan, allta uyumsuzluk ile sınırlı, üstte ise karbonatlı bir fasiyese geçiş gösteren metamorfiklerdir. Litolojik olarak biyotit-muskovit şist, muskovit-kuvars şist, granatlı şist, biyotit-muskovit-klorit şist, bazik şist, kuvarsit ve klorit, kalk-şist olarak çeşitlilik göstermektedir (Şekil 2.2)

2.2.1.4 Balıkbaşı Şisti

Simav Metamorfikleri üzerine düşey geçişli olarak gözlenen bu birim, Akdeniz ve Konak (1979) tarafından koyu gri, açık gri, lamine, re-kristalize özellik gösteren, neritik bir ortama işaret eden karbonatlı bir seviye olarak tanımlanmıştır. Zeschke (1953), Dora (1973) ve Uz (1973)'e göre ise bu mermer seviyesi, Paleozoik ve allta bulunan şistler ile uyumlu olarak yorumlanmıştır (Şekil 2.2)

2.2.2 Afyon Zonu

Afyon zonu, Anatolit-Torit bloğuna ait olan ana tektonik kuşaklarından birisi olarak gösterilmekte (Okay, 1984; Okay ve Tüysüz, 2004) ve bu bloğun kuzeyinde yer alan pasif kıta kenarının platform tipi tortulları olarak kabul edilmektedir (Okay ve diğer., 1996; Tolluoğlu, 1997; Özcan ve diğer., 1990, Göncüoğlu, 1996). Litolojik olarak temelde Pan-Afrikan metamorfikleri, onları üzerleyen Karbonifer-Permien şist vb. birimler ile en üstte Mesozoyik yaşlı taban çakıltısı ve neritik tortullardan oluşan Afyon Zonu, Alpin orojenezi sırasında Anadolit-Torit bloğunun Sakarya kıtasının altına gömülmesiyle reijyonel olarak Baroviyen tipi, amfoliboit fasiyesi, YB/DS koşullarında metamorfizmaya uğramıştır (350 °C, 5-9 kbar; Candan ve diğer, 2005).

Çalışma alanı çevresinde litolojik olarak metapelitik, metavolkanik ve kalın karbonatlı seviyelerden oluşan Afyon Zonu, stratigrafik olarak altta yer alan Menderes Masifinden düşük açılı yapısal bir dokanak ile ayrılmaktadır (Candan ve diğer, 2005). Afyon Zonu temelde meta-pelitik ve meta-riyolitik matriks içerisinde kireçtaşı blokları bulunduran İkibaşlı formasyonu ve onu üzerleyen neritik platform tipi Budağan Kireçtaşı ile temsil edilmektedir (Şekil 2.2; Akay ve diğer., 2011).

2.2.2.1 İkibaşlı Şisti

İkibaşlı formasyon metapelitik ve metavolkaniklerden oluşan bir matriks ve içerisindeki 100m'den 2km'ye kadar büyüklükteki kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. Metapelitik birimler muskovit-kuvars-albit şist, muskovit-klarit-kalsit-kuvars şist, klorit-kuvars-şist, kuvars-albit-serisit şist, talk şist, metakonglomera, fillit ve kuvarsit gibi litolojik çeşitlilik göstermektedir. Metavolkanik birimler ise litolojik olarak meta-riyolitik tüf, meta-riyolitik lav ve meta bazaltlardan oluşmaktadır (Akay ve diğer, 2011). Birim içerisinde yer alan bu metariyolitlerin yaşı, yapılan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaş tayinlerine göre 240.8 ± 3.7 My'dir (Anisiyen-Orta Triyas; Akal ve diğer. 2008). Buna ek olarak, Kaya, Sadeddin, Altiner, Meriç ve diğerleri (1995)'de İkibaşlı formasyonuna ait foraminifer, alg ve konodont faunasına bağlı olarak Orta Triyas-Erken Jura yaş aralığı önerilmiştir. Meta-volkanik ve Meta-riyolitik bu birimler

Akdeniz ve Konak (1979)'da Sarıcasu formasyonu olarak gösterilmektedir. Bu birimler içerisinde masif, kalın tabakalı, büyüklükleri 2 km kadar ulaşabilen rekristalize kireçtaşları bulunmaktadır. Litolojik olarak beyaz, pembe ve açık gri renklerde, kristalize, bazen dolomitleşmiş olarak gözlenen bu kireçtaşı birimlerini Akdeniz ve Konak (1979) Arıkaya formasyonu olarak adlandırmıştır (Şekil 2.2).

2.2.2.2 Kırkbudak Formasyonu

Kırkbudak formasyonu, konglomera, silt, grovak, kumlu kireçtaşı vb. litolojik çeşitlilik göstermekte ve Akdeniz ve Konak (1979)'a göre Arıkaya formasyonun üzerine uyumsuzluk ile gelmekteye üzerleyen Budağan Kireçtaşı ile yanal olarak geçişlidir. Akay ve diğer. (2011) ise Kırkbudak formasyonunun İkibaşlı formasyonunun içerisinde dahil etmektedir. Aynı zamanda Elibol ve diğer. (2015)' e göre çalışma alanında Afyon Zonunun temelini temsil etmektedir. Birim içerisindeki fosil verilerine göre, Kırkbudak formasyonun yaşı (*Palcodasyclus cf.*, *Teutloporela sp.*, *Involitina sp.*, *Triasina sp.*; Akdeniz ve Konak, 1979) Geç Triyas olarak önerilmektedir (Şekil 2.2).

2.2.2.3 Budağan Kireçtaşı

Budağan kireçtaşı İkibaşlı formasyonu üzerine uyumsuzluk ile gelmekte (Kaya, 1972) ve tabanında yanal devamlılığı olmayan iyi yuvarlaklaşmış, kuvars çakılı içerikli kırıntılı bir düzey ile başlamaktadır (Konak, 1982). Genellikle kirli beyaz, açık gri ve siyah renkte görülen bu karbonatlı seri, baskın olarak oolitlik ve sakaroyitik doku özellikleri göstermektedir (Akdeniz ve Konak, 1979). Birim içerisinde bulunan fosil yaşlarına göre (*Involitina communis*, *Involitina tenuis*, *Involitina pragsoides*, *Involitina minute*, *Trocholina permodiscus*, *Trisina sp.*, *Glomospira, friedli*) birim yaşı Üst Triyas olarak önerilmiştir (Konak, 1982). Budağan kireçtaşının alokem kompozisyonu ve dokusal özellikleri dikkate alındığı zaman sıg platform tipi ve yamaç önü ortamında oluştuğu düşünülmektedir (Şekil 2.2; Akay ve diğer. 2011).

2.2.2.4 İmranlar Formasyonu

Akdeniz ve Konak 1979'a göre İmranlar formasyonu, Budağan kireçtaşı ile Dağardı Melanjı arasında iki tektonik dokanak ile sınırlandırılmış, turbitik kumtaşı, fılış, şeyl vb. birimleri kapsamaktadır. Genel olarak türbiditik özellik gösteren İmranlar formasyonu sonraki çalışmalarda (Konak, 1982, Akay ve diğer. 2011, Bacak ve Uz, 2003) Dağardı melanjı içerisinde gösterilmektedir (Şekil 2.2).

2.2.3 Dağardı Melanjı

Dağardı melanjı tektonik olarak Budağan kireçtaşı ve İmranlar formasyonun üzerine gelmekte ve çamurtaşı, radyolali kireçtaşı, radyolarlı, tüfit ve peridodit gibi litolojik çeşitlilik göstermektedir (Konak, 1982). Birim içerisindeki ofiyolitik birimler serpantinleşmiş harjburzit, serpantinleşmiş dünit, serpantinit, bazik alkali-toleyitik dayklar, toleyitik diyabaz ve ultramafikler olarak gösterilmektedir (Bacak ve Uz, 2003). Birimin Şaphane'deki devamında Geç-Kretase dönemini gösteren fosiller gösterilmiştir. Buna ek olarak, Dağardı melanjının Manisa-Akhisar'daki devamında Eosen yaşlı çökeller uyumsuzluk ile melanjın üzerine gelmektedir (Akdeniz ve Konak, 1979; Konak, 1980). Bu veriler dikkate alındığında Dağardı Melanjının yerleşim yaşı Geç Kretase-Eosen aralığında olduğu gösterilmekte ve Neo-Tetis kapanımına bağlı olarak gelişen Geç Kretase ofiyolitleri ile yaş aralığı ve kompozisyon olarak benzerlik göstermektedir (Şekil 2.2).

2.2.4 Eğrigöz ve Koyunoba Plütonları

Çalışma alanında oldukça geniş bir alanda yayılım gösteren Eğrigöz ve Koyunoba plütonları, Afyon zonu ve Menderes masifine ait temel kayalarını kesmektedir. Bu plütonlar petrografileri, jeokimyasal kompozisyonları ve oluşum koşulları açısından birbirini ile benzerlik göstermektedir (Akay, 2009; Catlos ve diğer. 2012). Eğrigöz plütonun genelinde holokristalin doku hakim iken kenar kesimlerinde porfiri doku hakim olmaktadır (Konak, 1982). Birim içerisinde kuvars, ortoklas, plajiyoklas (oligoklas-andezin), biyotit ve daha az oranda apatit, turmalin ve zirkon bulunmaktadır

(Konak, 1982). Plütonlar içerisinde aplitik ve pegmatitik dayklar ile beraber ksenolitler yaygın olarak bulunmaktadır (Özgenç ve İlbeli, 2008). Plütonların genel kompozisyonları magnezyen, kalk-alkali, peralüminalı (I-tipi) baskın granit, granodiyorit, daha az monzonit syeno-granitt ve daha az olarak kuvars diyorit, diyorit (Işık ve diğer., 2004, Özgenc ve İlbeli, 2008; Dilek, Altunkaynak ve Öner, 2009; Akay, 2009) olarak göstermektedir.

Doğuda yer alan Eğrigöz plütonu dom şekilli olarak (Işık ve diğer. 2004) ve/veya KKD trendinde kuvvetli yönelme (Ring ve Colins, 2005) göstermektedir. Batıda yer alan Koyunoba plütonu ise Eğrigöz plütonuna benzer şekilde KKD trendi göstermektedir. Plütonların üzerinde yer alan milonitik granitler varlığı, bu plütonların syn-kinematik olduğu yönünde tartışmaya yol açmaktadır (Şekil 2.2).

2.2.5 Miyosen Birimleri

2.2.5.1 Taşbaşı Formasyonu

İlk kez Akdeniz ve Konak 1979'da tanımlanan Taşbaşı formasyonu, stratigrafik olarak Eğrigöz ve Koyunoba Plütonları, Menderes masifi ve Afyon zonun üzerine aşıl uyumsuzluk ile gelmektedir (Kaplan, 2014). Birim kırmızımsı kahverenkli matriks içerisinde kötü pekleşmiş, az çimentolanmış, polijenetik blok ve konglomeralardan oluşmakta ve alüvyon yelpazesi ve yüksek enerjili akarsu ortamını işaret etmektedir (Kaplan, 2014). Taşbaşı formasyonu yanal ve düşey yönde Kızılbük formasyonuna geçiş yapmaktadır. Bingöl (1975) birim içerisinde Orta Miyosen yaş aralığını gösteren polen fosilleri bulunduğunu ortaya koymuştur. Aynı zamanda birim içerisindeki kireçtaşıdan oluşan çakıllar içerisinde Eosen yaşlı fosiller olduğu gösterilmektedir (Akdeniz ve Konak, 1979). Bu veriler dikkate alındığı zaman birimin yaşı Orta Miyosen olarak kabul görmektedir (Şekil 2.2).

2.2.5.2 Kırkbudak Formasyonu

Kızılbük formasyonu, Taşbaşı formasyonu üzerine dereceli geçişlidir olarak gelmekte ve mat sarımsı, kahverengi, kumtaşı, çamurtaşı, killi kireçtaşı ve tuf ve yersel olarak linyit aralanmalarından oluşmaktadır (Akdeniz ve Konak, 1979). Formasyonun üst seviyeleri kalın-tabakalanmalı, görsel kireçtaşlarından oluşmakta ve akarsu-göl ortamı işaret etmektedir (Kaplan, 2014). Kızılbük formasyonu, üzerleyen Civandağ tüfleri ile yanal ve düşey yönde geçişlidir (Kaplan, 2004). Birim içerisinde bulunan kömür bantlarından elde edilen polen fosilleri Orta-Üst Miyosen aralığını göstermektedir (Şekil 2.2; Akdeniz ve Konak, 1979).

2.2.5.3 Civandağ Tüfleri

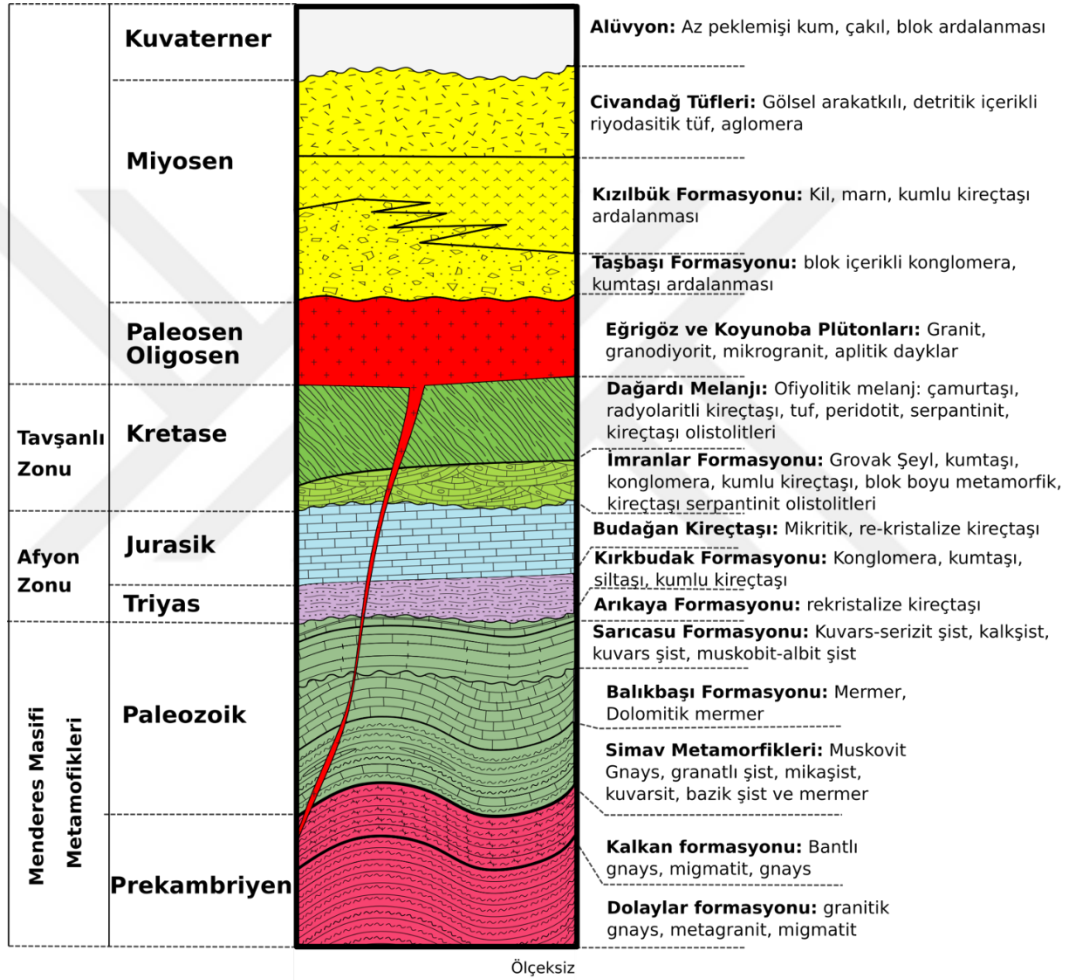
Civandağ tüfleri, Kızılbük formasyonu ile yanal ve düşey yönde geçişli ve başlıca tuf ve aglomeralardan oluşmaktadır (Akdeniz ve Konak, 1979). Birim pembe, krem, açık gri ve yeşilimsi tüflerden oluşmakta ve andezitten riolite kadar değişen kompozisyon aralığı sunmaktadır. Birim içerisindeki aglomeralar kalın tabakalanmalı, lahar akıntısı ve bazaltik piroklastik akıntı şeklinde görülmektedir (Kaplan, 2014). Civandağ tüfleri, Kızılbük formasyonu ile geçişli olması nedeni ile stratigrafik olarak yaş aralığı Orta-Üst Miyosen olarak kabul görmektedir (Şekil 2.2).

2.2.5.4 Akdağ Volkanitleri

Akdağ volkanitleri, Kızılbük ve Civandağ tüfleri ile yanal geçişli olarak gözlenen bazalt, andezit, riolit, riyodasit ve dasit kompozisyonundaki lavları kapsamakta ve etrafındaki birimlere göre farklılık göstermektedir. (Akdeniz ve Konak, 1979). Birim topoğrafik olarak Akdağ yükseltisini oluşturmaktadır. Kızılbük formasyonu ve Civandağ tüfleri ile olan stratigrafik ilişkisi dikkate alındığında, Akdağ volkanitlerinin yaşı Orta-Üst Miyosen olarak kabul edilmektedir (Şekil 2.2).

2.2.5.5 Alüvyon

Simav grabeninin önemli bir kısmını kapsayan karasal kökenli, az pekleşmiş blok, çakıl, kum ve kil arılanmasından oluşan alüvyonal birimler, diğer birimleri uyumsuzluğa örtmektedir (Şekil 2.2; Akdeniz ve Konak, 1979).



Şekil 2.2 Simav-Kütahya bölgesinin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti

BÖLÜM ÜÇ

YAPISAL JEOLJİ

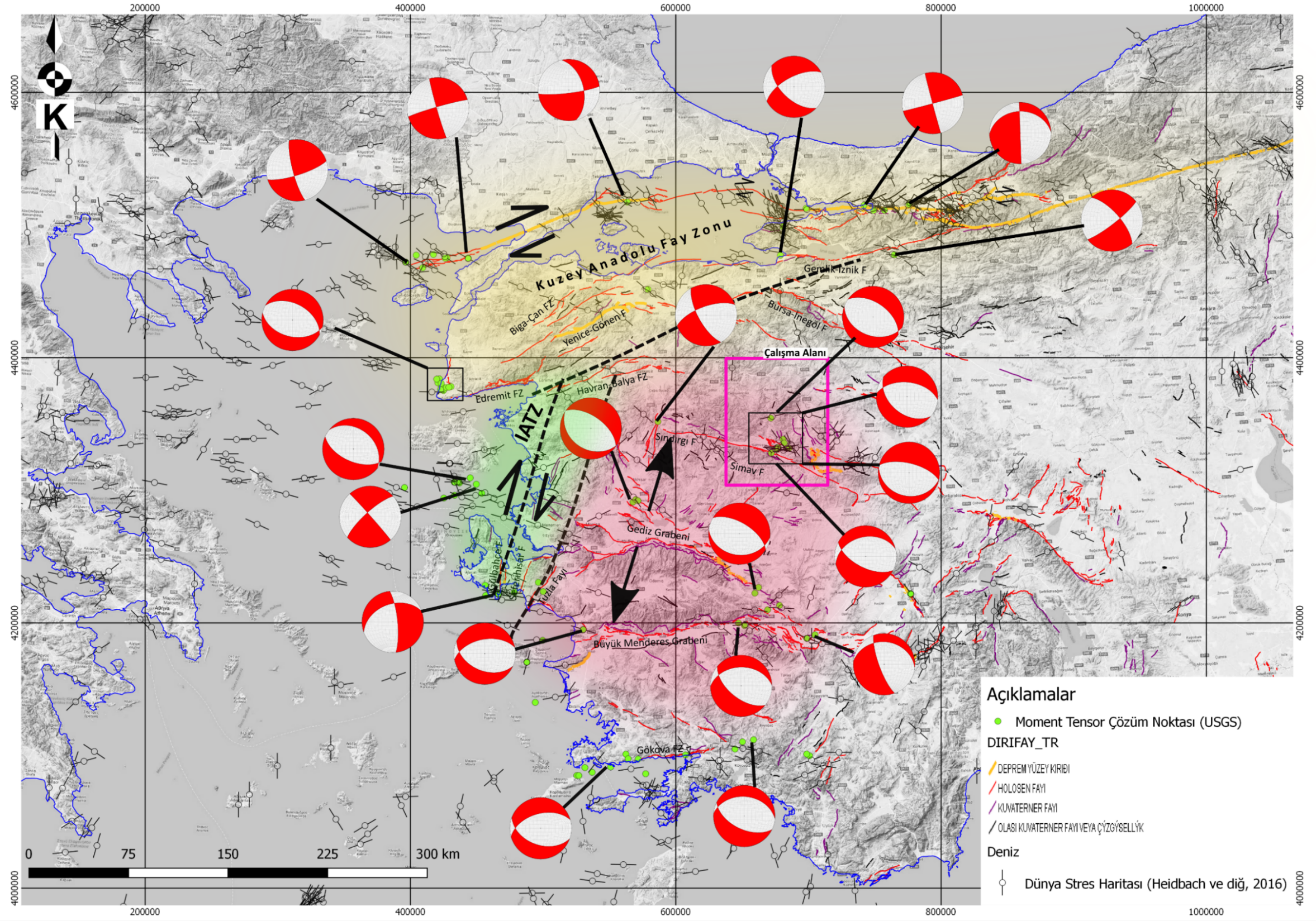
Simav-Kütahya bölgesinin de içinde yer aldığı Batı Anadolu neotektonik provensi, konverjen Afrika-Avrupa çarpışma kuşağı içerisinde genleşmeli tektonizma tarafından denetlenmektedir. Bu genleşmeli tektonizma günümüzde 3 farklı uç model ile tanımlanmaktadır. Paylaşılan modeller; “Anadolu’nun Batı Yönünde Kaçışı (*Westward Escape of Anatolia*), Afrika kıtasının, Avrasya kıtasının altında kuzeye dalan kabuğu ile ilişkili olarak gelişen genleşme (*Back-Arc-Roll Back*) ve orojenik çökme (*orogenic collapse*) olarak gösterilebilir (Bozkurt ve Park, 1994; Hetzel ve diğer., 1995; Emre, 1996; Seyitoğlu, 1997a; Bozkurt, 2001; Bozkurt, 2003; Bozkurt, 2007; Işık ve Tekeli, 2001; Lips ve diğer., 2001; Gessner ve diğerler., 2001; Işık ve diğer., 2003, 2004; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Bozkurt ve Mittwede, 2005; Catlos ve Çemen, 2005; Ring ve Collins, 2005; Rojay ve diğer., 2005; Thomson ve Ring, 2006; Emre ve Sözbilir, 2007; Van Hinsbergen ve Boekhout, 2009; Ersoy, Helvacı, Sözbilir, 2010; van Hinsbergen ve diğer., 2010a; Özkaymak ve diğer., 2011; van Hinsbergen, 2011). Tomografi çalışmalarına göre, Helenik hatı boyunca kuzeye dalan Afrika kıtasının yırtıldığı, bununla ilişkili olarak Batı Anadolu içerisinde manto penceresi oluşturduğu gösterilmektedir (van Hinsbergen ve diğerleri. 2005, 2010; Faccenna ve diğerleri, 2003, 2006, 2013; Biryol ve diğer., 2011; Gans ve diğerleri., 2009). Yay-arkası (*back-arc-roll back*) olarak gösterilen bu modellerde Batı-Anadolu genleşmeli tektonizması, yırtılan Afrika kabuğu ile ilişkilendirilmektedir.

Batı Anadolu içerisinde yer alan Menderes Masifinin yüzeylemesi de buradaki genleşmeli aktivitelere bağlı olarak büyük ölçekli, D-B, BKB-DGD doğrultulu, düşük-açılı, sünümlü-kırılgan özellik gösteren kuzeye eğimli Simav ve Gediz Graben sistemleri ile güneye dalımlı Büyük Menderes Graben sistemi ile gösterilmektedir (Hetzel ve diğer. 1995; Emre, 1996; Emre ve Sözbilir, 1997; Bozkurt, 2000; Sözbilir, 2001; Sözbilir, 2002; Seyitoğlu ve diğer. 2002; Yılmaz ve diğerleri. 2010; Bozkurt, 2001; Lips ve diğerleri. 2001; Bozkurt ve diğerleri, 2011). Sıyrılma fay aktivitesi taban bloğunda Menderes Masifi çekirdek kompleksini oluştururken, tavan bloğunda ise sıyrılma fayının üzerinde (*supra-detachment*) D-B, KB-GD doğrultulu asimetric

havzalar oluşmuştur (Şengör ve diğer. 1985; Yılmaz ve diğer. 2000). Daha sonradan gelişen yüksek açılı normal ve oblik atımlı faylar bu havzaları sınırlamakta ve günümüzde birçok deprem ile takip edilebilmektedir (Şekil 3.1).

Batı Anadolu graben sistemlerinin batısında, KD-GB yönelimli, doğrultu atımlı ve gene aynı yönelimli Miyosen havzalarını kontrol eden İzmir-Balıkesir transfer zonu (IBTZ) bulunmaktadır (Ring ve diğer., 1999; Özkaymak ve Sözbilir, 2008; Uzel ve Sözbilir, 2008). IBTZ kuzeyindeki Kuzey Anadolu Fay Zonu ile etkileşim halinde olup, sağ yönlü yüksek açılı faylar ile Ege ile Anadolu arasında transfer koridoru görevini görmektedir. (Şekil 3.1; Uzel ve diğer., 2015).

Batı Anadolu'nun kuzeyinde D-B, KD-GB, DKD-BGB yönünde, sağ yönlü yanal atımlı etkinlik gösteren bölgesel ölçekli Kuzey Anadolu Fayı bulunmaktadır. Aletsel dönemde $M=7$ 'nin üzerinde depremler üretmiş olan bu fay zonu, Batı Anadolu'da kuzey ve güney olmak üzere 2 ana segmentte izlenmektedir (Emre ve diğer. 2016). Kuzey segment Marmara Denizi, Saros Körfezi ve Kuzey Ege boyunca izlenebilmekte ve yaklaşık olarak 500 km uzunluğa sahip birçok alt segmentten oluşmaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade 1988; Barka 1992, 1996; Armijo ve diğer. 1999, 2002, Şengör 1979, Şengör ve diğer. 1985). Güney segment ise İznik Gölü ve Gemlik Körfezinden başlayarak, Biga Yarımadasında basamaklanma şeklinde izlenmektedir (Şekil 3.1; Barka ve Kadinsky-Cade 1988; Barka, 1992; Barka, 1996; Armijo ve diğer. 1999; Şengör ve diğer. 1985; Emre ve diğerleri. 2016).



Şekil 3.1. Batı Anadolu aktif tektonizmasını gösterir harita. Moment tensor çözümleri (USGS), Aktif faylar (Emre ve diğer. 2016), Stress Haritası Heidbach ve diğer. (2016)'dan alınmıştır

Çalışma alanının yaklaşık olarak 15 km kadar güneyinde D-B uzantılı Simav fayı bulunur. Aynı zamanda Karakoca ve Sudöşgei cevherleşmelerini içeren Karakoca ve Eğrigöz plütonlarının etrafında Simav sıyrılma fayının etkileri görülmektedir (Işık ve Tekeli, 2001; Işık ve diğer. 2003; Ring ve Colins 2005; Thomson ve Ring 2006)

Simav fayı yedi segmentten oluşan Sındırgı-Sincanlı fay zonunun K77°B/60-65KD doğrultulu ve yaklaşık 56 km uzunluğundaki bir segmenti olarak gösterilmektedir Doğan ve Emre, 2006; Seyitoğlu ve Işık, 2015; Gündoğdu ve diğer., 2015 tarafından paylaşılan yaş tayinlerine göre Simav fayı Geç Oligosen (25.3 ± 0.8 My; K-Ar)'de başlayarak Erken Miyosene (19.8 ± 0.5 ; K-Ar) kadar doğrultu atımlı olarak çalışmıştır (Şekil 3.2). Pliyosenden itibaren ise, Simav Fay zone maksimum stresse dik olarak günümüzdeki saf normal atım karakterine geçmiştir (Seyitoğlu, 1997; Ring ve Colins, 2005). Simav sıyrılma fayından sonra oluştuğu düşünülen Simav fayının, sıyrılma fay aktivitesinden sonra oblik atımlı olarak çalışmış olabileceği de belirtilmektedir (Şekil 3.1; Gündoğdu ve diğer, 2015).

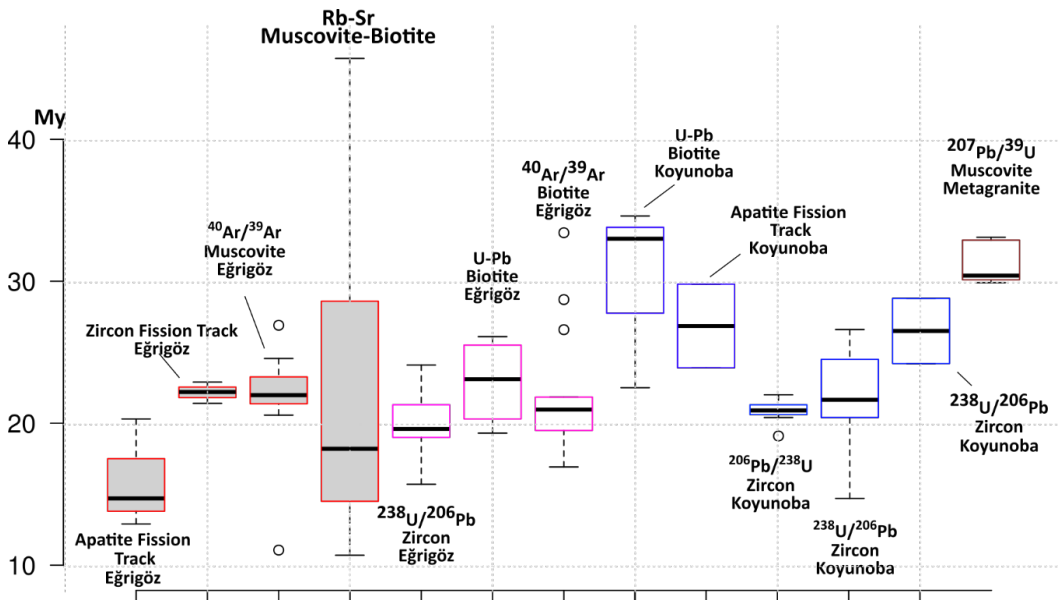
Simav sıyrılma fayı ilk olarak Işık ve diğ (1997), Işık ve Tekeli (2001) tarafından tanımlanmıştır. Bu sıyrılma fayı taban bloğunda yer alan orta-yüksek dereceli metamorfik kayalar ile birlikte daha genç olan granodiyoritik kayaları, tavan bloğunda ise düşük dereceli metamorfik, ofiyolitik ve Neojen-Kuvaterner tortuları birbirinden ayırmaktadır (Seyitoğlu ve diğer. 2004). Simav sıyrılma fayı boyunca bulunan birimler önemli oranda sünümlü deformasyona uğramış ve bunun sonucunda yoğun milonitleşme göstermektedir (Işık & Tekeli 2001). Simav sıyrılma fayı üzerindeki kırılğan deformasyon ise ortalama kalınlığı 30m olan kataklastik zone ile temsil edilmektedir (Şekil 3.1; Seyitoğlu ve diğer. 2004).

Simav sıyrılma fayı, Eğrigöz ve Koyunoba Plütonların kuzey ve kuzey batısında KD-GB yöneliminde ve kuzeye eğimli olarak haritalanmaktadır (Işık ve Tekeli, 2001; Işık ve diğer. 2004; Seyitoğlu ve diğer. 2004; Ring ve Collins, 2005; Thomson ve Ring, 2006). Ancak İzmir-Ankara-Erzincan suture zoneun varlığı, Simav sıyrılma fayının buradaki devamlılığı konusunda tartışmalara neden olmaktadır. Ek olarak Batı Anadolu genelinde yapılan ve Menderes Masifinin kuzeye eğimli sıyrılma fayları ile

yüzeylemesini açıklayan modellerde, Eğrigöz ve Koyunoba plütonlarının tavan bloğuna sin-kinematik olarak yerleştiği gösterilmektedir (Işık ve Tekeli, 2001; Işık ve diğer., 2004; Seyitoğlu ve diğer., 2004). Bu kapsamda Simav bölgesinde yer alan meta-granitler, Koyunoba ve Eğrigöz plütonlarının sin-kinematik olarak deforme olan üst kısımları gibi görülmüştür.

Akay (2009) tarafından paylaşılan arazi verilerine göre, Eğrigöz ve Koyunoba Plütonları burada bahsedilen metagranitleri ve gnaysları kesmektedir. Buradan yola çıkarak plütonizmanın gelişimi, metamorfizmadan sonra olduğu ortaya konulmaktadır. Hasözbeğ ve diğer. (2010) tarafından paylaşılan U/Pb yaş tayinlerine göre de metagranitlerin ortalama yaş aralığı 29-32 My, Koyunoba ve Eğrigöz plütonlarının ise ortalama 20 My olarak gösterilmektedir (Şekil 3.2). Bu durumda, Akay (2009)'a benzer bir şekilde, plütonizmanın yaşının metamorfizmaya göre daha genç olduğu ortaya çıkmaktadır.

Tüm bu veriler, bölgedeki plütonların, Simav sıyrılma fayının tavan bloğuna sin-kinematik veya post-kinematik yerleşiminin hala tartışmalı olduğu ortaya koymaktadır.



Şekil 3.2. Eğrigöz-Koyunoba plütonları ve Simav sıyrılma fayı üzerinde yapılmış radyometrik yaş tayinleri (Thomson ve Ring, 2006; Işık ve diğer. 2004; Bozkurt ve diğer., 2011; Catlos ve diğer., 2012; Hasözbeğ ve diğer., 2010)

BÖLÜM DÖRT

EPİTERMAL MADEN YATAKLARI

TEORİK ALTYAPI

4.1 Epitermal Maden Yatakları

Epitermal maden yatakları genel olarak düşük ve orta dereceli sıcaklıklar (50-350 °C) ve basınçta (50-1000m) oluşmuş, düşük tuzluluk (0-10%NaCl) içeren cevher damarlarıdır (Pirajno, 2010). Bu yatak tipleri karakteristik olarak, volkanik bir aktivite ile ilişkili farklı kaya tipleri içerisinde yerleşebilmektedirler (Pirajno, 2010, Cooke ve Simmons, 2000; Hedenquist ve diğer., 2000). Cevherleşmeyi oluşturan akışkanın içerisindeki kükürtün oksidasyon seviyesi, kimyası ve pH değerlerine göre, *düşük, orta ve yüksek sülfidasyon* olarak farklı sınıflara ayrılmaktadır (Robb, 2005; Tablo 4.1)

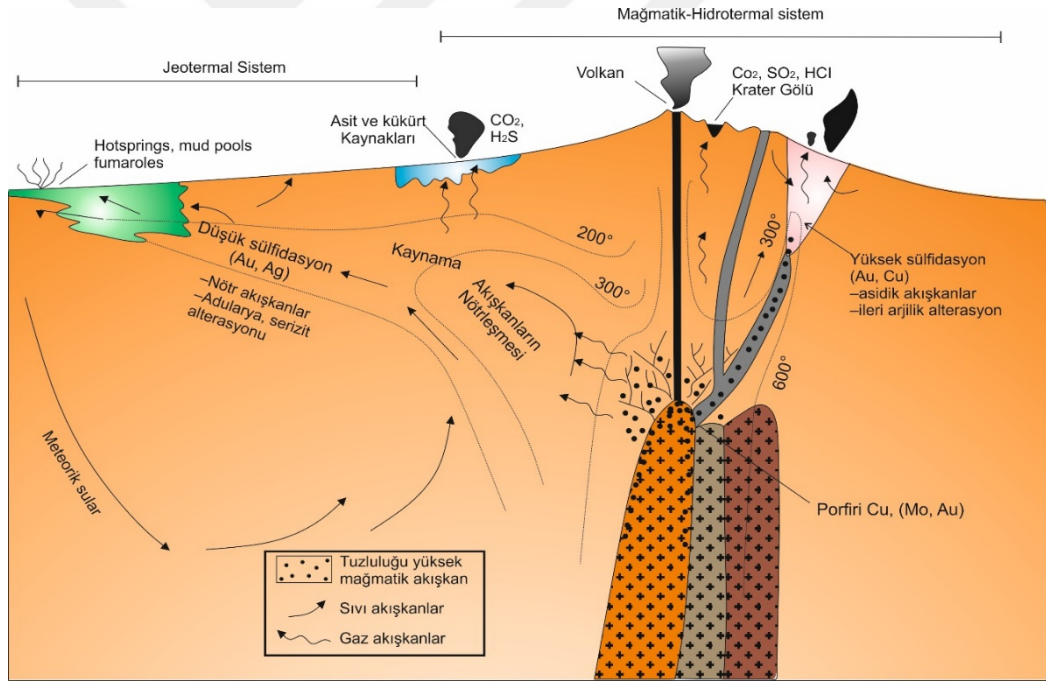
Tablo 4.1. Epitermal damar tipi cevherleşmelerin ortak özellikleri

	Yüksek Sülfidasyon Epitermal Yükseltgenmiş Sülfür Bileşikleri SO ₂ , SO ₄ , HSO ₄	Düşük Sülfidasyon Epitermal İndirgenmiş Akışkan İçeriği HS, H ₂ S
Tanımlar	Altın-Alünit, Asit-Sülfid, Alünit-Kaolen	Adülyarya-Serizit
Alterasyon Toplulukları	İleri Arjilik; Kuvars-Alünit-Kaolen-İlit, Montmorilonit-Klorit	Adülyarya-Serizit; Kuvars Kalsedon-Kalsit-Adülyarya-Serizit-Klorit
Akışkanlar	Asidik (düşük pH) Yüksek Tuzluluk, Genellikle Mağmatik Kökenli	Ortaç pH, Düşük Tuzluluk, Uçucular tarafından zengin (CO ₂ , H ₂ S), Meteorik Su Kökenli
İlgili Metal Toplulukları	Au-Cu (Az oranda Ag, Bi, Te)	Au-Ag (Az oranda As, Sb, Se, Hg)

Yüksek sülfidasyon olarak tanımlanan epitermal cevherleşmeler genellikle volkanik çıkışlara yakın olarak bulunurlar. Burada cevher oluşturan akışkanlar direkt olarak magma kökenli akışkanlar tarafından, genellikle kaynama (*boling*) zonlarında cevher oluşturmaktadırlar. Yüksek sülfidasyon akışkanları karakteristik olarak asidik (pH: 1-3), okside olmuş SO₂, SO₄²⁻ veya HSO₄⁻ gibi S⁴⁺ veya S⁶⁺ bileşenlerini içermektedirler (Robb, 2005). Kaynamanın oluşması ile birlikte SO₂ ve CO₂ buhar faza ayrılarak, akışkan içerisinde fazla miktarda H⁺ kalmasına neden olur ve bu durum

akışkanın asidik bir çözelti haline olması ile sonuçlanır (Hedenquist ve diğer, 2010). Burada meydana gelen asidik akışkan, volkanik yada volkano-sedimanter gibi yan kayaçlar içerisindeki birçok elementi çözerek ve boşluklu doku (vuggy-texture) alterasyonu ile ileri derece arjilik alterasyona neden olabilmektedir.

Düşük sülfidasyonu cevherleşmeler ise jeotermal akışkanlara benzer olan ve ısı gradyanının yüksek olduğu yerlerde dolaşım yapan nötr veya nötr'e yakın akışkanlar sayesinde oluşmaktadır. Bu akışkanlar, çevre kayalar ile denge halinde bulunurlar ve baskın meteorik akışkan içeriğine sahiptirler. Ancak, bu akışkanın etrafında aktif bir volkanik aktivite bulunursa, içeriğinde yükselmiş mağmatik akışkan da ihtiva edebilirler. Sonuç olarak bu tip cevherleşmeler genel olarak volkanik aktivitlerin oluşumu sırasında meydana gelebileceği gibi, genellikle volkanik duraklama evrelerinde meydana gelmektedirler (Şekil 4.1; Robb, 2005).



Şekil 4.1 Epitermal maden yataklarının oluşumunu gösterir model (Robb, 2005'den değiştirilerek)

4.2 Granitlere Bağlı Maden Yatakları

Farklı granit türleri ve daha özel olarak felsik magmanın kökeni farklı cevherleşmeler ile bağlantı gösterebilmektedir. Granitik kayaçlar için mevcut olan sınıflandırmalardan, cevher yatakları çalışmalarıyla ilgili olanlar I- ve S-tipi olarak gösterilmektedir. Bu sınıflandırma basit olarak; orojenik granitlerin ilksel magmalarının baskın olması durumunda I-tipi, sedimanter kısmi ergime sonucu ilksel magmanın değişime uğraması sonucu oluşan S-tipi şeklinde sınıflandırılmaktadır (Robb, 2005).

Genel olarak, I-tipi granitler metalüminalı olma eğilimindedir ve tonalitik (veya kuvarz-diorit) ile granodioritik bileşimlerde bulunmaktadır. S-tipi granitler ise peralüminalı ve adamellitik (veya kuvars-monzonitik) granitik kompozisyonlara sahiptir. Granitlerin oksidasyon seviyesini yaklaşık olarak anlamak için Fe_2O_3/FeO oranının 0.3 değerinden düşük veya yüksek olduğuna bakılmaktadır (Blevin ve Chappell, 1992). Oksidasyon durumuna göre granitlerin sınıflandırılması daha önceleri Ishihara (1977) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada indirgenmiş ilmenit serisi granitoidleri oluşturan mağmaların ve daha fazla oksitlenmiş manyetit serisi granitoidleri oluşturan mağmalar arasında ayrım yapmıştır. Bu tip bir granit sınıflandırmasının metalojenik önemi Ishihara (1981) tarafından gösterilmektedir. Bu çalışmaya göre Sn-W cevherleşmelerinin tercihen indirgenmiş ilmenit serisi granitoidlerle ilişkili olduğu, Cu-Mo-Au cevherleşmelerinin ise okside manyetit serisi granitler ile ilişkili olduğu belirtmektedir.

BÖLÜM BEŞ
KÜTAHYA-SİMAV Fe-Pb-Zn-(Cu-Ag)
CEVHERLEŞME PROVENİSİ

Tetis metalojeni kuşağının bir segmenti olan Kütahya-Simav bölgesi, polimetalik maden yatakları açısından önemli cevherleşmeler içermektedir. Neotetis'in kapanımına bağlı olarak gelişen sıkışmalı tektonizma ve onun ürünü olan kalk-alkalen magmatizma (Işık ve diğer., 2004, Özgenç ve İlbeyli, 2008; Dilek ve diğer., 2009; Akay, 2009) ve ardından bunları takip eden genleşmeli tektonizma (Işık ve Tekeli, 2001; Işık ve diğer. 2004; Seyitoğlu ve diğer. 2004; Ring ve Collins, 2005; Thomson ve Ring, 2006) bölgedeki cevherleşmelerin en önemli nedenleri olarak sıralanabilir.

Neotektonik dönem Pliyosende BKB-DGD yönlü Simav grabeninin gelişimi ve takip eden evrede K-G yönlü transfer faylarının etkinliği ile tektonik ve hidrotermal süreçler gelişmeye başlamıştır. Öygür ve Erler (2000)'de bölgedeki baz metal zuhurlarının özellikle K-G yönlü transfer fayları üzerinde yoğunlaştığı ortaya koymaktadır. Aynı zamanda, Simav sıyrılma fayı ile tartışmalı olarak syn-kinematik olduğu düşünülen plütonizmanın bölgedeki cevherleşmelerin gelişiminde önemli bir etkisi olduğu da açıktır. Simav fayı boyunca gözlenen sinter çökelimleri ve sıcak su çıkışları ise bölgedeki epitermal etkinliğin devam ettiğinin bir göstergesidir.

Bölgedeki, karmaşık tektono-magmatik süreçler sonucu gelişen polimetalik cevherleşmeler; Fe-skarn, Pb-Zn-(Au-Cu) epi-mezotermal damar, Karbonat Ornatım Stibnit ve porfiri-Cu olarak görülebilmektedir. Fe-skarn tipi cevherleşmeleri özellikle Eğrigöz ve Koyunba Plütonlarının, Menderes masifi ve Afyon zonuna ait karbonatlı seviyeler ile olan dokanaklarında sıklık ile görülmektedir. (Gökçen ve Oyman, 2014; Oyman ve diğer., 2013). Skarn cevherleşmelerine ek olarak, Koyunoba ve Eğrigöz Plütonları ile ilişkili olarak bulunan intra-plütonik ve yan kayaç içine yerleşmiş, epi-mezotermal Pb-Zn-(Au-Cu) damar tipi cevherleşmeler bulunmaktadır (Göktaş, 2015; Özen ve Arık, 2015). Bölgede aynı zamanda yan kayaç içerisine saçınım olarak yerleşmiş stibnit cevherleşmeleri yaygın olarak bulunur (Öygür ve Erler, 1999).

Bunlara ek olarak bölge provenisi içerisinde porfiri tip bakır cevherleşmeleri de görülebilmektedir (Delibaş ve diğer., 2012).

5.1 Fe-Skarn Oluşumları

Eğrigöz ve Koyunoba plütonları güneyinde Menderes masifine ait metamorfik birimleri, kuzeyinde ise Afyon zonuna ait birimleri kesmektedir. Her iki birim de kendi içerisinde kalın karbonatlı seviyeler içermektedir. Plütonların bu karbonatlı seviyeler ile olan dokanaları birçok noktada Fe-skarn tipi cevherleşmeleri içermektedir (Şekil 5.1 ;Şekil 5.2; Şekil 5.3).

Eğrigöz plütonun kuzey ve kuzey doğusunda yer alan Çatak ve Küreci skarn zonları, güney ve güney doğusunda yer alan Kalkan ve Karağıl skarnları ile Koyunoba plütonun güneyinde yer alan Bahtılı skarnı bölgedeki skarn cevherleşmesi örnekleridir.

5.1.1 Çatak ve Küreci Skarn Zonları

Çatak ve Küreci skarn zonları, Eğrigöz Plütonunun, Afyon Zonu içerisinde ayırt edilen Arıkaya ve Sarıcasu formasyonuna ait kalkerli pelitik ve karbonatlı seviyeleri ile olan dokanaklarında görülmektedir (Şekil 5.1 ;Şekil 5.2; Şekil 5.3; Oyman ve diğer. 2013). Bu bölgede otuzdan fazla skarn cevherleşmesi saptanmış ve bunlardan oniki tanesi daha önce işletilmiştir.

Çatak ve Küreci cevherleşmeleri metasomatik skarn zonu ile yakından ilişkili olarak, piroksen, granat, plajiyoklas, amfibol, epidot, kalsit ve kuvars mineralleri ile temsil olmakta ve Eğrigöz plütonu ile yaklaşık 10-100m kadar aralıktaki hornfels zonunda görülmektedir (Oyman ve diğer. 2013).

Çatak skarn zonu, Eğrigöz plütonun kuzeyindeki KB-GD yönlü genel trendi izleyen birçok cevherleşme kütlelerini kapsamaktadır (Katranlı, Gögez, Çavdarlık ve Sakari). Bu zon içerisinde tabular ve mercek şeklinde, saçınım ve ağsı şeklinde Fe

cevherleşmeleri (Katranlı, Göğez ve Çavdarlık) ile manyetit baskın (Sakari) cevherleşmeleri bulunmaktadır. Sakari cevherleşmesi birbirini izleyen tektonik ve infiltrasyon prosesleri sonucu farklı klinopiroksen ve granat kompozisyonları göstermektedir. Katranlı, Göğez ve Çavdarlık cevherleşmeleri ise pirotin, pirit ve arsenopiritin varlığı ile yüksek kükürt içeriği göstermektedir (Oyman ve diğer. 2013).

Küreci cevherleşmesi, KG yönlü bir trendi izlemekte ve DGD yönünde taze granodiyorit, endoskarn, andradit-diyopsit ekzoskarn, diyopsit-volastonit ekzoskarn ve mermer olarak zonlanma göstermektedir (Oyman ve diğer. 2013).

5.1.2 Kalkan ve Karaağıl Skarn Zonları

Kalkan skarn cevherleşmesi, Menderes masifine ait Kalkan formasyonu içerisindeki karbonatlı seviyelerin Eğrigöz plütünü tarafından ornatılması ile oluşmuştur. Cevherleşme masif manyetit bantları ve saçınım halde bulunmaktadır. Skarn oluşumu içerisinde piroksen, granat, epidot ve amfibol minerolojisi görülmektedir. Karaağıl skarn zonu ise Menderes Masifi içerisindeki karbonat içerikli Arıkaya formasyonunu konak kaya olarak kullanmaktadır. Bu skarn zonu içerisinde magnezyumlu skarn ve kalsik skarn olmak üzere iki skarn zonu ayırt edilmektedir. Magnezyumlu skarn, Arıkaya formasyonu içerisindeki dolomitik kireçtaşlarının aplitik dayk tarafından ornatılması sonucu oluşmuştur. Cevherleşme içerisinde serpantin, manyetit, spinel, amfibol, talk, klorit ve karbonatlı damarlardan bulundurmaktadır (Gökçen ve Oyman, 2014).

5.1.3 Bahtılı Skarn Cevherleşmesi

Bahtılı skarn zonu, Koyunoba plütönünün güneyinde, Menderes Masifine içerisinde bulunan karbonatlı bir seviye ile olan dokanağında görülmektedir. Cevherleşme ile ilgili paylaşılan herhangi bir çalışma henüz bulunmamaktadır. Sahada yapılan gözlemlere göre skarn zonu 5-15 m kadar kalınlığa ulaşabilen masif manyetit ve buna eşlik eden saçınım halde kalkopirit ve piritten oluşmaktadır. Aynı zamanda cevherleşmeye tremolit, epidot ve klorit eşlik etmektedir.

5.2 Antimuan Cevherleşmeleri

Kütahya-Simav bölgesi, Sb cevherleşmesi açısından önemli zenginlik gösteren bölgelerden birisidir. Bu cevherleşmelere örnek olarak, Eğrigöz plütonunun kuzeyinde yer alan Dağardı Sb cevherleşmeleri, Simav'ın güneyinde kalan Demirciler ve Gediz'in güneyden Gürkuyu antimuan cevherleşmeleri verilebilir. Cevherleşmeler genel olarak Menderes masifine ve Afyon zonuna ait karbonatlı seviyelerin hidrotermal olarak ornatılması sonucu oluşan karstik boşluklarda görülmektedir (Şekil 5.1 ;Şekil 5.2; Şekil 5.3).

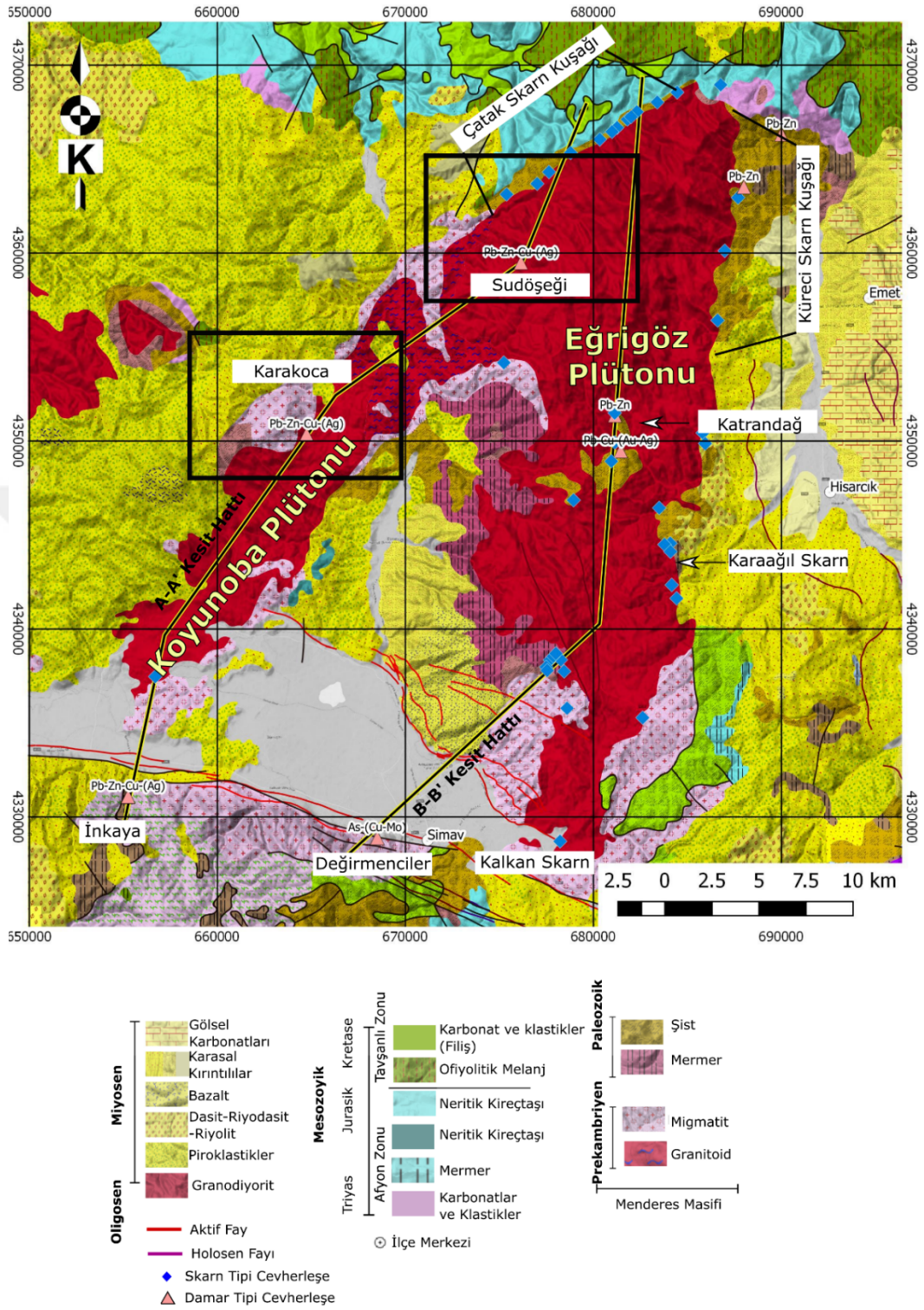
Gürkuyu cevherleşmesi, Özen ve Arık (2016) tarafından incelenmiştir. Söz konusu çalışmada, mineral parajenezinin başlıca antimuan ve piritten, daha az oranda ise senarmonit, valenitit, orpiment ve realgardan oluştuğu ve ortalama %2,15 Fe_2O_3 , 13359 ppm Sb, 1,12ppm Hg, 1367 As ve 163,82 Au içeriğine sahip olduğu gösterilmektedir. Cevherleşmenin genetik oluşumu ise Dağardı melanjinin hareketi sırasında serbestleşen hidrotermal çözeltilerin, gene Dağardı melanjına ait fisür ve çatlakları ile Budağan kireçtaşının hidrotermal alterasyon sonucu oluşan karstik boşluklarına yerleşmesi ile oluştuğu gösterilmektedir.

Demirciler cevherleşmesi ise Öygür ve Erler (1999) tarafından çalışılmıştır. Bu çalışmada Demirciler cevherleşmesinin Simav'ın güneyinde bulunan biyotitli gnayslar içerisindeki mermer mercceklerinin hidrotermal olarak ornatımı sonucu oluşan boşluklarda oluştuğu gösterilmektedir. Mermerlerin karstik boşluklarına dolan kuvarsın, tekrar kalsifikasyona uğraması ile jasperoid mineraolojisi oluşmuştur. Cevherleşme parajenezi yan kaya içerisinde orta ve ileri seviye arjilik alterasyon ile beraber montmorillonit, smektit, kuvars, opal-CT, kristobalit ve dikitten oluşmakta, aynı zamanda piritli breşler olduğu ortaya koyulmaktadır. Damar içerisinde ise Sb ile beraber grafit ve pirit bulunmaktadır. Bu parajeneze daha az oranda galen, kalkopirit, molibdenit, bizmut, altın ve gümüş de eşlik etmektedir. Öygür ve Erler (1999) tarafından yapılan sıvı kapanım çalışmalarına göre, cevherleşmenin homojenleşme sıcaklığı 200-310 °C arasındadır.

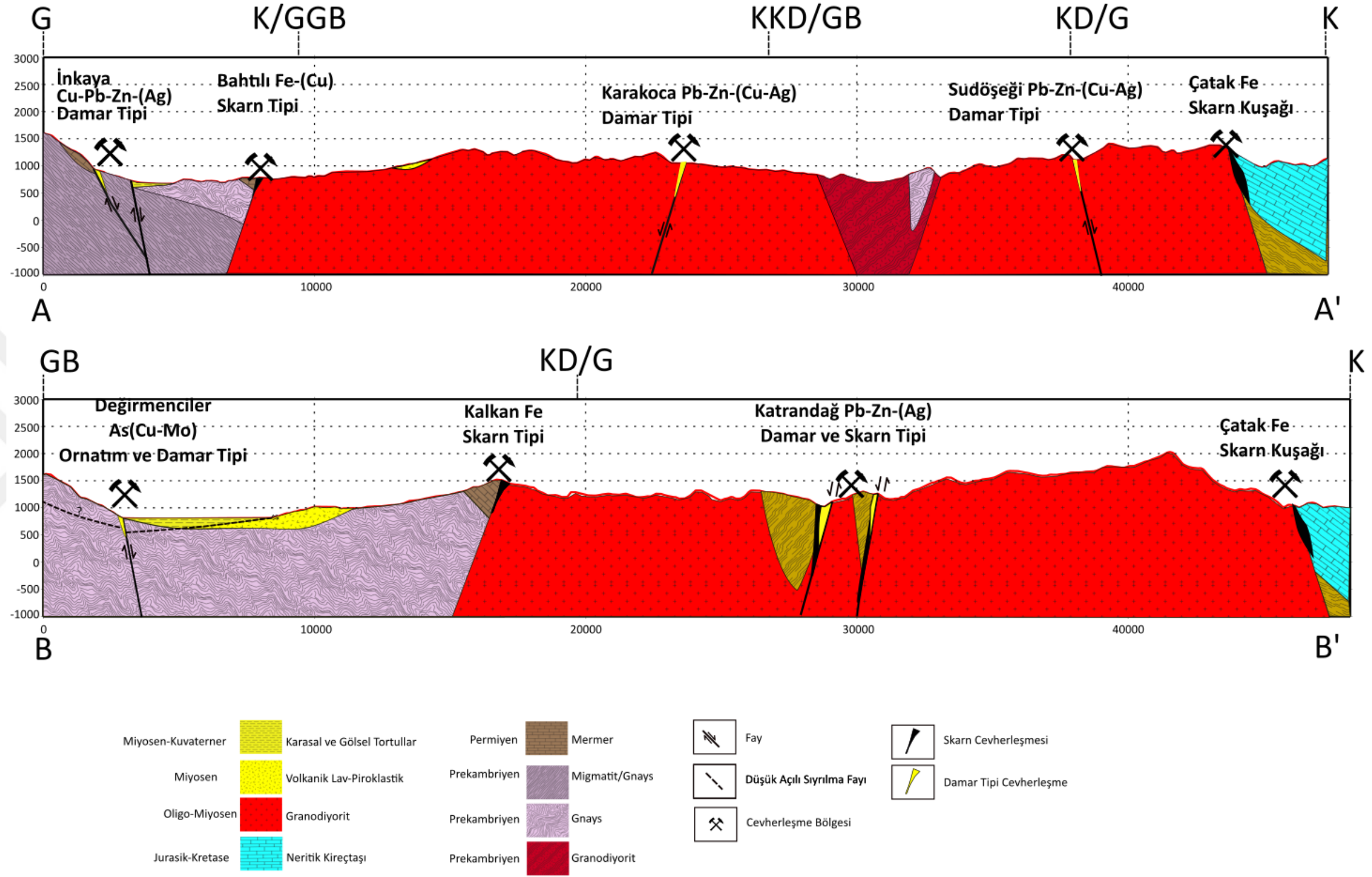
Dağardı Sb cevherleşmesi ise Tuna ve diğ (1980) tarafından çalışılmıştır. Dağardı'nın etrafında dağınık olarak otuzdan fazla zuhur oluşturan bu cevherleşme başlıca Sb ve Sb-oksitlerinden ve bunlara eşlik eden pirit, stibioconit, valentinit, servantit, senarmontit, kermesit, trypuhyitten oluşmaktadır. Cevherleşmenin gang mineralleri ise kuvars, kalsit ve barit olarak görülmektedir. Tuna ve diğ (1980) cevherleşmenin sonradan gelişen tektonizmadan etkilendiğini ve bu nedenle tektonik hatlar üzerinde düzensiz bir halde görüldüğünü ortaya koymaktadır.

5.3 Epitermal Pb-Zn-(Ag-Cu) Cevherleşmeleri

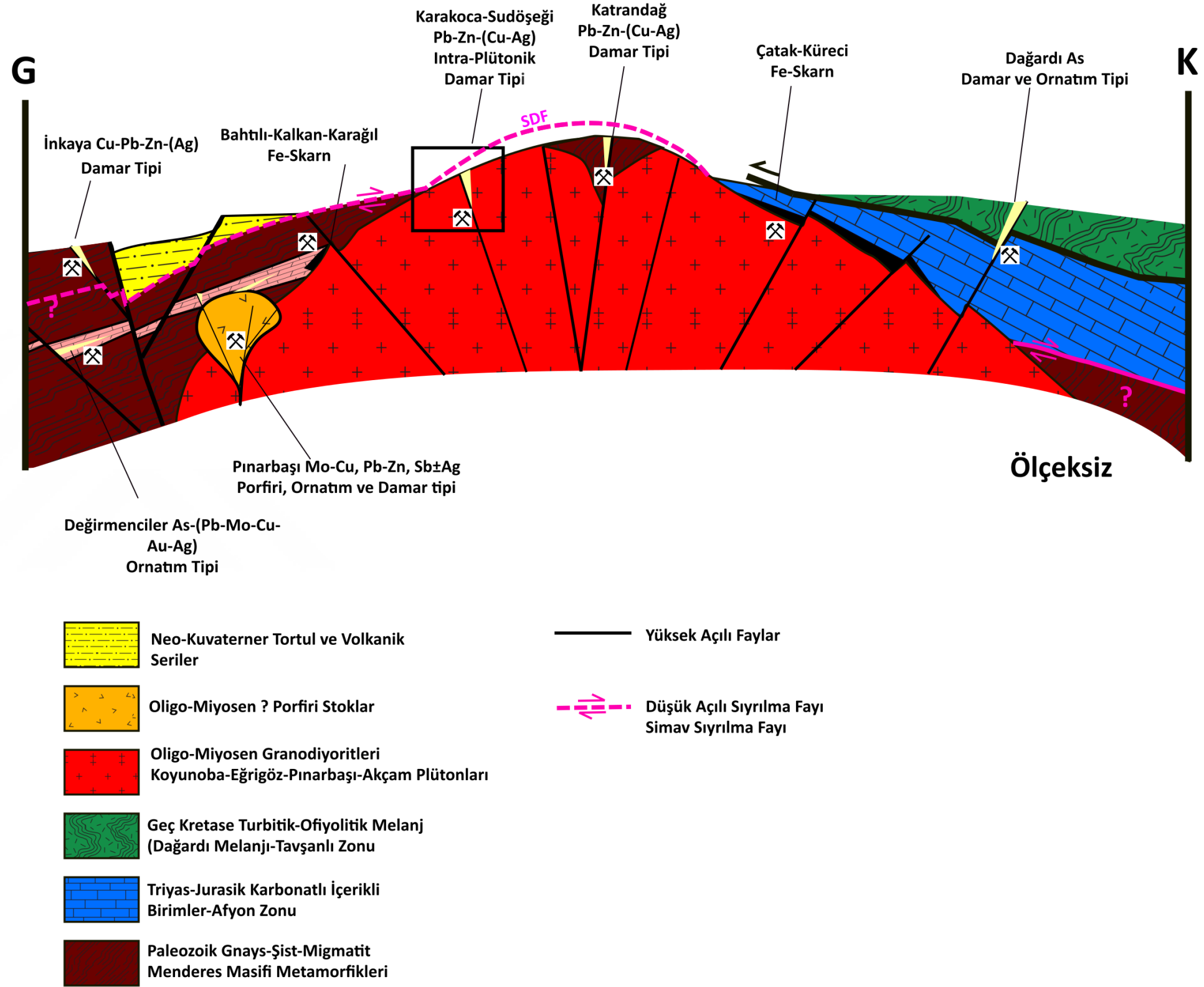
Simav Kütahya metalojenezi içerisinde damar tipi Pb-Zn-(Ag-Cu) içerikli cevherleşmeleri bulunmaktadır. Bunlardan bir kısmı intra-plütonik olarak görülebilir iken, bir kısmı ise yan kaya içerisinde veya çatı askısında bulunmaktadır (Şekil 5.1 ;Şekil 5.2; Şekil 5.3). Intra-plütonik damarlara örnek olarak, bu çalışmanın da konusu olan Karakoca ve Sudöşeği cevherleşmeleri verilmektedir. Simav'ın güneyinde, Simav grabeninin tavan bloğunda kalan İnkaya cevherleşmesi ise yan kayaç içerisinde bulunan damar tipi cevherleşmelere örnek olarak verilebilir (Özen & Arık, 2015). Eğrigöz plütonunun merkezine yakın olarak bulunan Katrandağ cevherleşmesi ise, Menderes masifinin metamorfiklerine ait çatı askısına yerleşmiş olarak bulunmaktadır (Göktaş, 2015)



Şekil 5.1 Kütahya-Simav 1/500.000 Ölçekli Jeoloji Haritası ve cevherleşmelerin yerlerini gösterir harita (Akbaş ve diğer. 2018’den değiştirilerek)



Şekil 5.2 A-A' ve B-B' Jeolojik Kesitleri (Akbaş ve diğer. 2018 1/500.000 ölçekli jeoloji haritasından yararlanılmıştır)



Şekil 5.3 Kütahya-Simav bölgesi, Eğrigöz ve Koyunoba çevresinde bulunan cevhereşmeleri gösteren, güncel zaman baz alınarak hazırlanmış örnek model

BÖLÜM ALTI

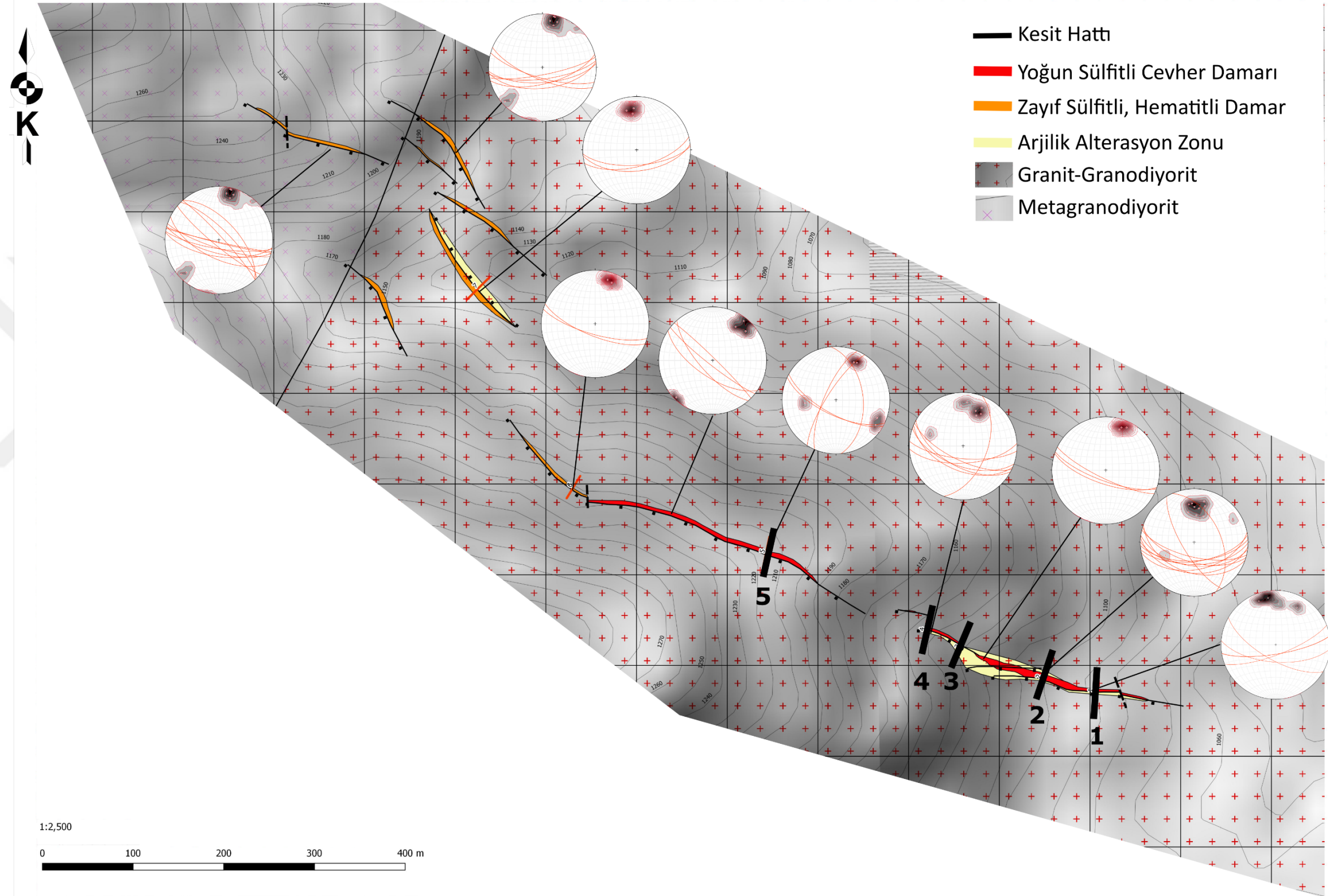
KARAKOCA VE SUDÖŞEĞİ CEVHERLEŞMELERİNİN JEOLJİSİ

Karakoca ve Sudöşeği cevherleşmeleri sırası ile Koyunoba ve Eğrigöz Plütonları içerisinde, intra-plütonik (plüton içi) yerleşime sahiptirler. Her iki cevherleşme de damar tipi olarak granodiyoritik kayaların içerisine yapısal kontrolü yerleşim göstermektedirler. Bu kapsamda her iki cevherleşme de daha detaylı olarak takip eden başlıklar da anlatılacaktır.

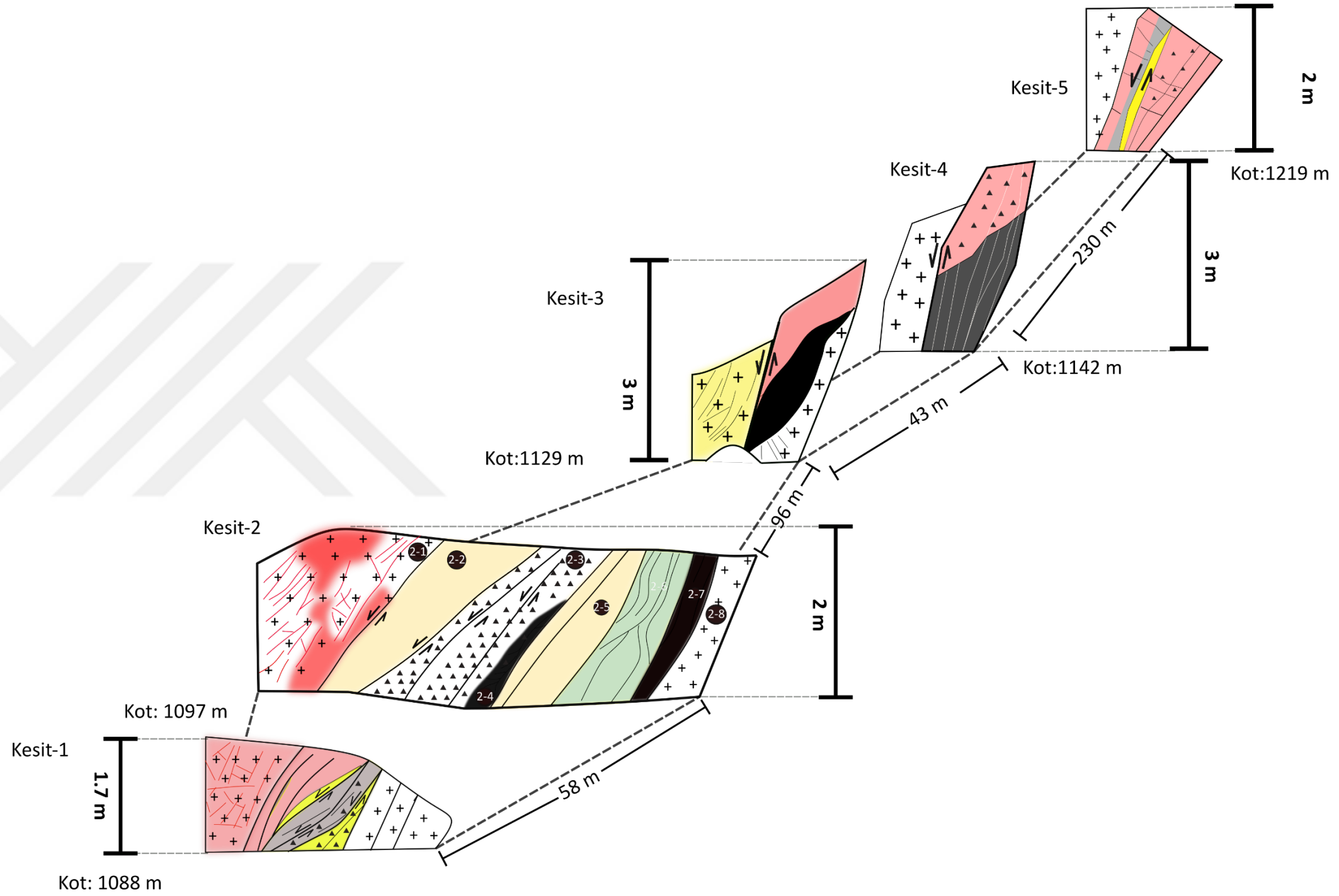
6.1 Karakoca Cevherleşmesi

Karakoca cevherleşmesi, Karakoca köyünün yaklaşık olarak 3 km kadar kuzey batısında, Kocakır ve Arpacık Tepelerinin kuzey yamacında bulunan birbirini takip eden damar setlerinden oluşmaktadır. Cevherleşme sistemi içerisinde K60B doğrultusunda yaklaşık 1,5 km boyunca devamsız olarak takip edilebilen altere granit, cevherli damar setleri ile daha az oranda cevher içeren silisifiye-hematitli damar setler ve tali damarcıklar bulunmaktadır.

Arazi çalışmaları sırasında cevherleşenin genel doğrultusuna dik olarak açılmış hendek ve yarmalar görülmüştür. Bu yarmalar boyunca jeolojik kesitler alınmış ve kinematik ölçümler yapılmıştır. Bu çalışma kapsamında, cevherleşme sisteminin daha iyi bir şekilde tasvir edilebilmesi için jeolojik kesitler detaylı olarak anlatılacaktır.



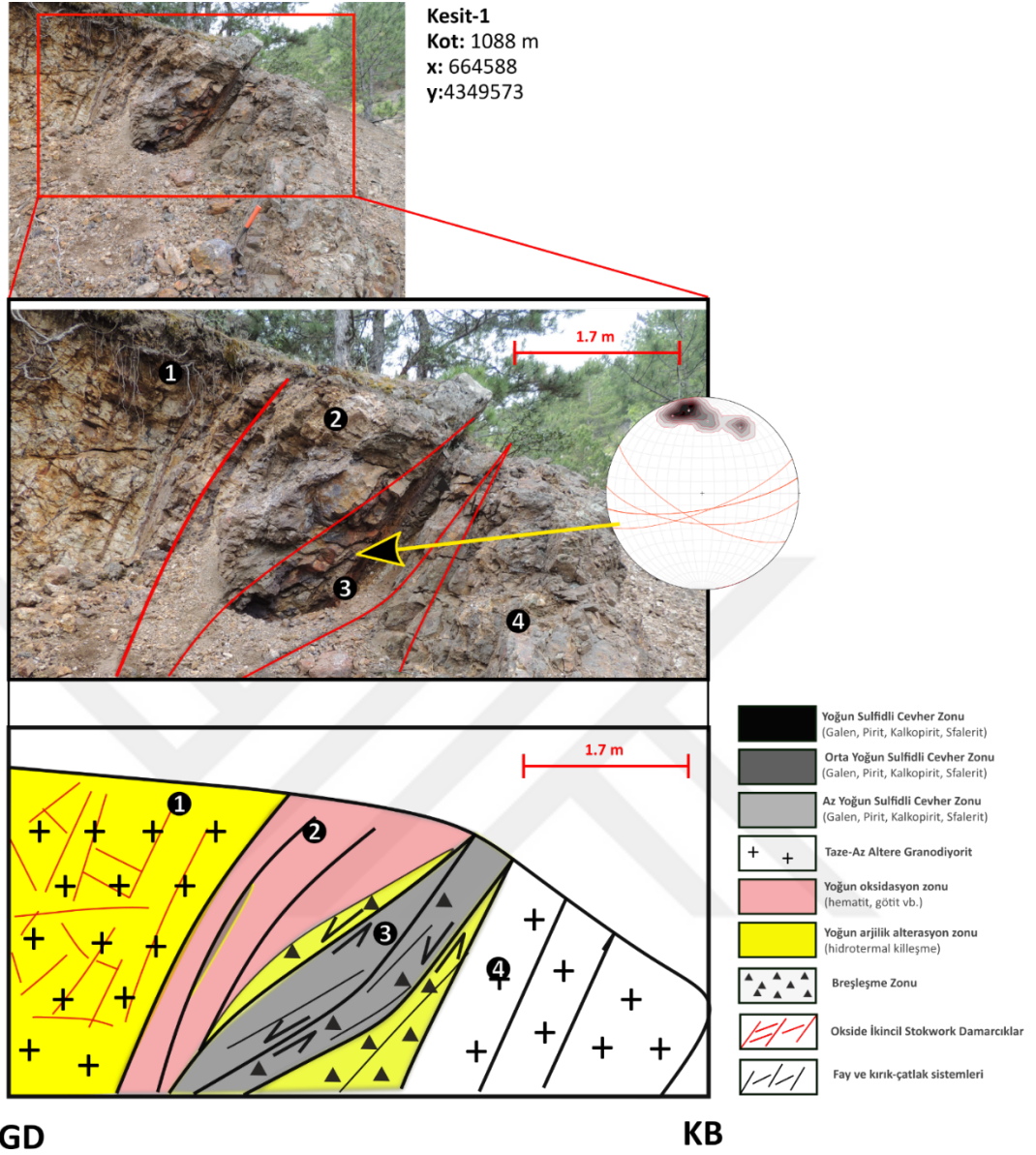
Şekil 6.1 Karakoca cevherleşmesi 1/2000 ölçekli damar ve jeoloji haritası (1,2,3,4 ve 5 Şekil 6.2'deki kesit numaralarına karşılık gelmektedir).



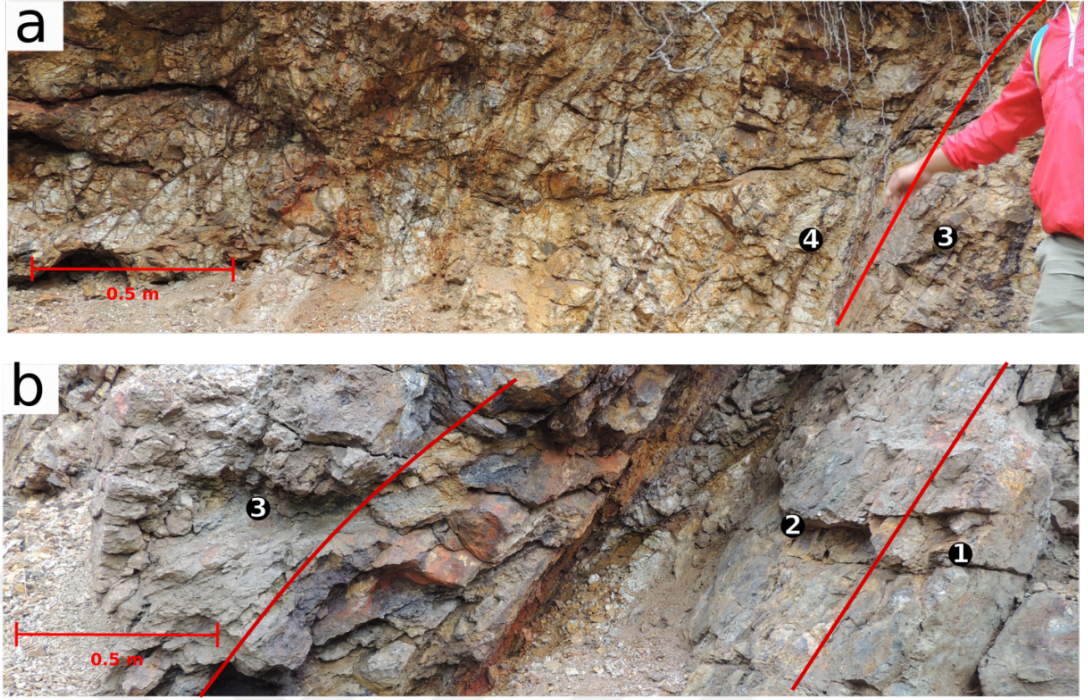
Şekil 6.2 Karakoca cevherleşmesi damar boyunca alınan kesitler

6.1.1 Kesit-1 (Kot: 1088 m; x:664588, y:4349573)

1 numaralı kesit, ana cevher damarının en güneyinde, 1088m kotunda yer almaktadır. Kesit boyunca 4 farklı zon ayırt edilmiştir (Şekil 6.3). 1.zon stokwork şeklinde, okside damar sistemleri ve yoğun şekilde arjilik alterasyona uğramış granit olarak görülmektedir. 1. zon ve 2. zon yaklaşık olarak BKB-DGD uzanımlı bir fay ile ayrılmaktadır. 2. zon içerisinde granitin alterasyon derecesi daha yüksek ve yaklaşık 1-5cm arasında kalınlığa sahip, cevherleşme doğrultusuna koşut hematitli, okside damarcıklar bulunur (Şekil 6.4-a). 2. zon ile 3. zon geçişinde faylanma ile ilişkili killeşme ve çoklu fay atımları bulunur (Şekil 6.4-a). 3. zon, breşleşmiş, orta yoğunlukta sulfidli cevher (galen, pirit vb.) içeren damar sistemi olarak görülmektedir (Şekil 6.4). Bu zon içerisinde kırılğan olarak deforme olmuş kolloform-krustiform dokuda cevherleşme bulunmaktadır. 3.zon ile 4. zon geçişinde faylanma ile ilişkili killeşme görülmektedir (Şekil 6.4-b). 4. zonda ise daha az oranda altere olmuş granodiyorit bulunmaktadır (Şekil 6.4-b).



Şekil 6.3 1'nolu jeoloji kesiti ve şematik gösterimi (Kişisel arşiv, 2017)



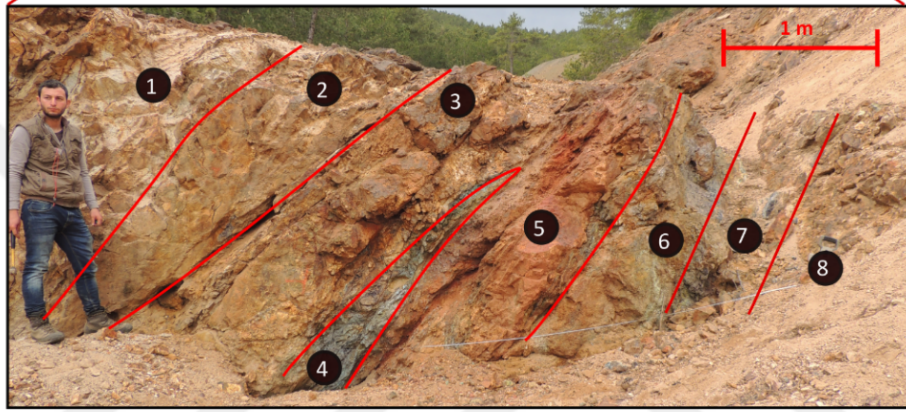
Şekil 6.4 1'nolu kesit içerisinde ayırt edilen zonların ayrıntılı fotoğrafları (Kişisel arşiv, 2017)

6.1.2 Kesit-2 (Kot: 1097, $x=664547$, $y=4349587$)

Kesit 2, cevherleşmenin en güneyinde yaklaşık olarak 10 genişliğinde açılmış bir yarmadan alınmıştır (Şekil 6.5). Kesit-1 içerisinde batıdan doğuya doğru toplamda 8 zon ayırt edilmiştir. En batıda bulunan 1. zon yoğun arjilik alterasyona uğramış, hematitli stocwork şeklinde damarcıklar tarafından kesilen granodiyorit olarak ayırt edilmiştir (Şekil 6.6-a). 1. zon doğusunda faylı dokanak ile 2. zona geçiş görülmektedir (Şekil 6.6-a). 2. zon genel olarak yoğun silisifikasyona ve orta derece oksidasyona uğramıştır ve az oranda saçınım pirit içermektedir. Bu zon, doğuda faylı dokanak ile keskin bir şekilde 3. zona geçiş gösterir. 3. zon genellikle 2. zon ile benzerlik göstermekte ancak faylanma sonucu yoğun ezilme ve breşik dokuya sahip olmuştur. 4. zon, 3. zon ile keskin olmayan bir geçiş gösterir. Bu zon içerisinde genel olarak bantlaşma şeklinde masif hematit ve daha az oranda galen bulunmaktadır (Şekil 6.6-d). 5. zon, 4. zon ile keskin olmayan bir şekilde ayrılır ve 2. zon ile benzerlik gösterir. Bu zon içerisinde, 2. zonda olduğu gibi düşük cevher içeriği ile yoğun silisifikasyon görülmektedir. Ancak bu zon içerisinde oksidasyonun, 2. zona göre daha yoğun olduğu ve az oranda kloritleşme olduğu görülmektedir. 6. zon, 5. zon ile keskin bir geçiş

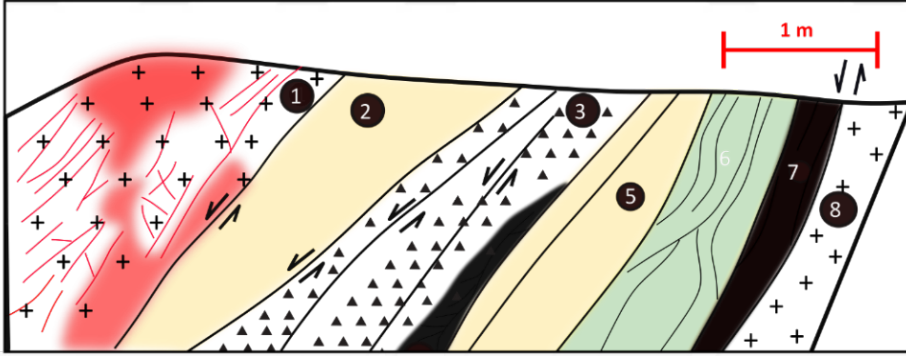
göstermemektedir. Bu zon içerisinde yoğun killeşme ve malakitleşme olduğu görülmektedir. 6. zon ve 7. zon birbirleri ile dereceli geçişlidir. 7. zon, 4. zon ile benzerlik göstermekte ve masif galen, hematit cevheri içermektedir (Şekil 6.5, Şekil 6.6).





GD

KB

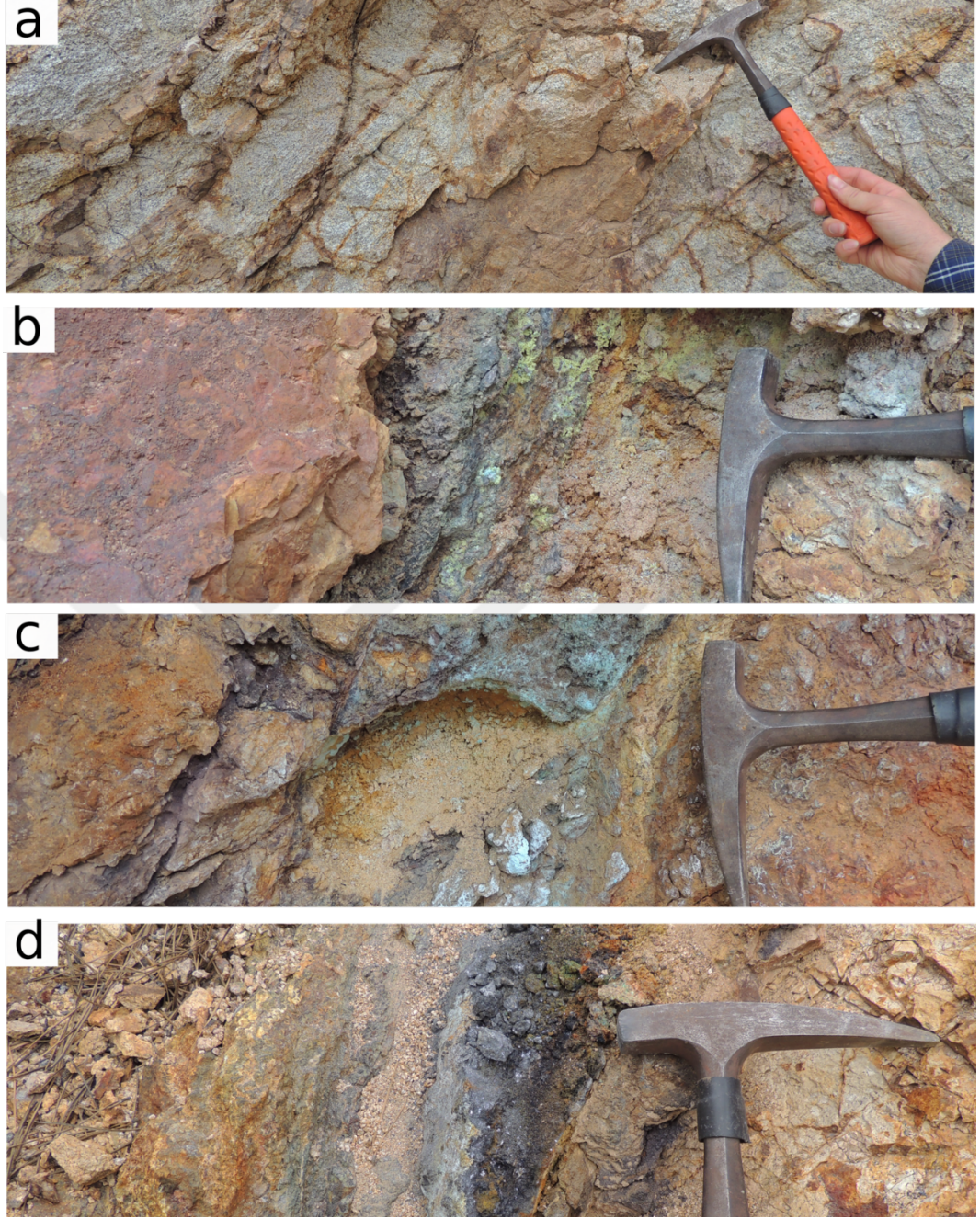


GD

KB

	Yoğun Sulfidli Cevher Zonu (Galen, Pirit, Kalkopirit, Sfalerit)		Taze-Az Altere Granodiyorit
	Orta Yoğun Sulfidli Cevher Zonu (Galen, Pirit, Kalkopirit, Sfalerit)		Yoğun oksidasyon zonu (hematit, götüt vb.)
	Az Yoğun Sulfidli Cevher Zonu (Galen, Pirit, Kalkopirit, Sfalerit)		Yoğun Silisifiye ve oksidasyon zonu
	Breşleme Zonu		Yoğun arjilik alterasyon zonu (hidrotermal killeşme)
	Fay ve kırık-çatlak sistemleri		Okside ikincil Stokwork Damarcıklar

Şekil 6.5 2'nolu jeoloji kesiti ve şematik gösterimi (Kişisel arşiv, 2017)



Şekil 6.6 2'nolu kesit içerisinde ayırt edilen zonların ayrıntılı fotoğrafları (Kişisel arşiv, 2017)

6.1.3 Kesit 3 (Kot: 10129, $x=664460$, $y=4349622$)

Kesit 3 içerisinde doğudan batıya 3 zon ayırt edilmiştir. Bu zonlar en batıda tümüyle arjilik alterasyona uğramış olan granit 1. zon olarak ayırt edilmiştir. 1. zon ile 2. zon arasında normal atımlı ve yüksek açılı fay bulunmaktadır. 2. zon ise, yüzeyde okside

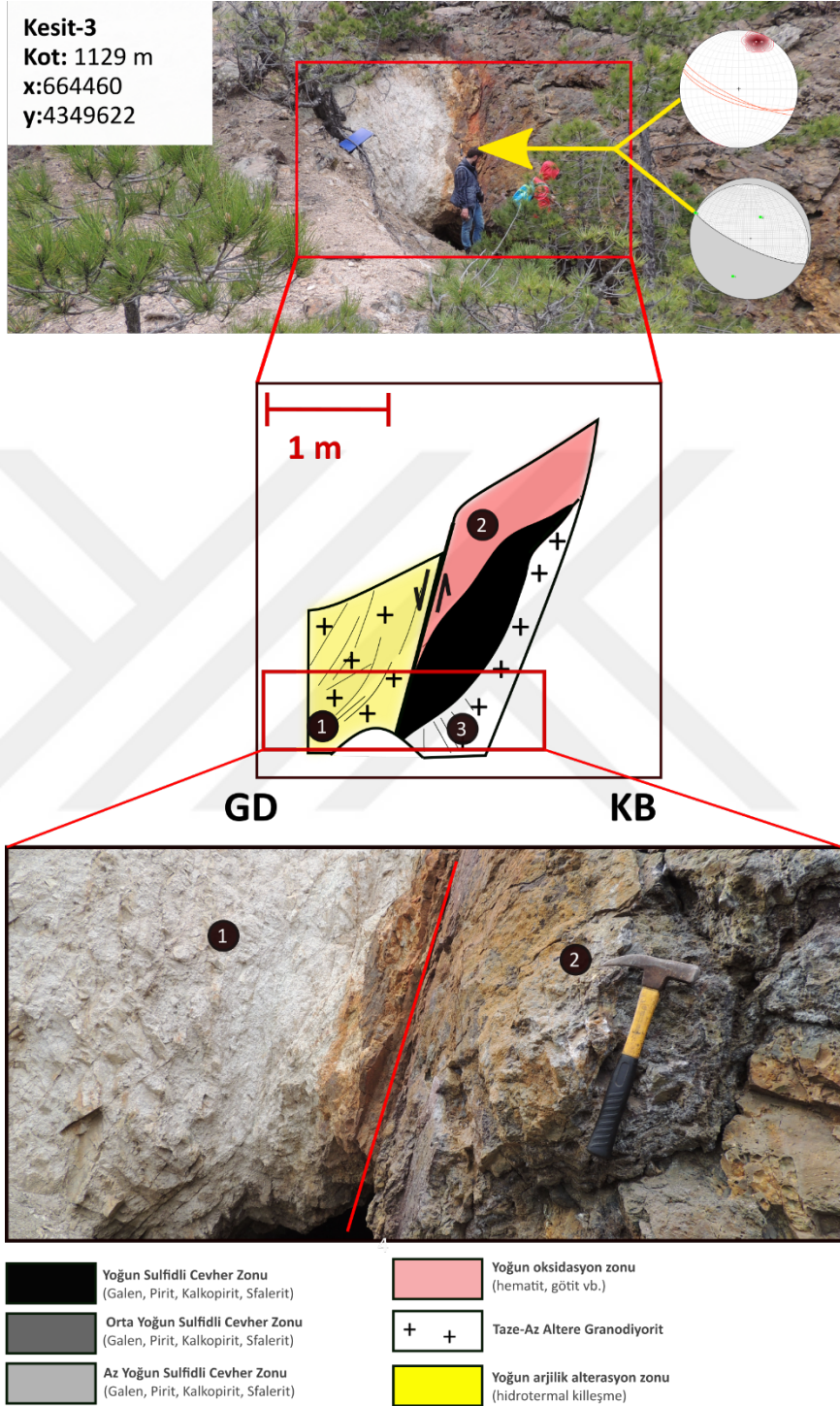
olmuş hematitli breşik zon ve bunla geçişli olarak gözlenen yoğun sülfür cevherli olarak görülür. 3. zon, 2.zon ile geçişlidir ve yoğun, altere olmamış yan kaya olan granit olarak gözlenir (Şekil 6.7).

6.1.4 Kesit-4 (Kot: 1142, x:664419, y:4349640)

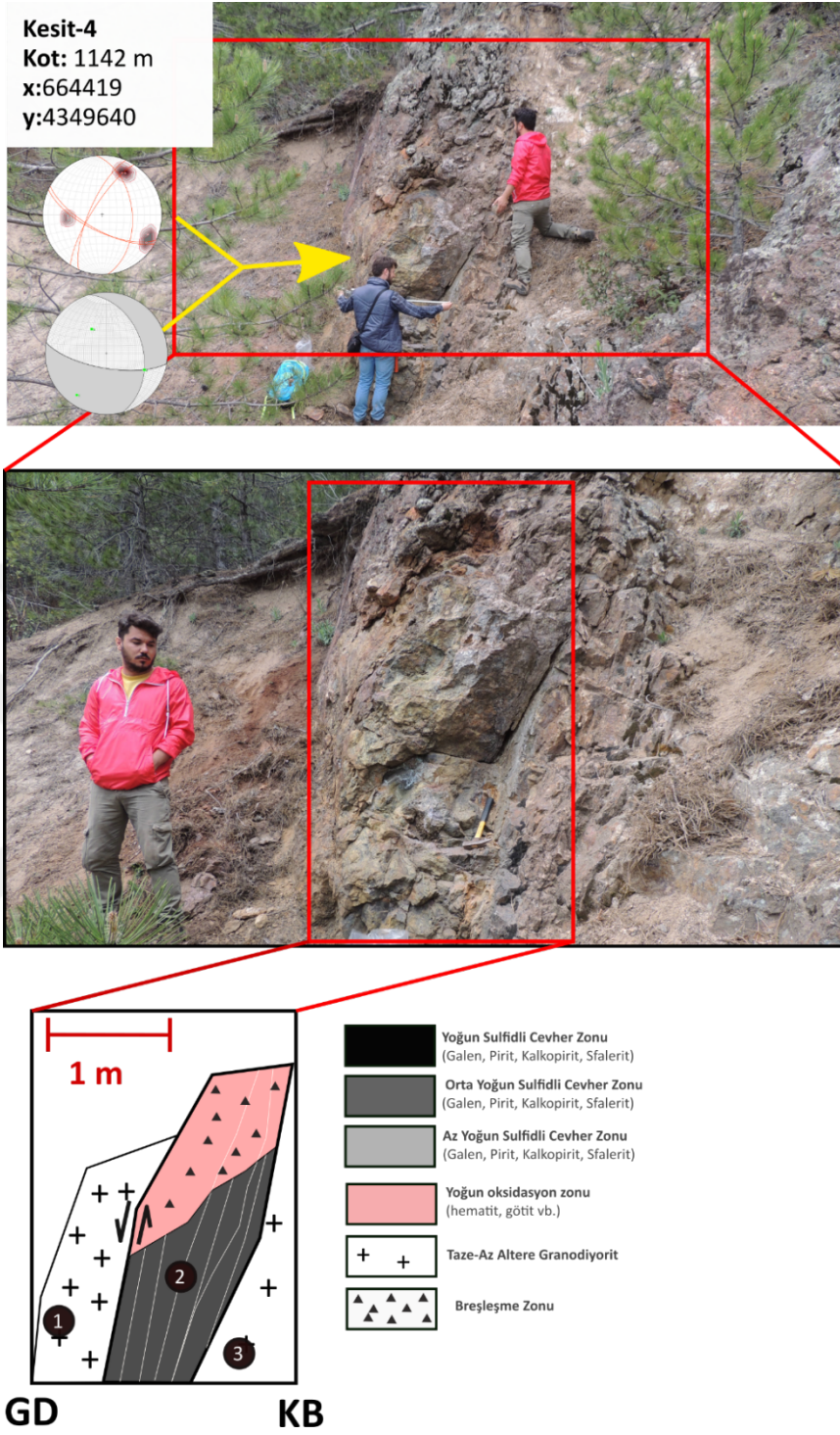
Kesit-4 içerisinde de, Kesit-3'e benzer olarak 3 zon ayırt edilmiştir. En batıda bulunan 1.zon, Kesit-3'de gösterilen 1.zondan farklı olarak yaygın alterasyon göstermemektedir. Kesit-3'e benzer olarak, Kesit-4'de de 1. ve 2.zon arası yüksek açılı, oblik bileşenli fay ile temsil olmaktadır. 3.zon, 2.zon ile geçişli ve taze granit ile gösterilmektedir (Şekil 6.8; Şekil 6.8).

6.1.5 Kesit-5 (Kot: 1142, x: 664201, y:4349738)

Kesit-5 içerisinde sülfürlü cevherleşme çok nadir olarak görülmektedir. Damarın bu kesiminden daha kuzeye gidildikçe de aynı şekilde cevherleşme çok zayıf olarak, sadece hematitli ve silisli damarlar şeklinde görülmektedir. Bu kesit içerisinde ayırt edilen 4 zon içerisinde, 2.zon içinde çok az oranda pirit gözlenmiştir. 1. ve 4. Zonlar yan kaya olan granit tarafından temsil edilirken, 3.zon breşleşmiş hematit, okside zon olarak ayırt edilmektedir. 2.zon ile 3. zon birbiri ile tektonik olarak geçişli ve aralarında 5-10 cm kalınlığında fay kili bulunmaktadır. Diğer zonlar ise birbiri ile dereceli geçiş göstermektedir (Şekil 6.9).

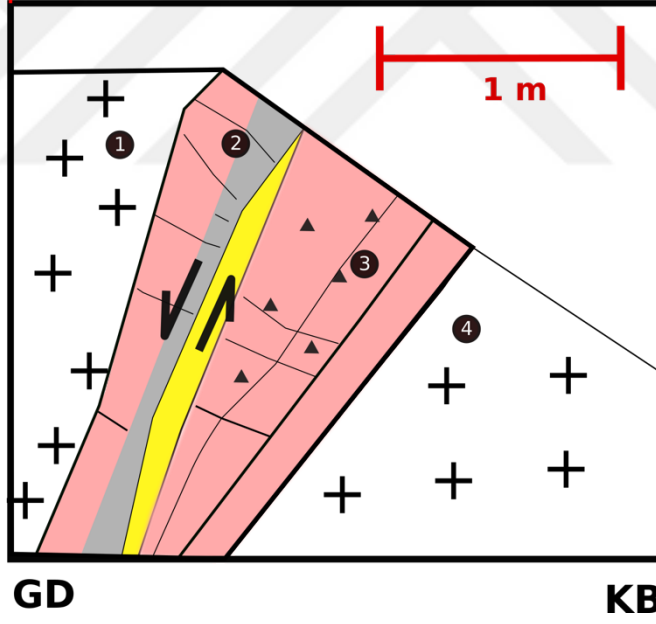


Şekil 6.7 3'nolu jeoloji kesiti ve şematik gösterimi (Kişisel arşiv, 2017)



Şekil 6.8 4'nolu jeoloji kesiti ve şematik gösterimi (Kişisel arşiv, 2017)

Kesit-5
Kot: 1142 m
x:664201
y:4349738



Şekil 6.9 5'nolu jeoloji kesiti ve şematik gösterimi (Kişisel arşiv, 2017)

6.2 Sudöşęi Cevherleşmesi

Sudöşęi cevherleşmesi ise arazide yaklaşık olarak 10-15m kadar takip edilebilen, DKD-BGB/65-70K yönünde tek bir damardan oluşmaktadır ve arazide yaklaşık 5-10m kadar gerçek kalınlığa sahiptir. Damar içerisinde cevher mineralleri masif, koloform-krastiform ve stokvörk formlarda görülebilmektedir (Şekil 6.10). Damar zonun yerleştiği vadi boyunca yaygın arjilik alterasyon gözlenmektedir. Ancak damarın devamlılığı yüzeyde görülememektedir.



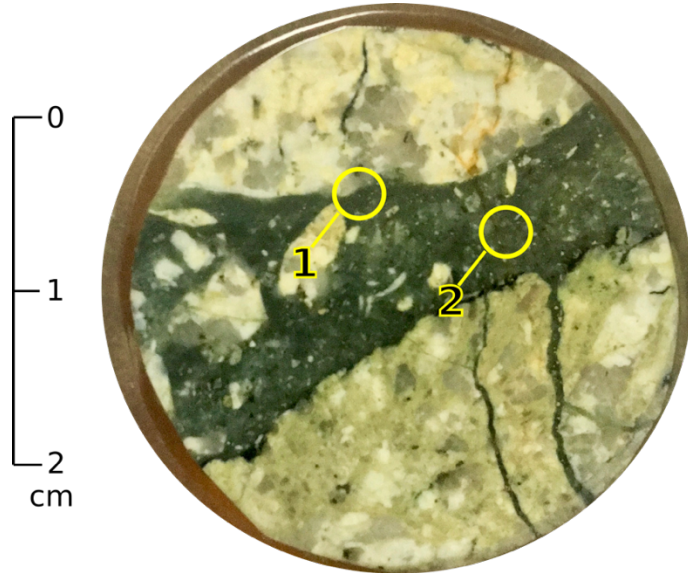
Şekil 6.10 Sudöşęi cevherleşmesine ait arazi fotoğrafları

7.1.1.1 KKP-21

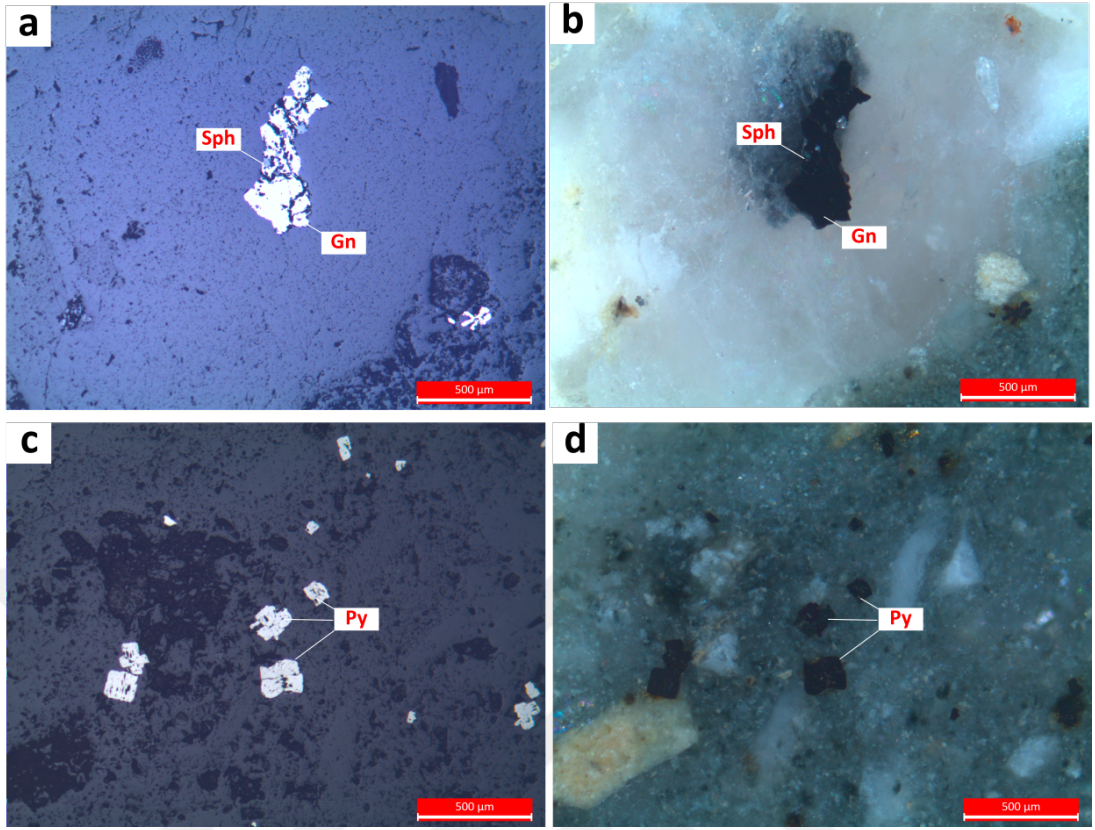
KKP-21 numaralı örnek yan kayaç içerisinde stokwork şeklinde gelişmiş, zayıf cevher içerikli kuvars damarcığı şeklinde gözlenmektedir. Damarcık sistemi boyunca, köşeli yan kayaç parçaları içeren, kuvars matriks destekli, breşleşmeler bulunmaktadır. Yapılan mikroskobik incelemede, özşekilli, kübik yapıda yapıda saçınım pirit cevherleşmesi gözlenmiştir. Daha az oranda özşekilli galen ve özşekilsiz sfalerit, mineral parajenezine eşlik etmektedir. Pirit ve galen arasındaki parajenetik ilişki net olarak gözlenemez iken, sfaleritten, galen içerisinde oluşmuş kübik boşluklara yerleştiği gözlenmiştir. KKP-21 kesitinde, pirit ve galenin ilk evrede oluştuğu gözlenmiş ancak aralarındaki zaman farkı anlaşılamamıştır. Buna karşın, galen içerisindeki boşluklara yerleşen sfaleritin, bu iki cevherleşmeden sonra oluştuğu yorumlanmaktadır (Şekil 7.2; Şekil 7.3).

Yapılan incelemeler sonucunda KKP-21 örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir

- Parajenez oluşum sırası: **Galen(?)Pirit>Sfalerit**



Şekil 7.2 KKP-21 Örneği Makro Görüntüsü (Sarı halkalar mikroskop altında incelenen bölgeleri göstermektedir)



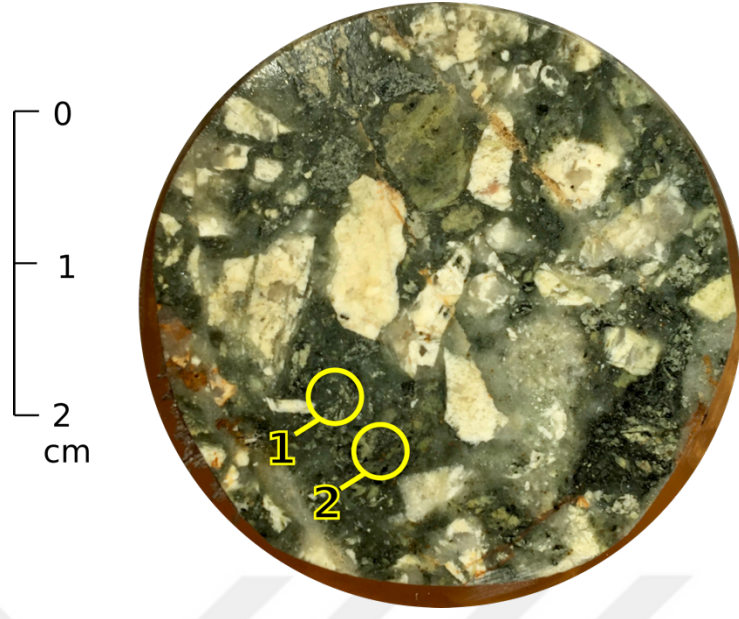
Şekil 7.3 KKP-21 Örneği, 4x objektif kullanılarak çekilmiş mikrofotografı; 1 numaralı alan: a: // Nikol b: +Nikol. 2 numaralı alan: c: // Nikol, d: + Nikol (Sph: sfalerit, Gn: Galen, Py: Pirit)

7.1.1.2 KKP-04B

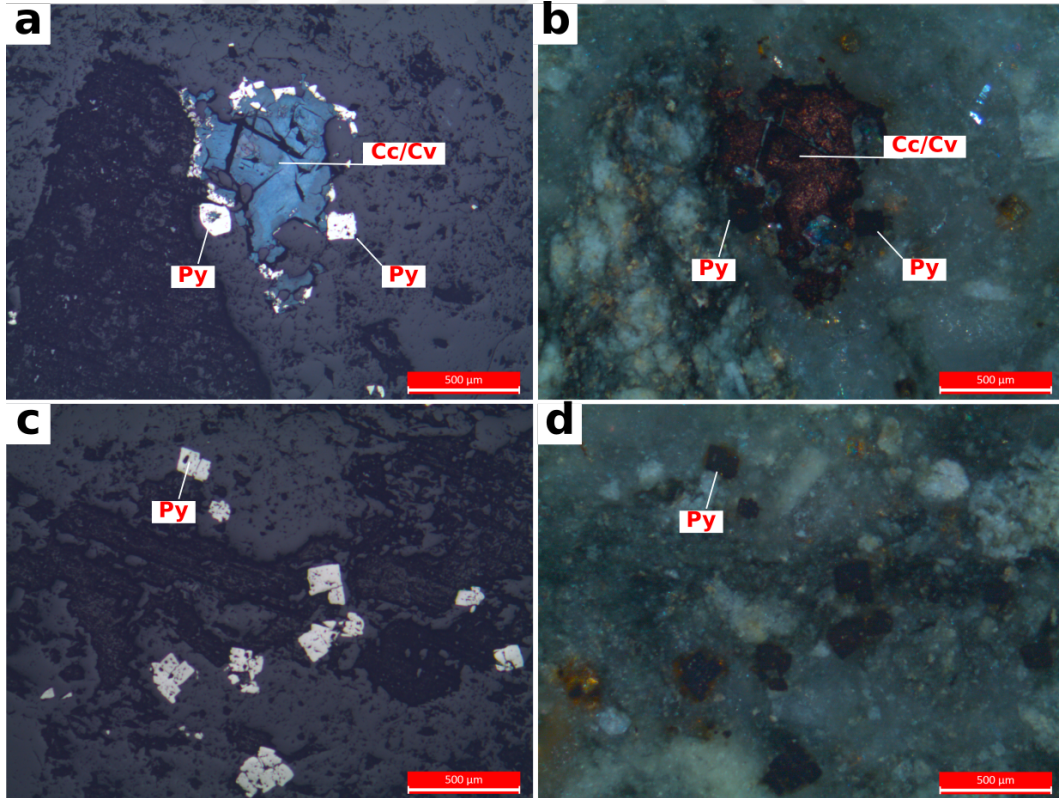
KKP-04B örneği makro ölçekte, köşeli, polilitik ve tane destekli, kuvars ve/veya silisli matriksten oluşan breşleşmiş yan kaya örneği olarak gözlenmektedir. Mikroskobik incelemelerde, saçınım halde özşekilli piritler ve bunları ornatın kalkozin/kovellin bulunmaktadır (Şekil 7.4, Şekil 7.5).

Yapılan incelemeler sonucunda KKP-04B örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir.

- **Pirit>Kalkozin/Kovellin**



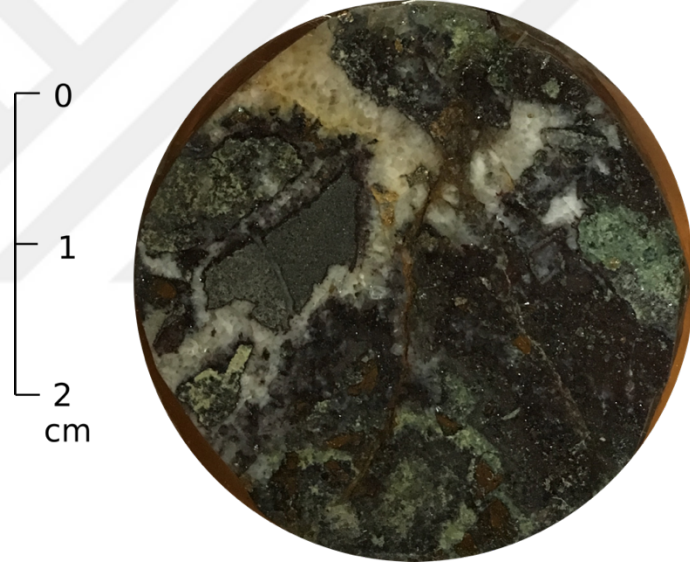
Şekil 7.4 KKP-04B Örneği Makro Görüntüsü (Sarı halkalar mikroskop altında incelenen bölgeleri göstermektedir)



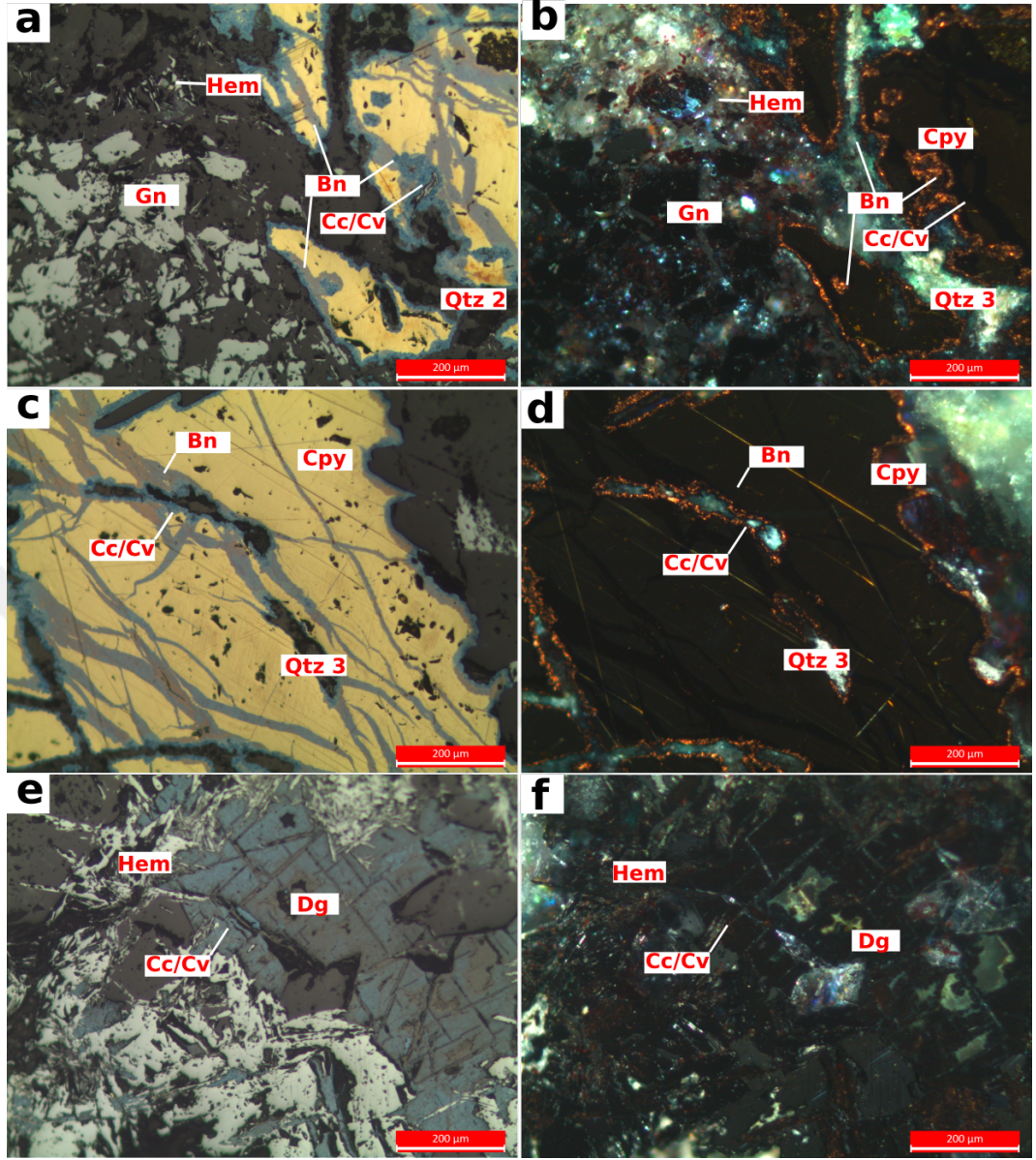
Şekil 7.5 KKP-04B Örneği, 1 numaralı alan; 4x; a: // Nikol b: +Nikol, 2 numaralı alan. c: // Nikol d: +Nikol; 4x (Gn: Galen, Py: Pirit, Cc/Cv: kalkozin/kovellin)

7.1.1.3 KKP-05A

KKP-5A örneği makro ölçekte kolloform dokuda kuvarslı damar parçası olarak gözlenmektedir. Damar içerisinde baskın kalkopirit ve daha az oranda galen bulunmaktadır. Galen ve kalkopiritlerin eş deformasyona uğradığı görülmektedir. Kalkopirit bornit tarafından ağsı şekilde ornatılmaktadır. Kalkopirit ornatılan bornit daha sonradan kalkozin/kovellin tarafından ornatılmaktadır. Bu minerallere ek olarak dijenit KKP-05A örneği parajenezinde gözlenmektedir. Dijenitin kalkopirit ve galen ile ilişkisi net olarak gözlenmezken, olasılıkla kalkopirit ornatığı düşünülmektedir. Kalkozin/kovellin superjen evrede dijeniti ornatmaktadır. Superjen evrenin en sonunda hematit dijenit ve kalkozin/kovelin'i ornatmaktadır.

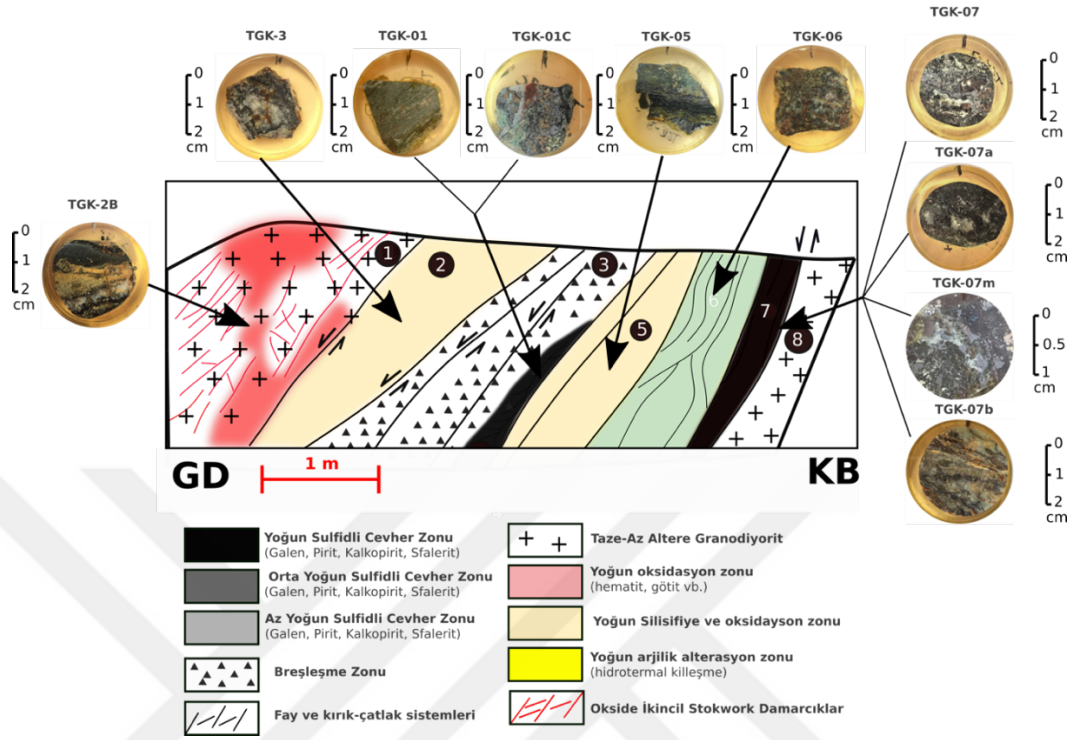


Şekil 7.6 KKP-05A Örneği Makro Görüntüsü (Sarı halkalar mikroskop altında incelenen bölgeleri göstermektedir)



Şekil 7.7 KKP-04B Örneği, 1 numaralı alan; 4x; a: // Nikol b: +Nikol, 2 numaralı alan. c: // Nikol d: +Nikol; 3 numaralı alan; 4x, e: // Nikol f: +Nikol; 4x (Bn: Bornit, Cc/Cv: kalkozin/kovellin, Cpy: kalkopirit, Dg: Dijenit, Qtz: kuvars, Gn: Galen, Hem: hematit, Py: Pirit, Qtz: kuvars)

7.1.2 Kesit-2 (KOT 1097, x=664547, y= 4349587) Örnekleri



Şekil 7.8 2'nolu kesit üzerinde alınan örneklerin konumları

7.1.2.1 TKG-07

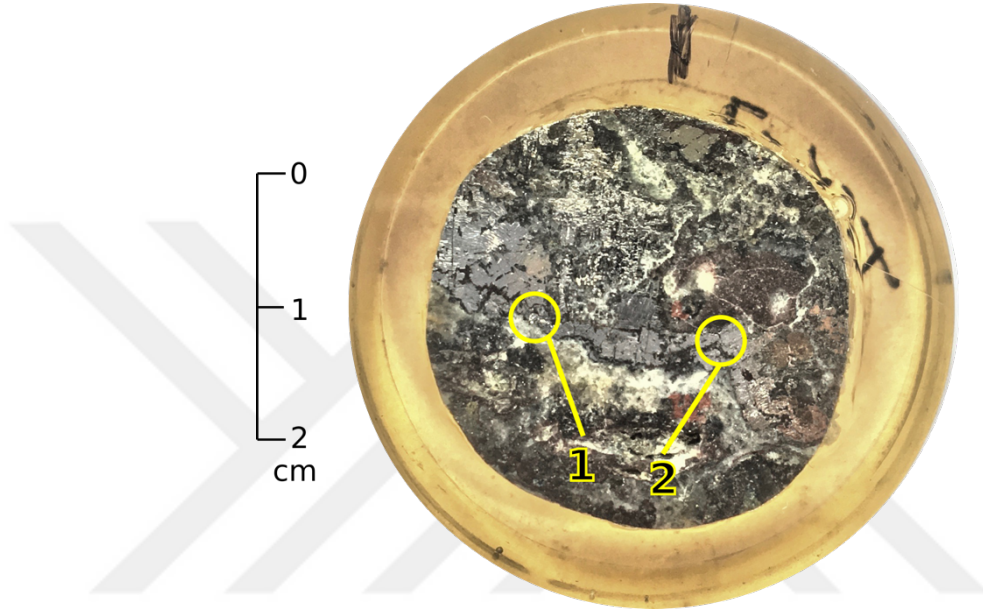
TKG-07 örneği makro ölçekte masif özşekilli galen cevherleşmesi göstermektedir. Yine makro ölçekte galene eşlik eden kolloform-krustiform kuvars görülebilmektedir (Şekil 7.9). Mikroskobik ölçekte galenlere eşlik eden özşekilsiz sfalerit olduğu görülmektedir (Şekil 7.10: a-b). Galen ve sfaleritler eş-deformasyona uğrayarak breşleşme göstermektedir (Şekil 7.10: a-b). Cevherleşme parajenezi içerisinde 20 μm 'dan daha küçük kalkopirit nadir olarak gözlenmektedir (Şekil 7.10: c-d).

Kalkopiritin galen ve sfalerit ile olan ilişkisi bu kesitte net bir şekilde gözlenmemektedir. Ancak sfaleritin, galenin kübik boşluklarına sonradan yerleştiği net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 7.10: c-d). Galen ve sfalerit cevherleşmesi ile ilişkili olduğu düşünülen kuvars-1 de yine benzer deformasyondan etkilendiği

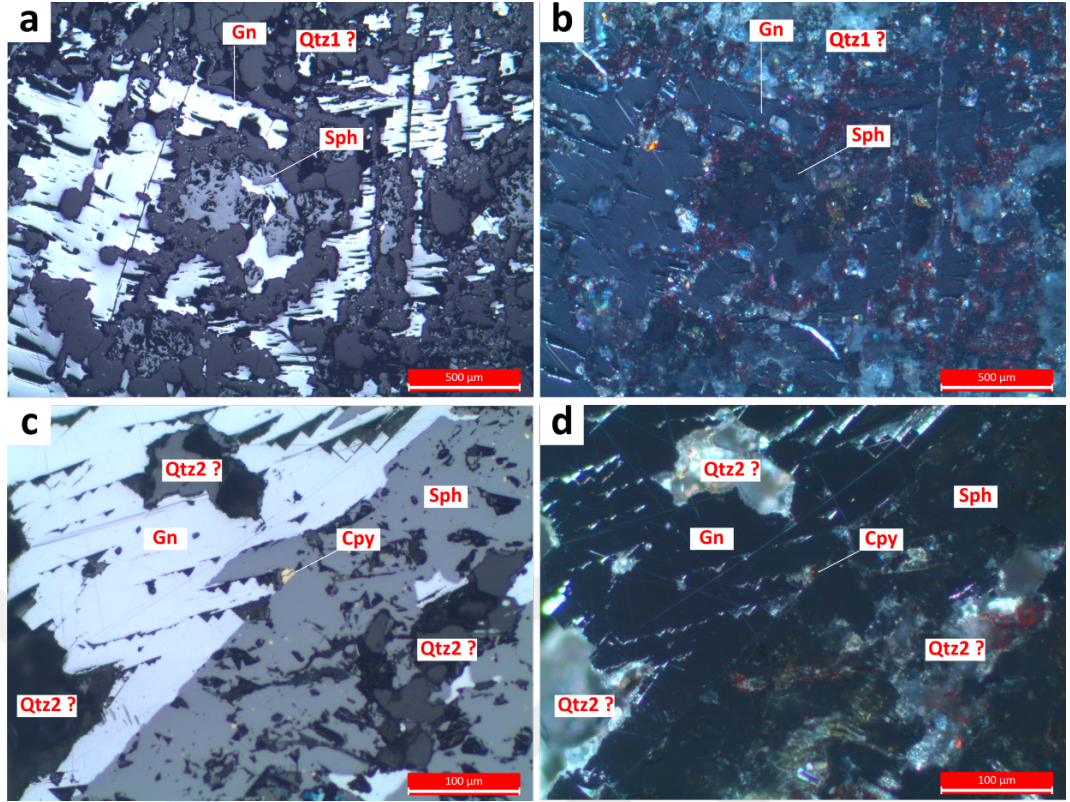
düşünülmektedir (Şekil 7.10: a-b). Daha sonradan gelişen breşleşme evresinde kuvars-2'nin yerleştiği yorumlanmıştır.

Yapılan incelemeler sonucunda TKG-07 örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir.

- Parajenez oluşum sırası: **Kuvars 1>Pirit(?)Galen>Sfaleriz>breşleşme evresi>Kuvars 2**



Şekil 7.9 TKG-07 Örneği Makro Görüntüsü (Sarı halkalar mikroskop altında incelenen bölgeleri göstermektedir)



Şekil 7.10 TKG-07 Örneği, 1 numaralı alan; 4x; a: // Nikol b: +Nikol, 2 numaralı alan; 20x, c: // Nikol, d: +Nikol (Cpy: kalkopirit, Gn: Galen, Hem: hematit, Qtz: kuvars)

7.1.2.2 TKG-07-a

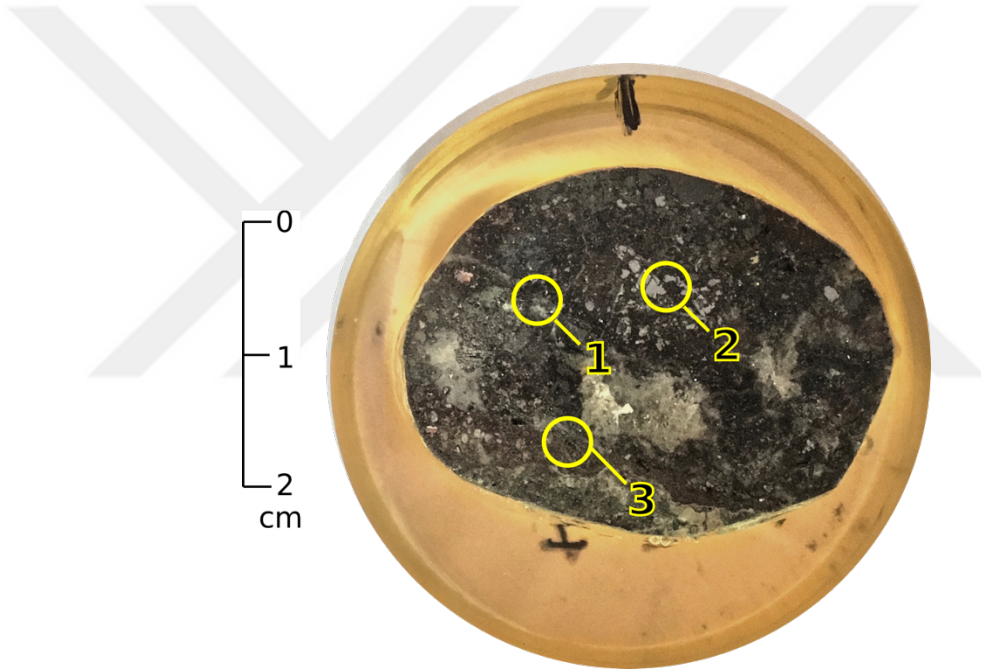
TKG-7A örneği masif galen ve sfalerit cevherleşmesini makro ölçekte göstermektedir (Şekil 7.11: 1. ve 2. alan). Cevherleşme parajenezinde daha az oranda kalkopirit, galen ve sfalerite eşlik etmektedir (Şekil 7.12 c-d, Şekil 7.13 a-b). Bu minerallere ek olarak superjen evre mineralleri hematit ve kalkozin/kovelin bol miktarda bulunmaktadır (Şekil 7.13 a-b) . Galen tipik olarak özşekli bulunur iken sfalerit ve kalkopirit özşekilsiz bulunmaktadır (Şekil 7.13 a-b).

Şekil 7.13 a-b'de ilksel kübik halde bulunan galenin sfalerit tarafından çevrenmesi görülebilmektedir. Gene aynı bölgede galenin 2.cil olarak deformasyona uğradığı da incelenmiştir. Şekil 7.13 c-d'de ise sfaleritin kuvars-1'in özşekli sınırlarını takip ettiği görülmektedir. Aynı bölgede, kuvars-2'nin kuvars-1, galen ve sfaleriti kestiği de görülebilmektedir. Bu evrede sfalerit ve galen eş deformasyona uğrayarak deforme olmuşlardır. Sfalerit ile kalkopiritin ilişkisi net olarak

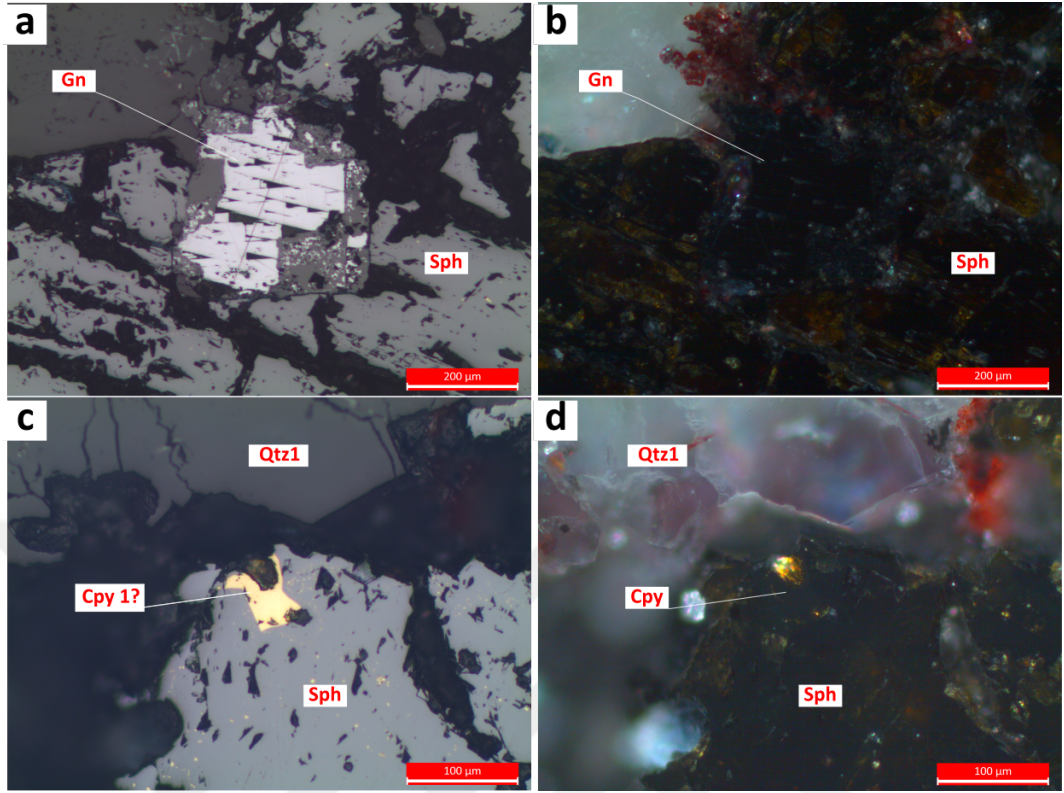
gözenmemesine rağmen, Şekil 7.12 c-d’de olası olarak sfaleritin kalkopirit üzerine büyüdüğü yorumlanmıştır. Dolayısı ile burada olasılıklı olarak sfaleritten önce gelişmiş olan bir kalkopirit cevherleşmesi mümkündür. Superjen evrede ise hematitin, kalkovin/kovelinden sonra oluştuğu incelenmiştir (Şekil 7.13 a-b).

Yapılan incelemeler sonucunda TKG-07A örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir.

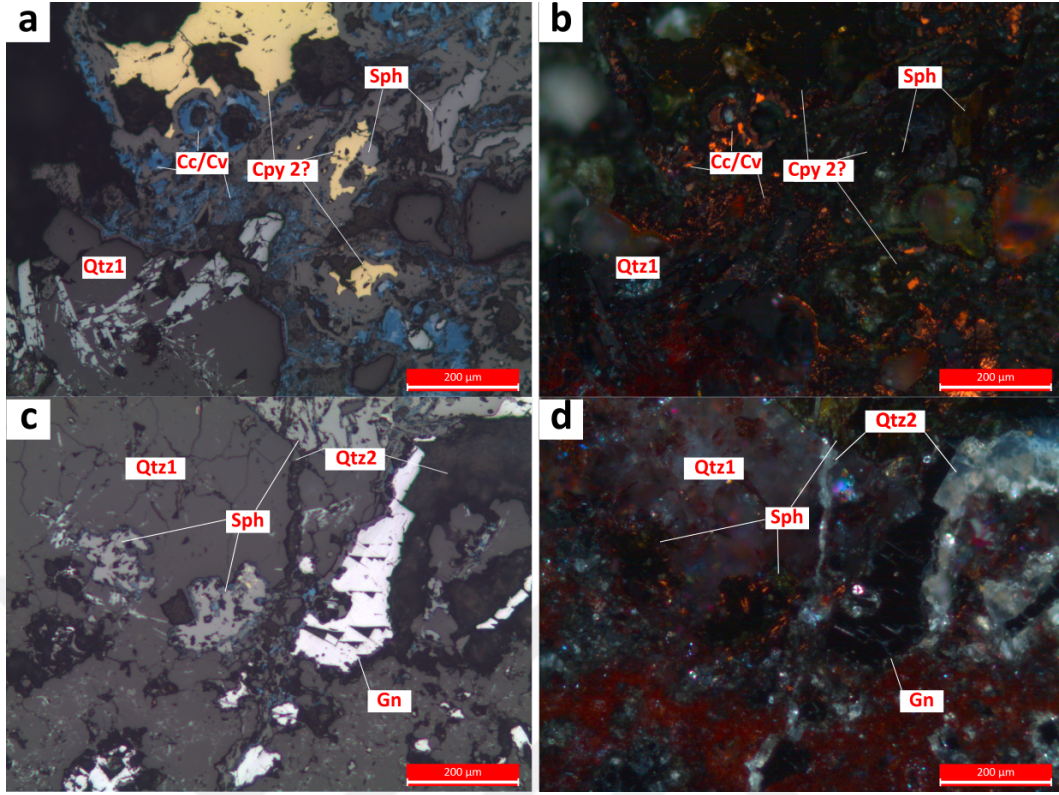
- **Kuvars 1>Galen-Kalkopirit (1?)>Sfalerit>Kuvars 2-breşleşme evresi - Kalkopirit(2?) >Hematit>Kalkozin/Kovellin**



Şekil 7.11 TKG-7A Örneği Makro Görüntüsü. (Sarı halkalar mikroskop altında incelenen bölgeleri göstermektedir)



Şekil 7.12 TKG-7A Örneği, 2 numaralı alan; 10x; a: // Nikol b: +Nikol, 3 numaralı alan; 20x, c: // Nikol, d: + Nikol (Cpy: kalkopirit, Gn: Galen, Qtz: kuvars)



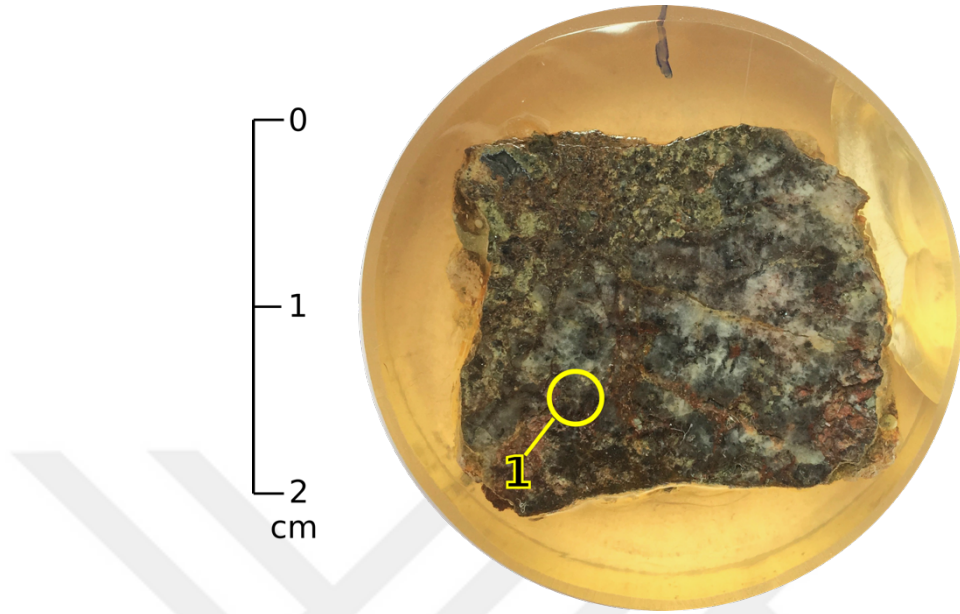
Şekil 7.13 TKG-7A Örneği, 2 numaralı alan; 10x; a: // Nikol b: +Nikol, 3 numaralı alan; 10x, c: // Nikol, d: + Nikol (Cc/Cv kalkozin/kovellin, Cpy: kalkopirit, Gn: galen, Sph: sfalerit Qtz: kuvars)

7.1.2.3 TKG-06

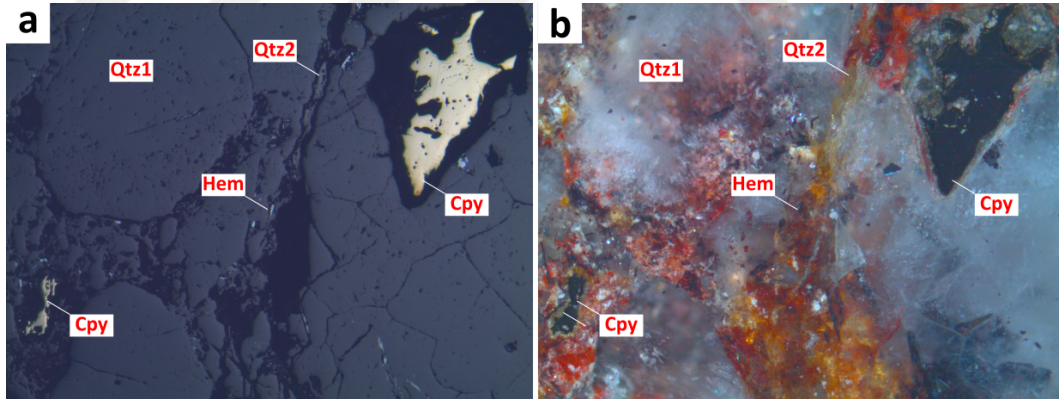
TKG-06 örneği baskın gang minerali olan özşekilli birincil kuvars minerali içermektedir. Birincil kuvarslar, ikincil olarak gelişmiş, okside, çatlak dolgusu kuvars tarafından kesilmektedir. Aynı zamanda ikincil olarak oluşan çatlak sistemleri, çatlak dolgusu şeklinde, özşekilsiz kalkopirit tarafından doldurulmuştur. Parajenez içerisinde ikincil kuvars ve damar dolgusu kuvarsin aynı faza ait olabileceği düşünülmektedir. Aynı zamanda kesit içerisinde süperjen iğnemsı yapıda hematit mineralleri de az oranda gözlenmiştir (Şekil 7.14, Şekil 7.15).

Yapılan incelemeler sonucunda TKG-06 örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir

- Parajenez oluşum sırası: **Kuvars 1>Kalkopirit(?)Kuvars 2**



Şekil 7.14 T GK-06 Örneği Makro Görüntüsü. (Sarı halka mikroskop altında incelenen bölgeyi göstermektedir)



Şekil 7.15 T GK-06 Örneği, 1 numaralı alan 4x objektif kullanılarak çekilmiş mikrofotografı a: // Nikol
b: +Nikol (Cpy: kalkopirit, Hem: hematit, Qtz: kuvars)

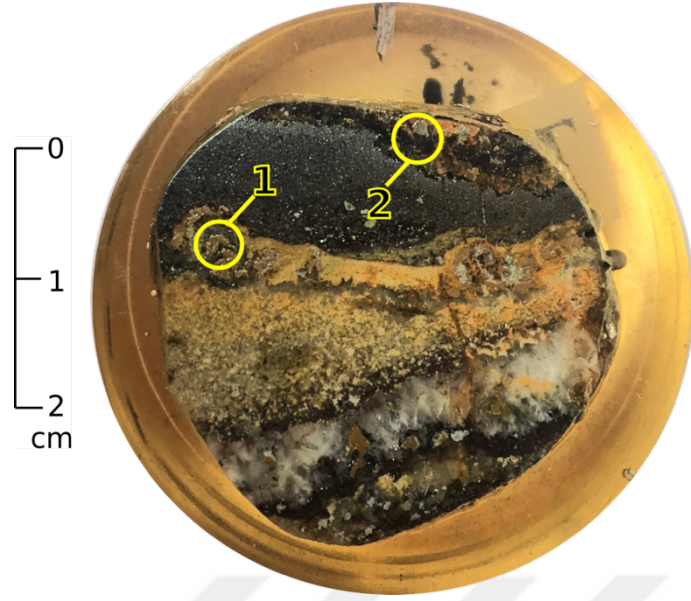
7.1.2.4 TGK-2B

TGK-2B örneği, makro ölçekte hematitçe zengin, yan kayaç içerisine stokwork şeklinde yerleşmiş bantlı damarcık yapısı şeklinde görülmektedir (Şekil 7.16). Hematitçe zengin olan zonlar boyunca makro ölçekte kalkopirit cevherleşmeleri makro olarak görülebilmektedir (Şekil 7.16: 1 bölge). Mikroskobik incelemede, kalkopiritlerin özşekilsiz olduğu görülmektedir (Şekil 7.17: a-b). Kalkopirite eşlik eden daha az oranda özşekilli pirit bulunmaktadır (Şekil 7.17: a-b). Piritlerin içinde 100 µm'dan daha küçük galen ve sfalerit gözlenmiştir (Şekil 7.17: c-d-e-f). Galenler, kısmen özşekilli, sfaleritler ise özşekilsizdir.

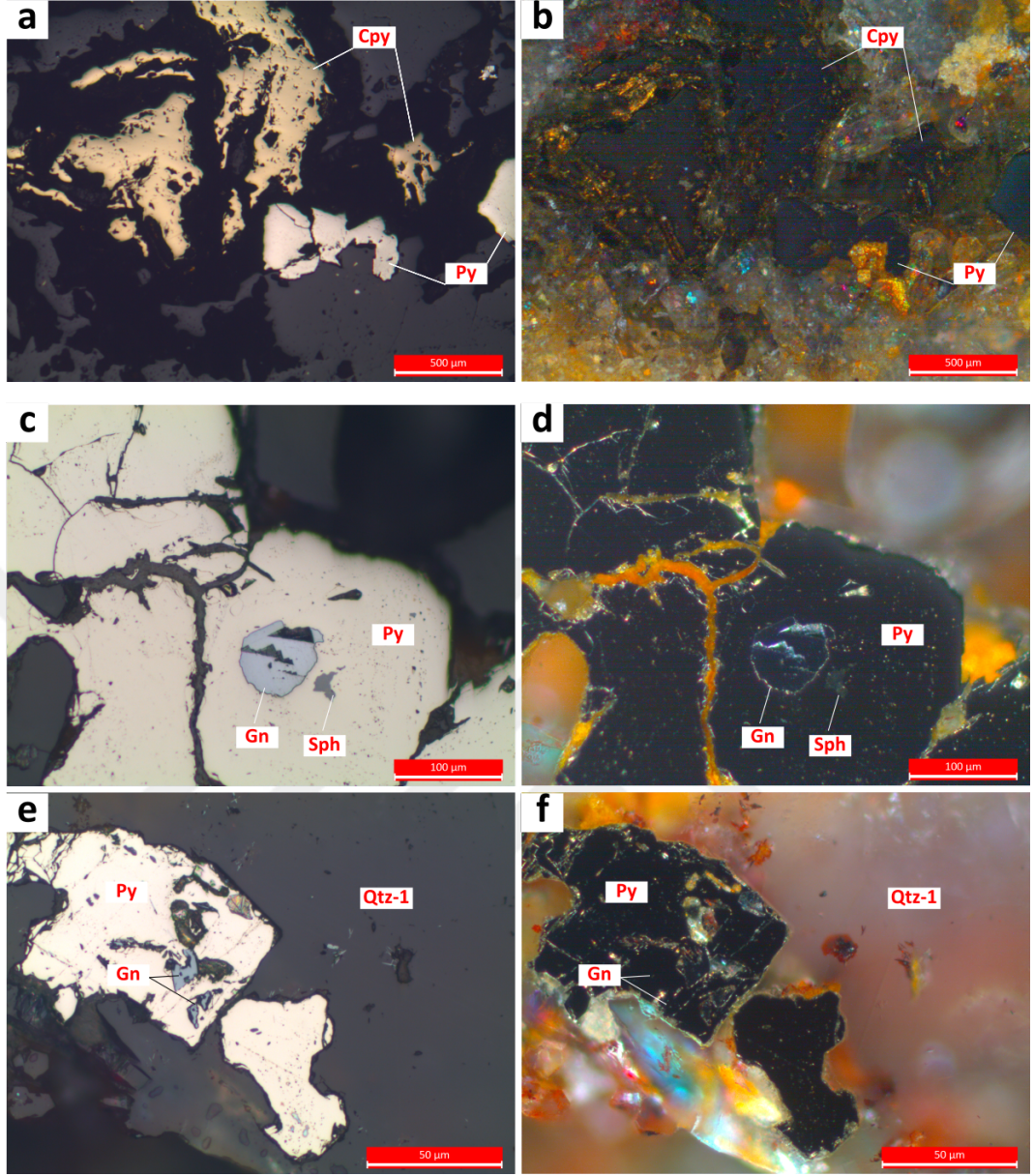
Piritlerin özşekilli olduğu için kalkopiritten önce oluştuğu düşünülmektedir. Piritlerin içerisinde bulunan galenler, pirit tarafından kısmen ornatılmıştır (Şekil 7.17: c-d-e-f). Sfaleritlerin ise pirit ve galenler ile olan ilişkisi net bir şekilde gözlenememiştir (Şekil 7.17: c-d-e-f).

Yapılan incelemeler sonucunda TGK-2B örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir

- **Kuvars 1>Pirit(?)Galen(?)Sfalerit>Kalkopirit**



Şekil 7.16 TGK-2B Örneği Makro Görüntüsü (Sarı halkalar mikroskop altında incelenen bölgeleri göstermektedir)



Şekil 7.17 TKG-2B Örneği, 1 numaralı alan; 4x; a: // Nikol b: +Nikol, 2 numaralı alan; 20x, c: // Nikol, d: + Nikol, 50x e: // Nikol, f: + Nikol (Cpy: kalkopirit, Gn: galen, Py:pirit, Qtz: kuvars)

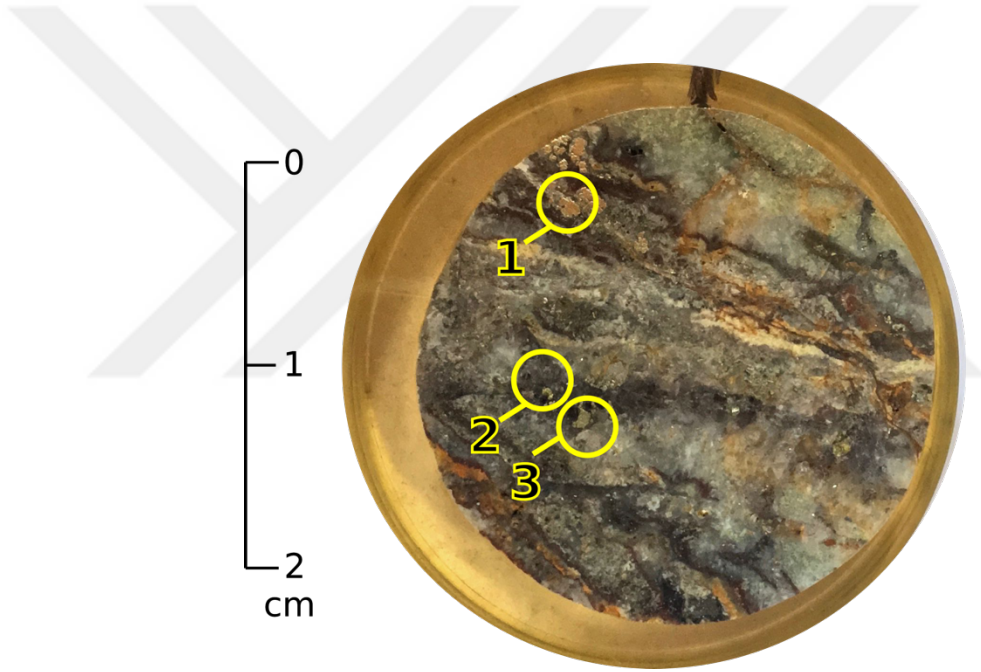
7.1.2.5 TKG-07B

TKG-07B örneği baskın olarak kolloform-krustiform şeklinde özşekilli kuvarslardan (Qtz-1) oluşmaktadır (Şekil 7.18). Qtz-1 etrafında özşekilli, yarıözşekilli, breşleşmiş pirit ve özşekilsiz kalkopirit ve hidrotermal hematit gözlenmektedir (Şekil

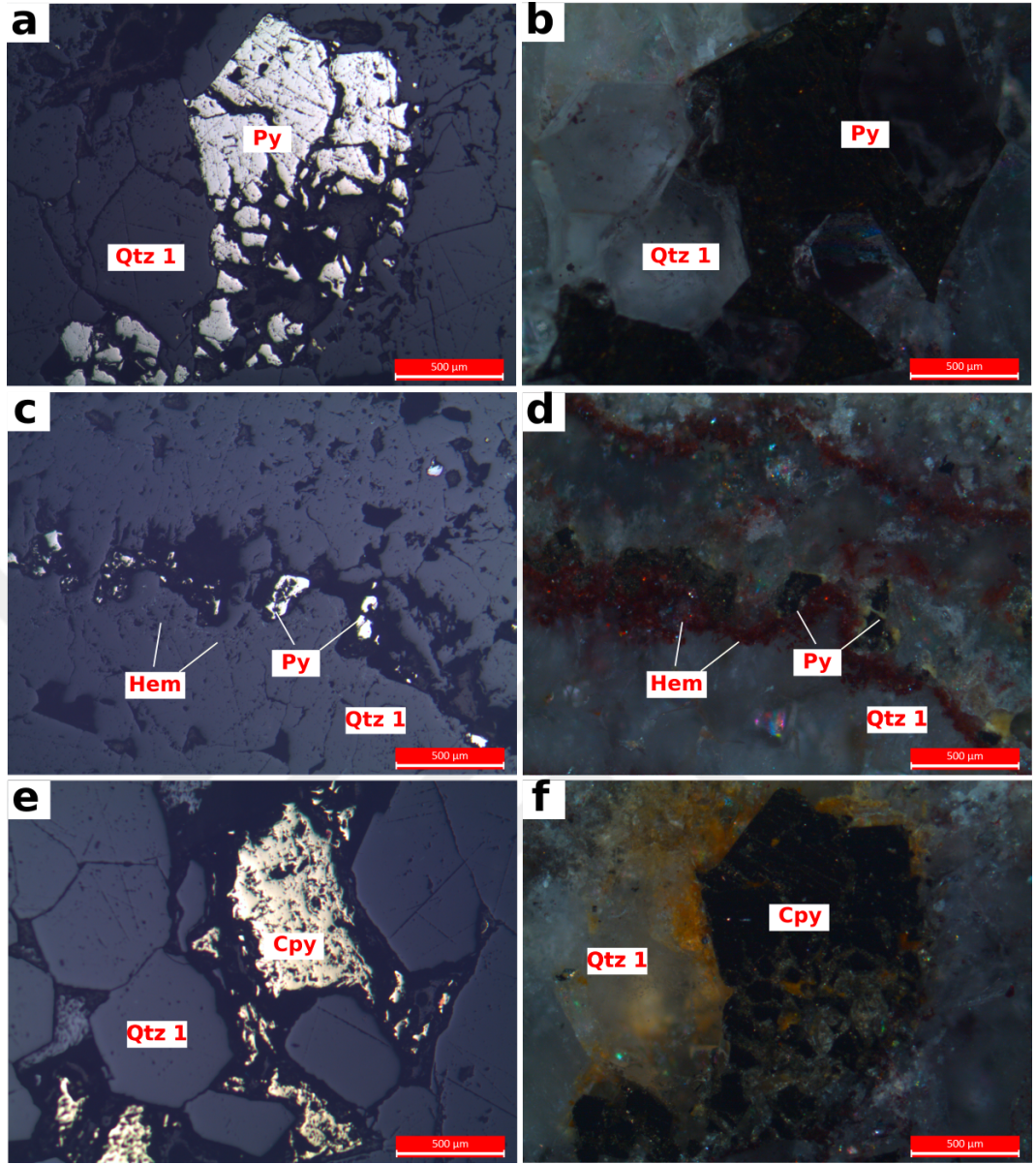
7.19). Kolloform-krustiform şeklinde bantlama gösteren Qtz-1 içerisinde piritin varlığı, pirit oluşurken, Qtz-1'in de devam ettiğini göstermektedir. Aynı zamanda pirit üzerinde gözlenen deformasyon, kalkopirit başlıdan önce gelişen bir tektonizma evresine işaret etmektedir. Bu durumda kalkopirit, Qtz-1, pirit evresinden sonra gelişen tektonizma ile boşluk dolgusu olarak yerleşim gösterdiği düşünülmektedir (Şekil 7.19 e-f).

Yapılan incelemeler sonucunda TKG-07B örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir.

- **Kuvars 1≥Pirit-Hematit>Breşleşme Evresi>Kalkopirit**



Şekil 7.18 TKG-07B Örneği Makro Görüntüsü (Sarı halkalar mikroskop altında incelenen bölgeleri göstermektedir)



Şekil 7.19 TKG-07B Örneği, 1 numaralı alan; 4x; a: // Nikol b: +Nikol, 2 numaralı alan. c: // Nikol d: +Nikol 2 numaralı alan; 40x. 3 numaralı alan: e:// Nikol, f: + Nikol; 4x (Cpy: kalkopirit, Py:pirit, Hem: hematit, Qtz: kuvars)

7.1.2.6 KKP-01b

KKP-01b örneği, kolloform-krustiform doku gösteren kuvars ve baskın kalkopirit içeren damar parçası olarak gözlenmektedir (Şekil 7.20). Kalkopirit makro ölçekte özşekilsiz olarak, kuvars ile birlikte görülmektedir. Örnek içerisinde cevherleşmeye eşlik eden daha az oranda özşekilli pirit gözlenmektedir (Şekil 7.21: a-b) Ek olarak

kalkopirit içerisinde 100µm'dan daha küçük şekilde galenler bulunmaktadır (Şekil 7.21: c-d). Superjen evrede kalkozin/kovellin'in kalkopiritlerin etrafını saracak şekilde ornatığı görülmektedir (Şekil 7.21: c-d-e-f). Yine aynı evrede iğnemsî yapıda hematit yaygın olarak görülmüştür.

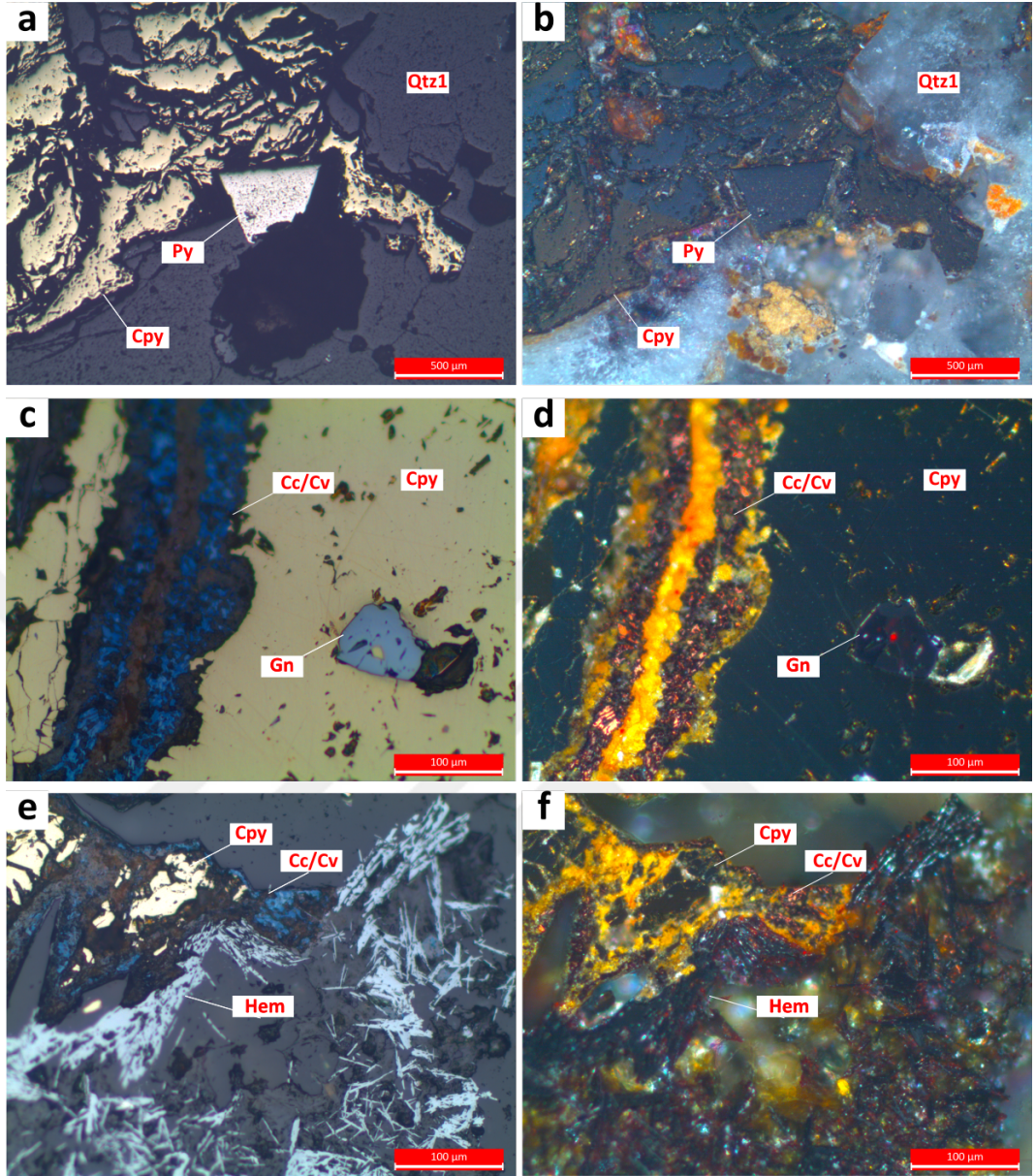
Cevherleşme içerisinde galenlerin kalkopirit tarafında ornatıldığı düşünülmektedir (Şekil 7.21: c-d). Aynı zamanda piritlerin özşekli olarak bulunması kalkopiritten önce oluştuğunu da göstermektedir. KKP-01b örneği içerisinde galen ve piritin ilişkisi gözlenememiştir. Hidrotermal cevherleşme evresinde pirit ve galen önce oluşmuş, daha sonrasında kalkopirit meydana gelmiştir. Superjen evrede ise kalkozin/kovellin minerallerinin hematitten sonra oluştuğu görülmüştür (Şekil 7.21: e-f).

Yapılan incelemeler sonucunda TGK-01b örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir

- Parajenez oluşum sırası: **Kuvars 1>Pirit(?)Galen>Kalkozin/Kovellin**



Şekil 7.20 KKP-01b Örneği Makro Görüntüsü (Sarı halkalar mikroskop altında incelenen bölgeleri göstermektedir)



Şekil 7.21 KKP-01b Örneği, 2 numaralı alan; 4x; a: // Nikol b: +Nikol, 3 numaralı alan; 20x, c: // Nikol, d: + Nikol, 1 numaralı alan, 20x e: // Nikol, f: + Nikol (Cc/Cv: kalkozin/kovellin, Cpy: kalkopirit, Gn: galen, Hem: Hematit, Qtz: kuvars)

7.1.2.7 TKG-11

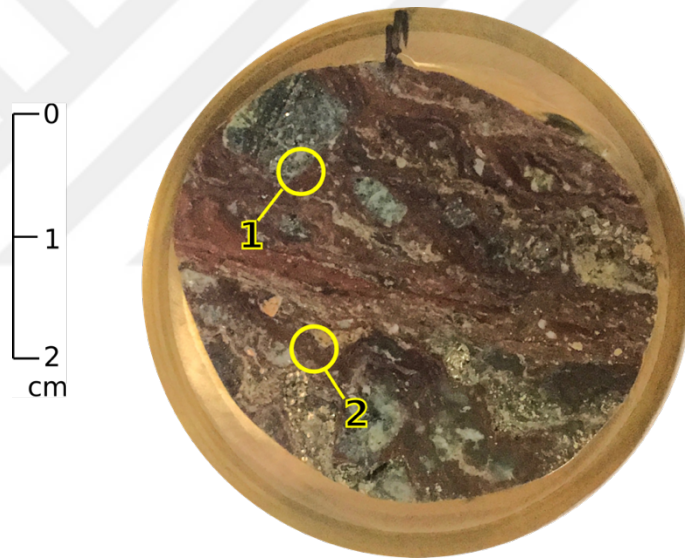
TKG-11 örneği makro ölçekte damar boyunca litik parçalar içeren, breşleşmiş yapıda gözlenmektedir (Şekil 7.22). Mikroskobik incelemede saçınım halde, breşleşmiş piritte de görülmüştür. Piritte eşlik eden daha az oranda galen

bulunmaktadır (Şekil 7.23 e-f). Her iki mineralde breşleşmenin daha zayıf olduğu yerlerde özşekilli olarak gözlenmektedir (Şekil 7.23 e-f).

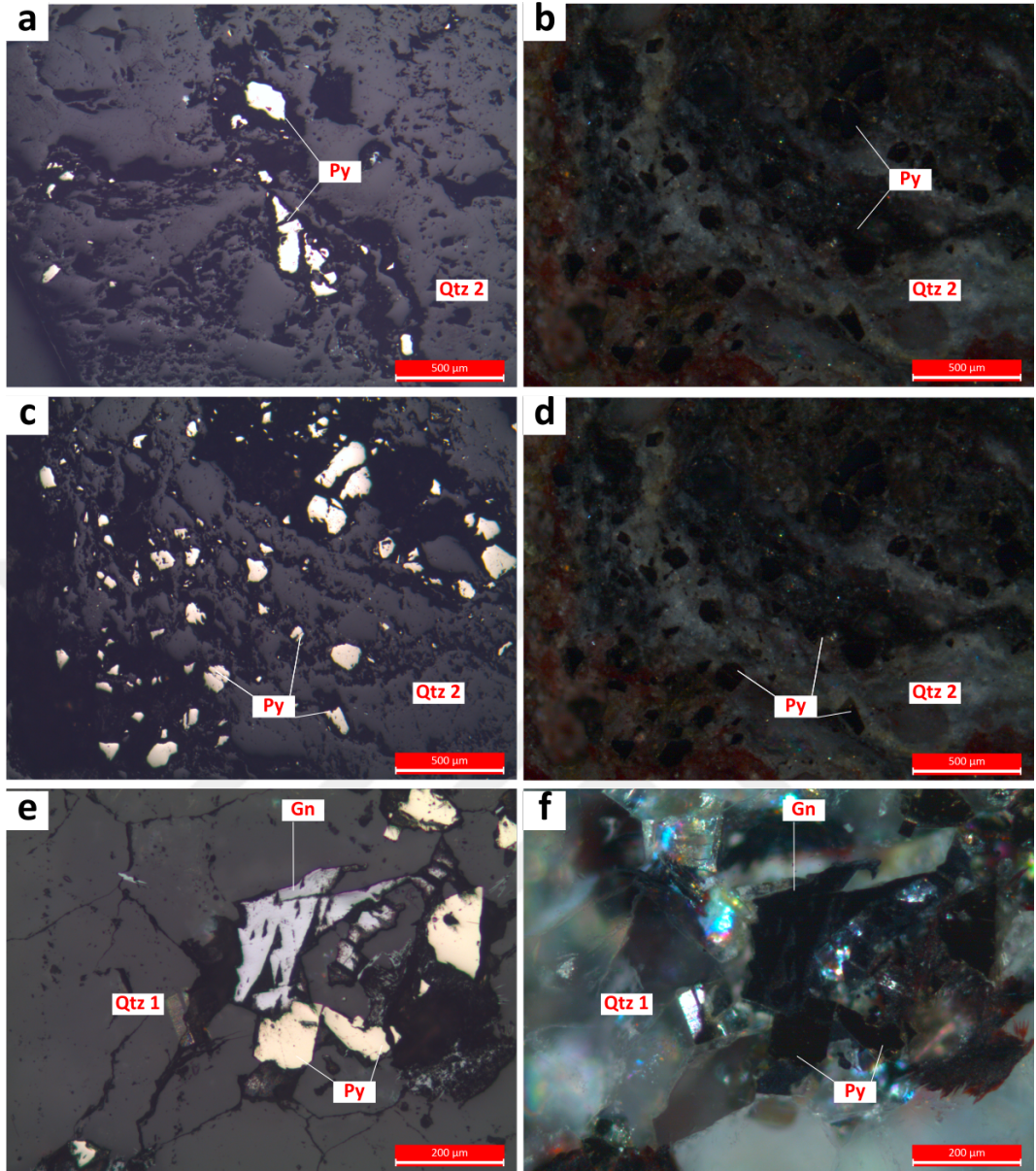
Kuvars-2, özşekilli kuvars-1'i keserek pirit ve galenin breşleşmesine neden olmuştur (Şekil 7.23 a-b-c-d). Galen ve pirit arasındaki ilişki net olarak görülememesine rağmen, ikisinin de özşekilli olması cevherleşmenin ilk evrelerinde meydana geldiğini göstermektedir (Şekil 7.23 e-f).

Yapılan incelemeler sonucunda TGK-11 örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir.

- **Kuvars 1>Pirit(?)Galen>Breşleşme Evresi -Kuvars 2**



Şekil 7.22 TGK-11A Örneği Makro Görüntüsü (Sarı halkalar mikroskop altında incelenen bölgeleri göstermektedir)



Şekil 7.23 TKG-11A Örneği, 2 numaralı alan; 4x; a: // Nikol b: +Nikol, c: // Nikol d: +Nikol 2 numaralı alan; 20x, e: // Nikol, f: +Nikol (Py: pirit, Qtz1: kuvars)

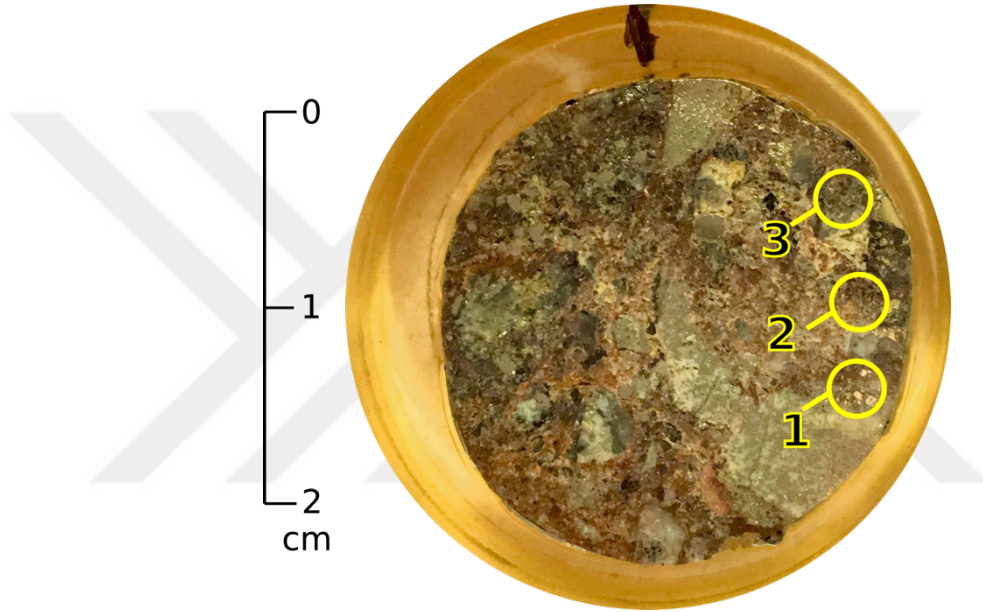
7.1.2.8 TKG-10

TKG-10 Örneği litik kuvars parçalarını içeren okside, silisifiye matriksten oluşmaktadır. Örnek içerisinde bol miktarda saçınım özşekilli pirit gözlenmiştir. Piritlerin içerisinde özşelilli pirit ve çatlak dolgusu şeklinde gözlenen sfalerit bulunur. Superjen hematit örnek içerisinde az miktarda gözlenmektedir. Litik kuvars parçaları

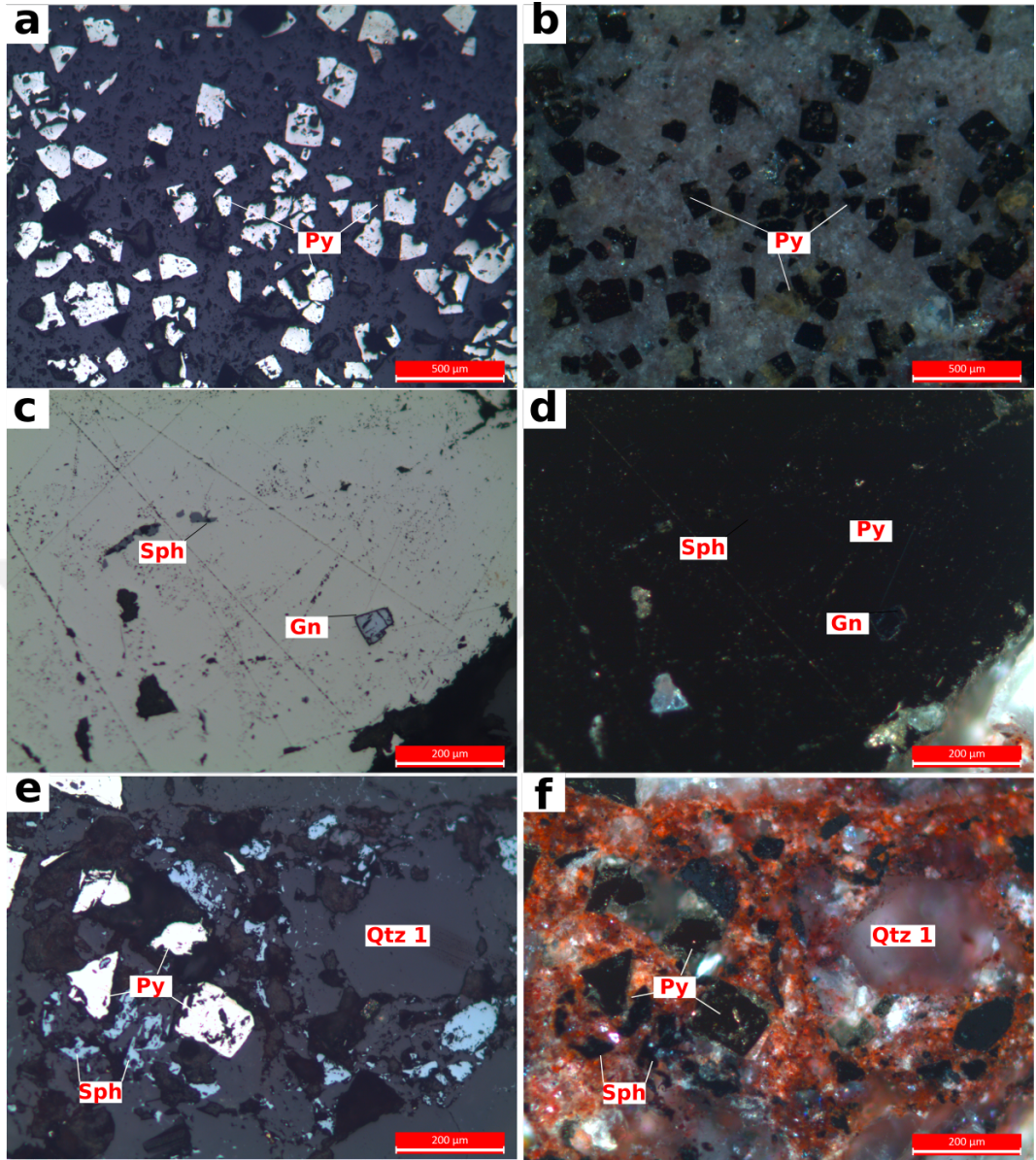
yersel olarak ilksel özşekli formunda görülebilmektedir. İlksek kuvars mineralleri (Qtz-1) sonrasında gelişen deformasyondan etkilenmiştir. Örnek içerisinde görülen sfalerinin bu deformasyondan sonra oluştuğu yorumlanmaktadır. Ek olarak özşekli piritin de yersel olarak benzer deformasyondan etkilenmiştir (Şekil 7.24, Şekil 7.25).

Yapılan incelemeler sonucunda TGK-10 örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir.

- **Kuvars 1>Breşleşme Evresi>Pirit>Sfalerit>Hematit**



Şekil 7.24 TGK-10 Örneği Makro Görüntüsü (Sarı halkalar mikroskop altında incelenen bölgeleri göstermektedir)



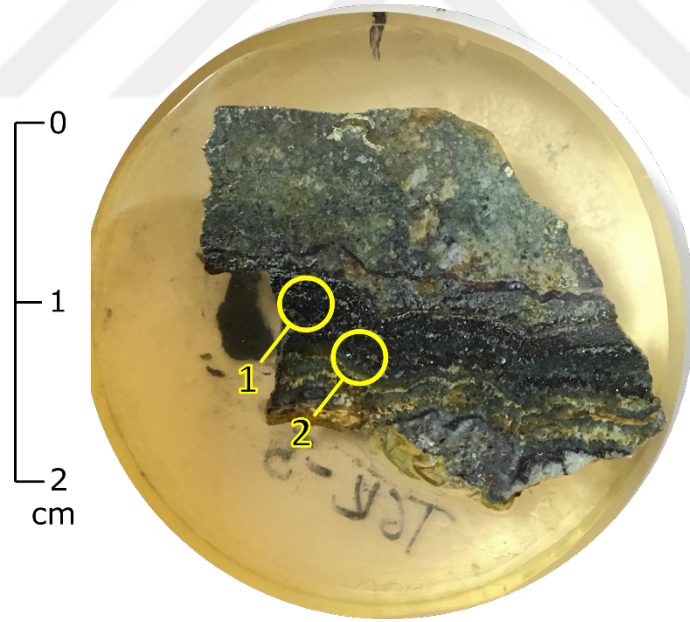
Şekil 7.25 TKG-10 Örneği, 1 numaralı alan; 4x; a: // Nikol b: +Nikol, 2 numaralı alan. c: // Nikol d: +Nikol 2 numaralı alan; 10x. 3 numaralı alan: e:// Nikol, f: + Nikol; 10x (Py: Pirit, Sph: Sfalerit, Qtz: kuvars)

7.1.2.9 TGK-05

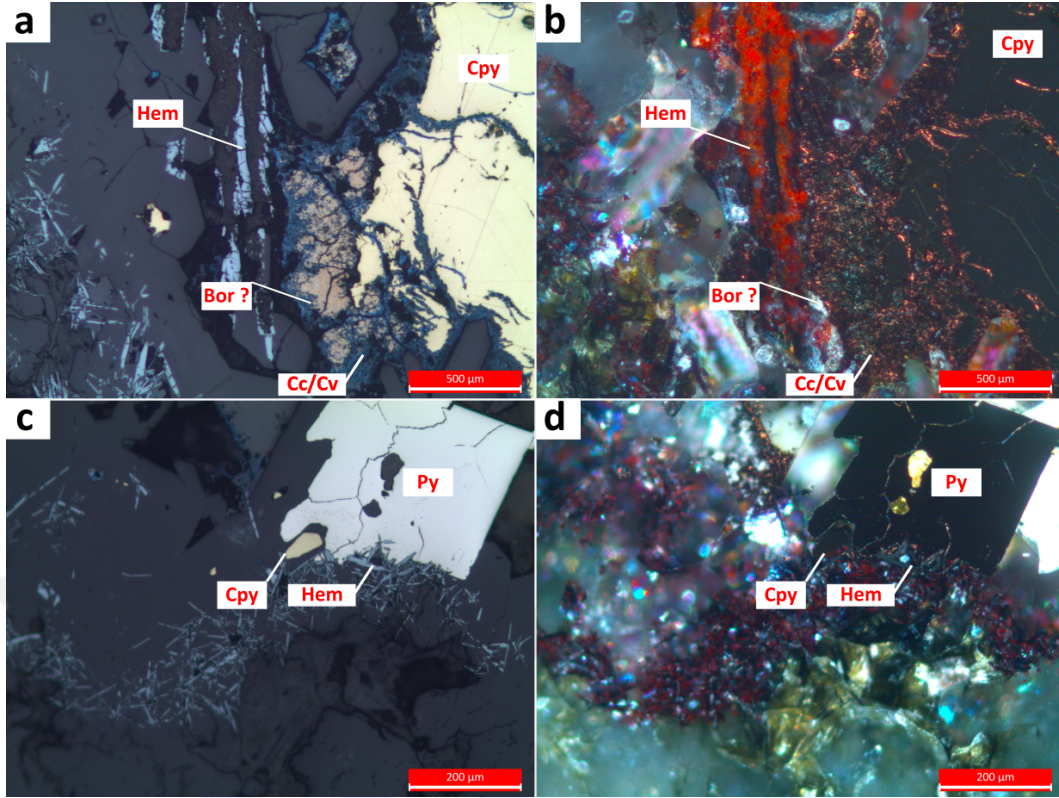
TGK-05 örneği makro gözlemde koloform ve krustiform dokuda, hematit ve klorit? bantlarından oluştuğu görülmektedir. Mikroskobik ölçekte ise, bantları arasında saçınım halde kalkopirit ve pirit olduğu görülmüştür. Piritler özşekilli, kalkopiritler ile özşekilsiz olarak gözlenir. Kalkopirit, dıştan olasılıkla bornit? tarafından ornatılmaktadır. Bornit? ise daha sonradan kalkozin/kovellin tarafından ornatılmaktadır. Superjen hematitin, kalkozin/kovellini kestiği, ve piritleri ornattığı görülmektedir (Şekil 7.27).

Yapılan incelemeler sonucunda TGK-10 örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir.

- **Kuvars 1>Hematit>Pirit>Kalkopirit>Bornit>Kalkozin/Kovellin>Hematit**



Şekil 7.26 TGK-05 Örneği Makro Görüntüsü (Sarı halkalar mikroskop altında incelenen bölgeleri göstermektedir)



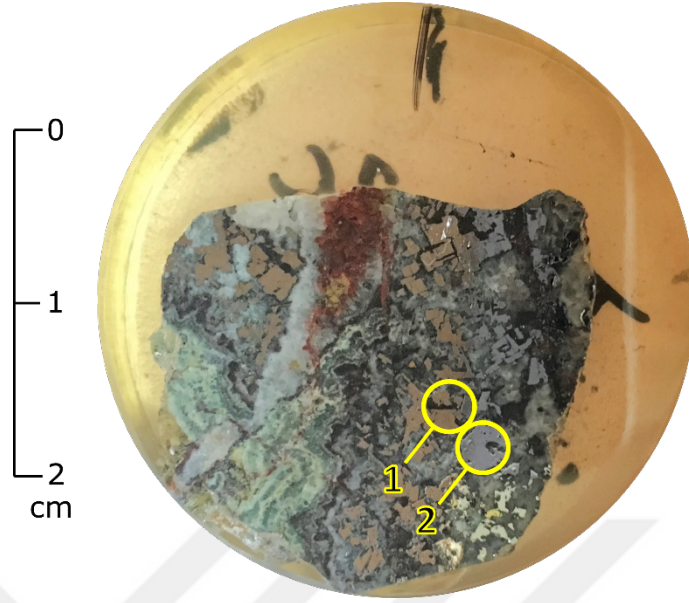
Şekil 7.27 TKG-05 Örneği, 1 numaralı alan; 4x; a: // Nikol b: +Nikol, 2 numaralı alan; 10x c: // Nikol d: + (Bor: bornit, Cc/Cv: kalkozin/kovelin, Cpy: kalkopirit, Hem: hematit)

7.1.2.10 TKG-01C

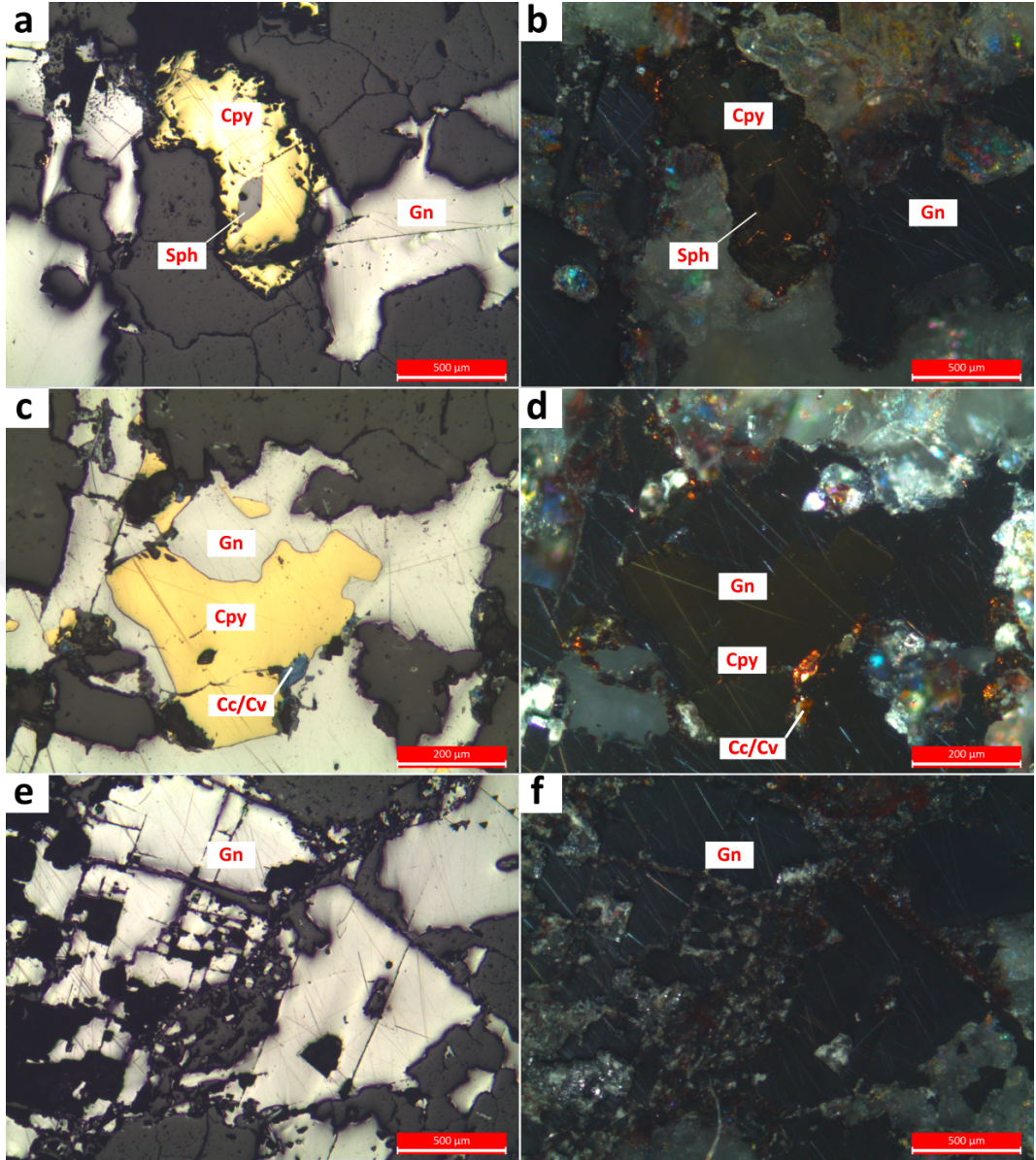
TKG-01C örneği makro olarak kolloform-krustiform dokuda içerisinde masif galen ve kalkopirit içerdiği görülmektedir (Şekil 7.28). Makro örnekte gösterilen 1. ve 2. alanlarda bulunan galenlerin 2.cil olarak breşleşmiştir. Aynı zamanda galenlerin özşekli olarak görüldüğü, ve bu kubik özşekli boşlukları kalkopiritin sonradan doldurduğu görülmektedir. Kalkopirit içerisinde az oranda sfalerit de bulunmaktadır. Ancak bu iki mineralin parajenetik olarak ilişkisi tam olarak görülememiştir. Superjen evrede ise kalkopirit az oranda kalkozin/kovellin tarafından ornatılmaktadır (Şekil 7.29).

Yapılan incelemeler sonucunda TKG-01C örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir.

- **Kuvars 1>Galen>Kalkopirit-Sfalerit>Kalkozin/Kovellin**



Şekil 7.28 TGC-01C Örneği Makro Görüntüsü (Sarı halkalar mikroskop altında incelenen bölgeleri göstermektedir)



Şekil 7.29 TKG-05 Örneği, 1 numaralı alan; 4x; a: // Nikol b: +Nikol, 1 numaralı alan; 10x c: // Nikol d: +, 2 numaralı alan, 4 x; a: // Nikol b: +Nikol (Cc/Cv: kalkozin/kovelin, Cpy: kalkopirit, Gn: galen, Sph: sfalerit)

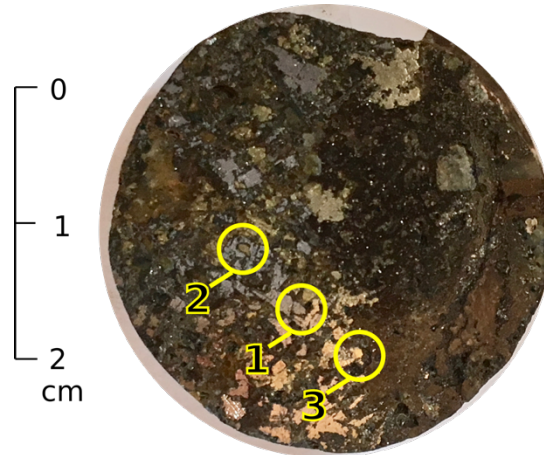
7.1.3 Kesit-3 (Kot: 10129, x=664460, y= 4349622)

7.1.3.1 KKE-06

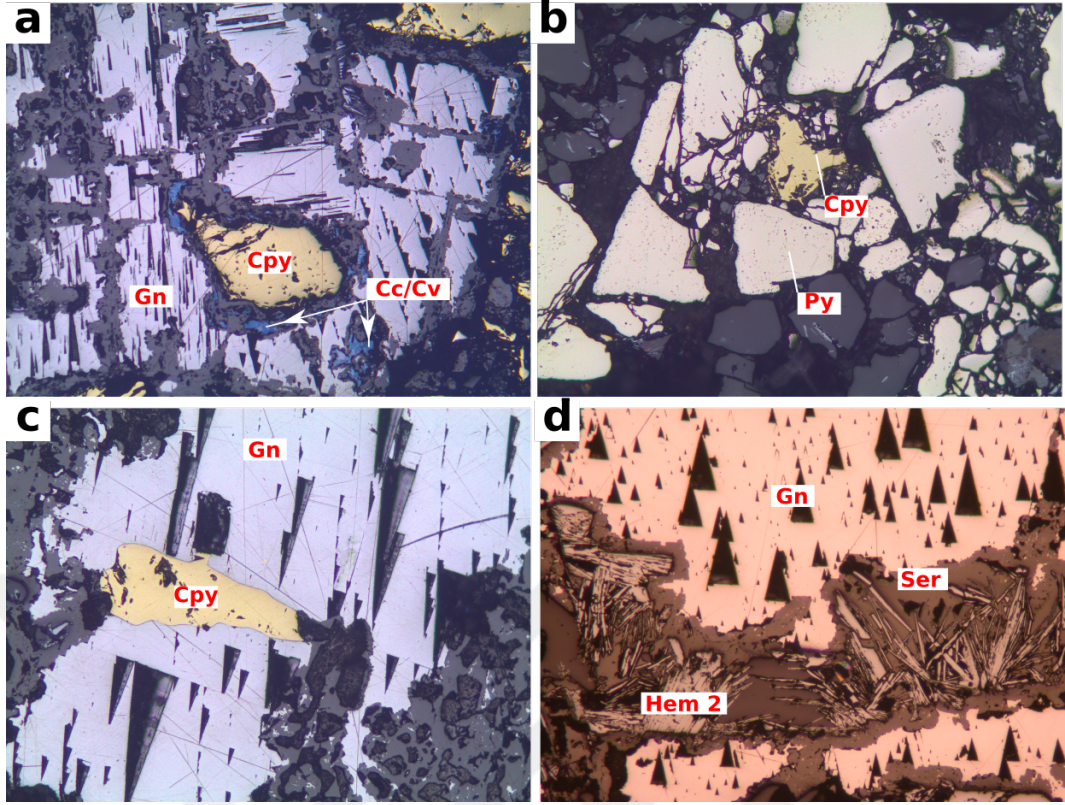
KKP-06 örneği masif ve breşleşmiş halde galen, kalkopirit ve pirit içermektedir. Galen ve Pirit özşekli, kalkopirit ise özşekilsiz olarak görülmektedir. Bütün bu minerallerde yaygın olarak kırılma deformasyon ürünü kataklastik doku görülmektedir. Bölgesel olarak kalkopiritin, galenin ve piritin boşluklarına yerleşmiştir. Galenlerin etrafında yaygın olarak serüzitlenme, kalkopiritlerin etrafında ise kalkozin/kovellin ornatımı bulunmaktadır. Aynı zamanda galenlerin içerisinde az oranda sfalerin gözlenmiştir. Bazı bölgelerde kalkopiritin sfaleriti ornatarak büyüdüğü görülmüştür. Superjen evrede hematit serüzitlenmeden sonra gelişim göstermektedir (Şekil 7.30, Şekil 7.31).

Yapılan incelemeler sonucunda KKE-06 örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir.

- **Pirit(?)Galen>Sfalerit>Kalkopirit>Breşleşme Evresi>Serüzit>Hematit**



Şekil 7.30 KKE-06 Örneği Makro Görüntüsü (Sarı halkalar mikroskop altında incelenen bölgeleri göstermektedir)



Şekil 7.31 TGG-05 Örneği, 1 numaralı alan; 4x; a: // Nikol b: +Nikol, 1 numaralı alan; 10x c: // Nikol d: +, 2 numaralı alan, 4 x; a: // Nikol b: +Nikol (Cc/Cv: kalkozin/kovelin, Cpy: kalkopirit, Ser: serüzit, Hem: hematit)

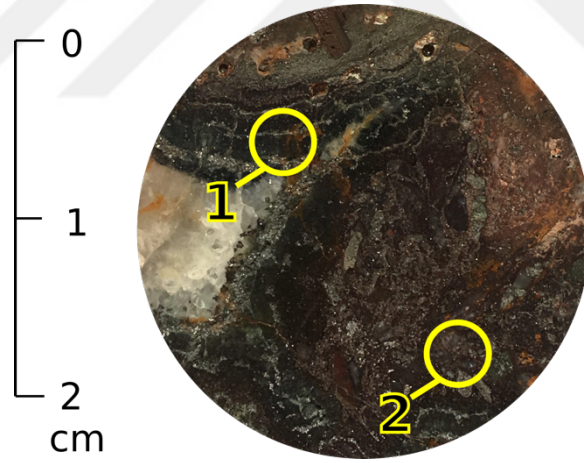
7.1.4 Kesit-4 (Kot: 1142, x:664419, y:4349640) Örnekleri

7.1.4.1 KKE-05

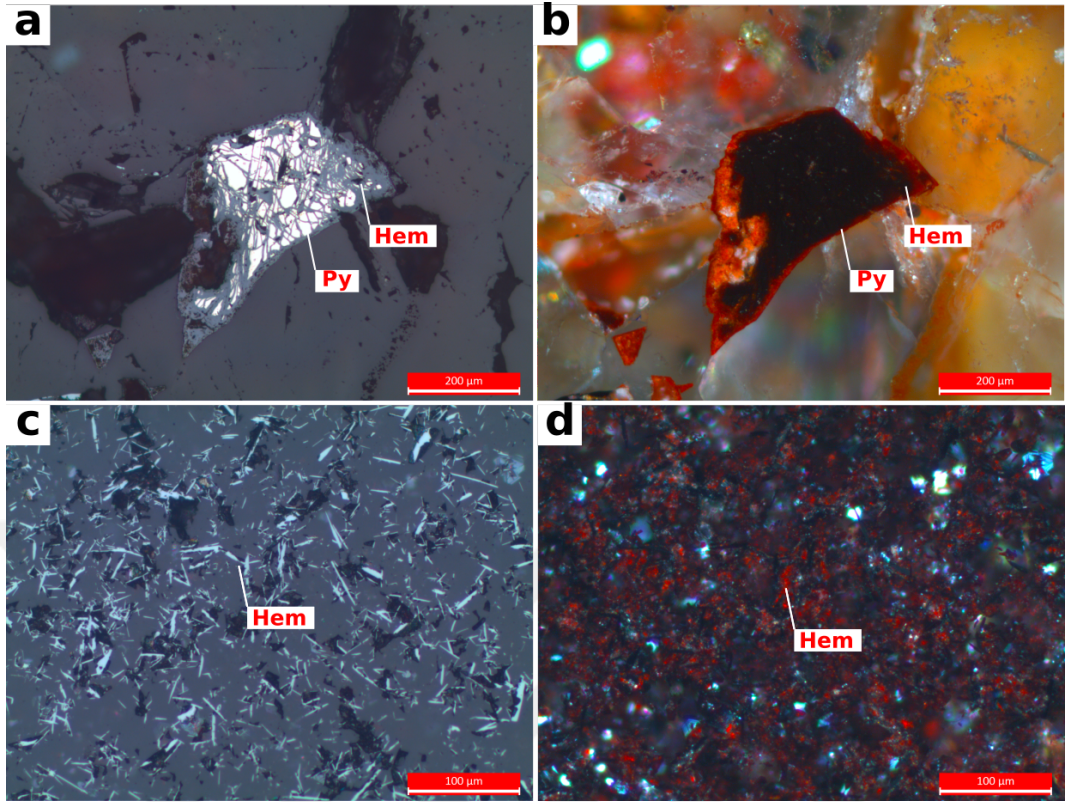
KKE-05 örneği, hidrotermal hematit tarafından zengin damar zonu olarak gözlenmektedir. Hidrotermal hematit 2 numaralı alan içerisinde saçınım şekilde gelişim göstermektedir. 1. Numaralı alan içerisinde ise, özşekilli pirit bulunmakta ve ağsı şekilde superjen hematit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 7.32, Şekil 7.33).

Yapılan incelemeler sonucunda KKE-05 örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir.

- **Hematit(?)Pirit>Hematit**



Şekil 7.32 KKE-05 Örneği Makro Görüntüsü (Sarı halkalar mikroskop altında incelenen bölgeleri göstermektedir)



Şekil 7.33 KKE-05 Örneği, 1 numaralı alan; 10x; a: // Nikol b: +Nikol, 2 numaralı alan. c: // Nikol d: +Nikol; 20x (Py: pirit, Hem: hematit)

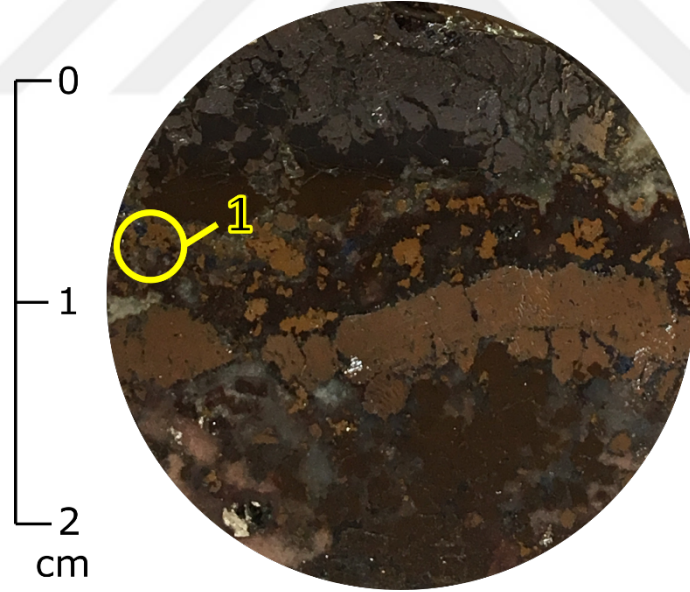
7.2 Sudöşegi Cevherleşmesi

7.2.1 SD-01

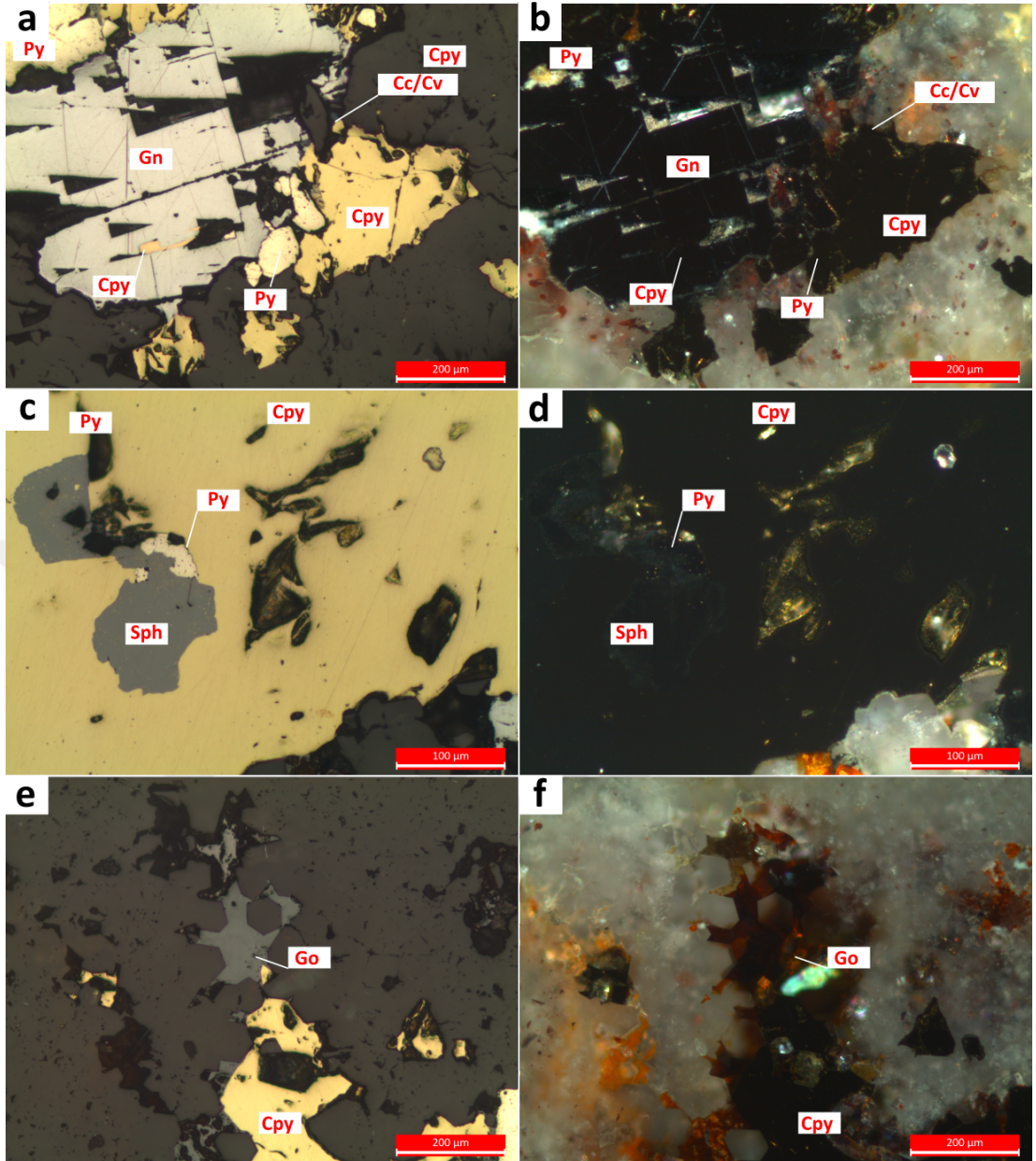
SD-01 örneği makro olarak baskın, masif formda galen, kalkopirit ve daha az oranda sfalerit cevherleşmesi göstermektedir (Şekil 7.34). Mikro gözlemde, sfaleritlerin kalkopirit tarafından ornatıldığı görülmektedir. Galen ve piritin ilişkisi tam olarak gözlenemez iken, kalkopirit ve sfaleritin bu ikisinden sonra gelişim gösterdiği görülmektedir. Superjen evrede ise götitin kalkopiriti ornatığı görülmektedir (Şekil 7.35).

Yapılan incelemeler sonucunda SD-01 örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir.

- **Kuvars>Galen-Pirit>Sfalerit>Kalkopirit>Götüt**



Şekil 7.34 SD-01 Örneği Makro Görüntüsü (Sarı halka mikroskop altında incelenen bölgeyi göstermektedir)



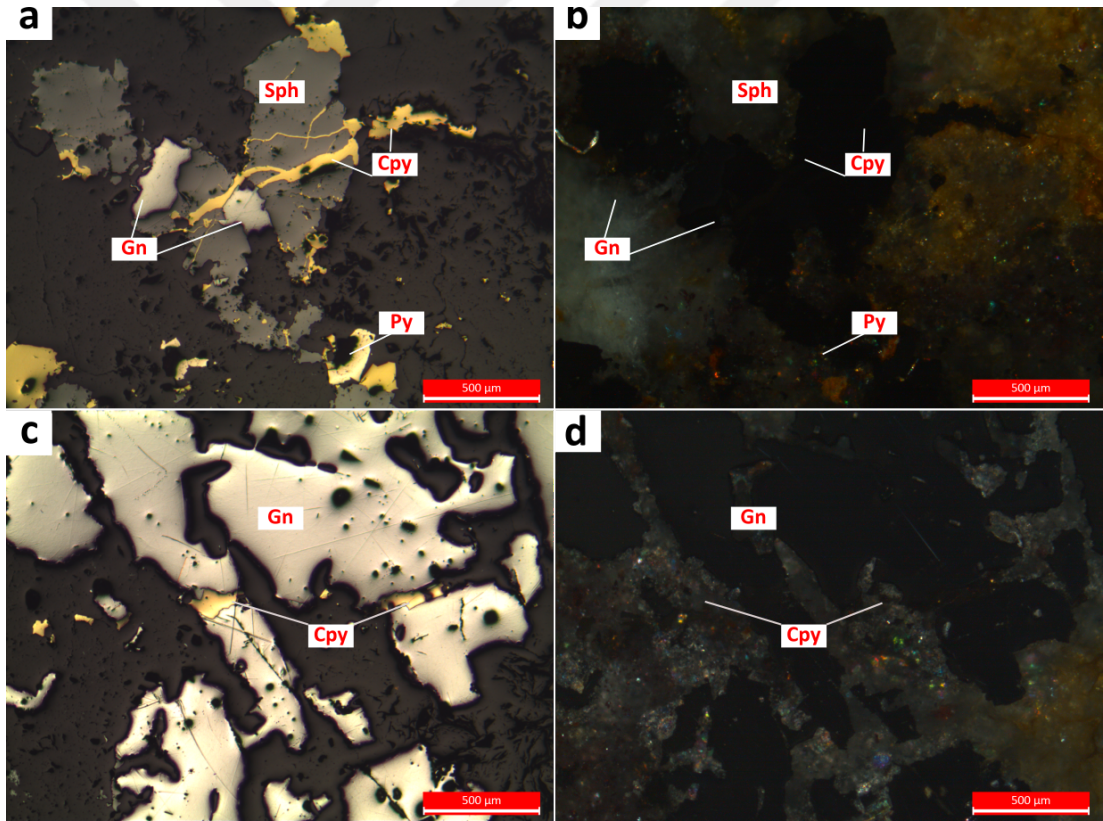
Şekil 7.35 SD-01 Örneği, 1 numaralı alan; 10x; a: // Nikol, b: +Nikol, 20x c: // Nikol d: +Nikol, 10x c: // Nikol d: +Nikol (Cc/Cv: kalkozin/kovelin, Cpy: kalkopirit, Gn: galen, Sph: sfalerit, Go: götit)

7.2.2 SD-03

SD-03 örneğini mikroskobik altındaki incelesinde, galen ve sfaleritin, kalkopirit tarafından kesildiği görülmektedir. Galen ve daha az olarak gözlenen pirit özşekilli olarak bulunması sfaleritten daha önce oluştuğuna işaret etmektedir (Şekil 7.36). Galen ve pirit birlikte gözlenmemektedir. Bu nedenle aralarındaki oluşum sırası bu örnek için net olarak anlaşılamamaktadır.

Yapılan incelemeler sonucunda SD-03 örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir.

- **Kuars>Galen-Pirit>Sfalerit>Kalkopirit**



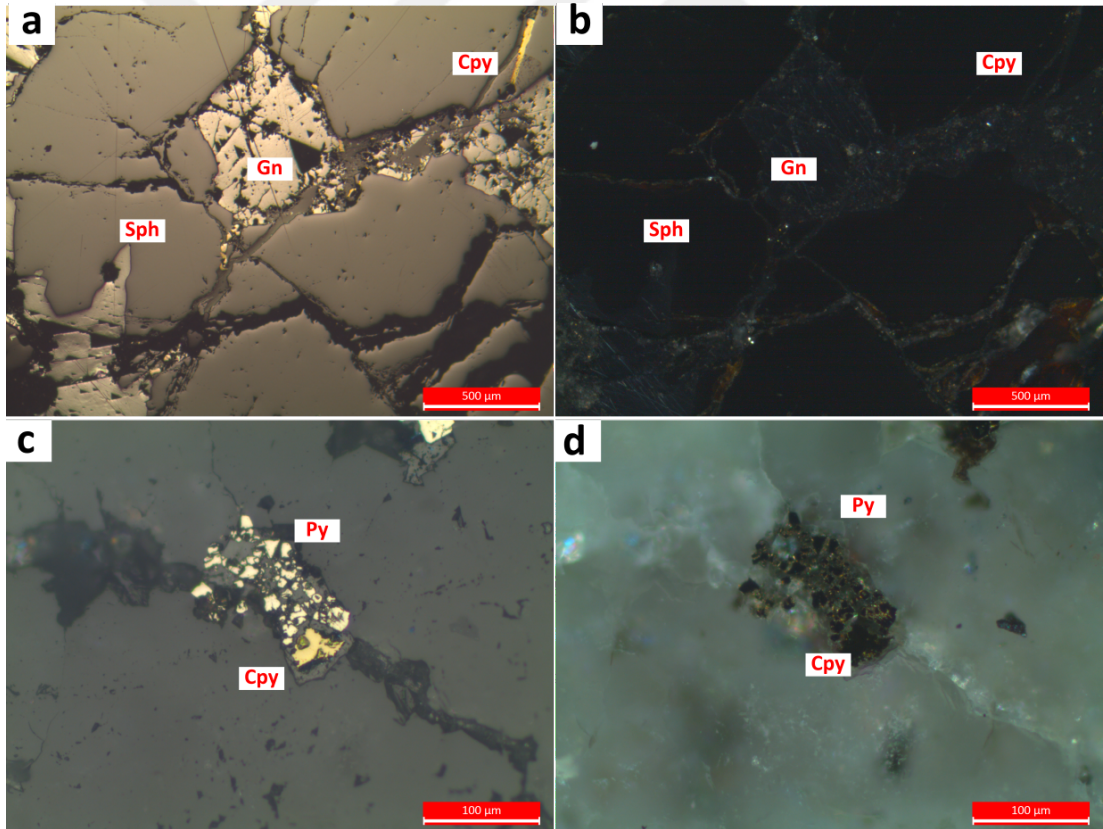
Şekil 7.36 SD-03 Örneği, 1 numaralı alan; 10x; a: // Nikol, b: +Nikol, 20x c: // Nikol d: +Nikol, 10x c: // Nikol d: +Nikol (Cpy: kalkopirit, Gn: galen, Sph: sfalerit)

7.2.3 SDE-03

SD-03 örneği içerisinde başlıca galen, sfalerit ve daha az oranda pirit ve kalkopiritten oluşmaktadır. Kalkopirit, sfaleritin çatlakları boyunca gelişim göstermektedir. Buna karşın galen, sfaleritten önce oluşmuş ve tektonizma uğramıştır. Piritler özşekilli olarak kalkopiritler ile birlikte gelişim gösterir. Bu da piritin parajenezde kalkopirit evresinde 2. defa tekrarlandığını göstermektedir Şekil 7.37.

Yapılan incelemeler sonucunda SDE-03 örneği için önerilen mineral parajenezinin oluşum sırası aşağıdaki gibidir.

- **Kuvars>Galen-Pirit>Sfalerit>Kalkopirit**



Şekil 7.37 SDE-03 Örneği, 1 numaralı alan; 10x; a: // Nikol, b: +Nikol, 20x c: // Nikol d: +Nikol, 10x c: // Nikol d: +Nikol (Cpy: kalkopirit, Py: pirit, Gn: galen)

BÖLÜM SEKİZ

CEVHERLEŞMENİN KÖKENİ

$\delta^{34}\text{S}$ İZOTOPLARI

8.1 Teorik Altyapı

8.1.1 Duraylı Kükürt İzotopları

Sülfür (S) yerküre üzerinde en çok bulunan 14. Element olarak değerlendirilmektedir. Bu elementin duraylı izotopları içerisinde bulunduğu minereallerin kökeni hakkında bilgi sağlayabilmektedir. Sülfür minerallerinin ve/veya sulu kükürt türleri gibi izotopların, fraksiyonasyon olarak bilinen kükürt içeren fazlar arasında tercihli olarak ayrılmaktadır. Bu durum ilgili bileşiklerin izotopik kompozisyonundaki varyasyonlara neden olur ve oluşum kökeni hakkında önemli bir veri sağlamaktadır. Bu değişiklikler, sıcaklık farklılıklarından veya daha da önemlisi, sülfür üzerine etki eden oksidasyon ve indirgeme tepkimelerinden kaynaklanmaktadır. Oksidasyon ve indirgeme reaksiyonları, yüksek sıcaklıkta mağlatik koşullarda, orta sıcaklıklarda hidrotermal sistemlerde ve düşük sıcaklıklarda sedimanter siyajenez gib koşullarda meydana gelmektedir. Yüksek sıcaklıklarda reaksiyonlar denge koşullarında meydana gelirken, düşük sıcaklıklarda gerçekleşen reaksiyonlarda denge görülmemektedir. Buna ek olarak, üst atmosferik süreçler, yerel olarak jeolojik süreçlerde görünen izotopik fraksiyonlamalara da yol açmaktadır (Thode ve diğer. 1949; Szabo ve diğer. 1950; Macnamara ve Thode, 1950; Sakai, 1957; Seal, 2016).

Sülfür minerallerinin sülfür izotop jeokimyasına ilişkin dikkat çekici incelemeler arasında, bütün sülfür cevherleşmeleri inceleyen Jensen (1967), Ohmoto ve Rye (1979) ve Ohmoto ve Goldhaber (1997), sülfat mineralleri ve sülfatlar ile olan etkileşimlerini gösteren Seal ve diğer, (2000) ve kükürt izotoplarının biyojeokimyasal özelliklerini gösteren Canfeld (2001) çalışmaları bulunmaktadır.

Kararlı izotop jeokimyası öncelikle kararlı izotopların mutlak çokluklarından ziyade izotop oranlarındaki değişimler ile ilgilidir. Bu değişimler denge ve kinetik

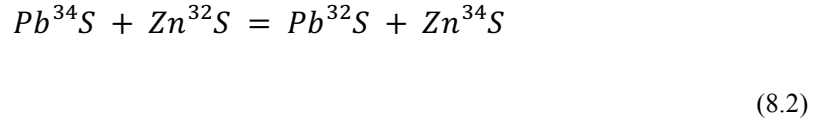
etkilerden kaynaklanmaktadır. İzotop oranları genellikle bir elemente ait minör bir izotopunun, aynı elementin major izotopuna oranı olarak ifade edilir. Sülfür mineralleri için bu oran genellikle $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ ile ifade edilir. Fraksiyonlaşmalar tipik olarak ondalık ve altıncı ondalık basamak aralıklarında değişiklikler göstermektedir. İzotopik oranlarda nispeten küçük varyasyonlar ile ilgilendiğimizden dolayı, maddelerin izotopik bileşimi, bir referans materyal ile karşılaştırıldığında binde bir varyasyon olarak delta (δ) gösterimiyle ifade edilir. Bir maddenin $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ bileşimi için δ -gösterimi şu şekilde tanımlanmış ve binde bir (‰) olarak tanımlanır ((8.1).

$$\delta^{34}\text{S} = \left[\frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{sample}} - (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{reference}}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{reference}}} \right] \times 1000 \quad (8.1)$$

$\delta^{34}\text{S}$ 'e benzer olarak $\delta^{33}\text{S}$ ve $\delta^{36}\text{S}$ için bu değerler, sırasıyla $^{33}\text{S}/^{32}\text{S}$ ve $^{36}\text{S}/^{32}\text{S}$ olarak ifade edilmektedir. Sülfür izotopları üzerinde ortak olarak kullanılan referans, Viyana Kanyonu Diablo Troiliti (VCDT) olup tanımlamaya göre $\delta^{34}\text{S} = 0,0 \text{ ‰}$ olarak kabul edilir (Ault & Jensen, 1963). Meteorik sülfür, primordiyal (ilk) sülfür kompozisyonunu göstermekte ve bundan dolayı bir referans olarak kullanılması uygun olmaktadır. Bu nedenle, VCDT'ye göre sülfürün izotopik bileşimindeki herhangi bir değişim, sülfürün ilk oluşumundan beri farklılaşmayı yansıtmaktadır.

Üçten fazla kararlı izotopu olan sülfür için, en yaygın olarak kullanılan oran $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ 'dir. Bu oranın kullanılmasında iki ana neden bulunmaktadır. Bunlardan birincisi, en bol olarak bulunan izotoplar olması ve analizlerin daha kolay olmasından kaynaklanmaktadır. İkinci ana neden ise izotopik fraksiyonlaşmanın kütle dengesi tarafından denetlenmesi ve kütle farklarına benzer olarak birbirlerinden sistematik olarak ayrılmalarıdır. Diğer bir tanım ile, $^{33}\text{S}/^{32}\text{S}$ 'de olan değişim, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ 'e göre göreceli olarak, yaklaşık yarısı oranında olacaktır. Kimyasal ve fiziksel süreçlerden dolayı meydana gelen bu lineer değişim, kütle-endeşli değişim (mass-depended) olarak adlandırılmaktadır (Urey, 1947; Hulston ve Thode 1965).

Fraksiyonasyonlaşma, termodinamik olarak denge yönüne doğru yönlendirilen izotopik değişim reaksiyonları olarak düşünülebilir. Bu nedenle, örneğin sfalerit (sl) ile galen (gn) arasındaki izotop dengesi, aşağıdaki gibi bir izotopik değişim reaksiyonu ile tanımlanabilir ((8.2):



Bu reaksiyonlar, değişebilen bir Sülfür atomu formunda yazılmakta ve reaksiyon için denge sabiti (K) izotopik fraksiyon faktörüne (α) eşdeğerdir. Burada izotopik türlerin kendi kimyasal aktivitelerini temsil etmesi amaçlanmıştır.

$$K = \frac{Pb^{32}S \cdot Zn^{34}S}{Pb^{34}S \cdot Zn^{32}S} = \frac{\left(\frac{^{34}S}{^{32}S}\right)_{sl}}{\left(\frac{^{34}S}{^{32}S}\right)_{gn}} = \alpha_{sl-gn} \quad (8.3)$$

Böylece, daha genel bir formda, iki madde (Tablo 8.1 ; A ve B) arasındaki kararlı izotopların bölünmesi nicel olarak aşağıdaki gibi tanımlanan bir fraksiyonasyon faktörü ile tanımlanır.

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B} \quad (8.4)$$

Tablo 8.1 Sülfür mineralleri ve ilgili bileşikler için denge izotopik fraksiyonasyon faktörleri (Ohmoto ve Rye, 1979)

Bileşen	a	b	c	Sıcaklık Aralığı (°C)
Sülfat Mineralleri, Sulu Sülfatlar	6,463		0,56	200 - 400
Sülfidler	4,12	5,82	—5,0	> 25
SO ₂	4,70		—0,5	350 - 1050
S(=S ₈)	—0,16			200 - 400
H ₂ S (su-gaz)	0,71		—6,67	11 - 30
HS-	—0,06		—0,6	50 - 350
S ²⁻	—0,21	—1,23	—1,23	> 25
FeS ₂	0,40			200 - 700
FeS	0,10			200 - 600
CuFeS ₂	—0,05			200 - 600
PbS	—0,63			50 - 700
ZnS	0,10			50 - 705
Ag ₂ S	—0,62			280 - 700
Cu ₂ S	—0,06			510 - 630
CuS	0,04			280 - 490
Bi ₂ S ₃	—0,67			150 - 600

(8.4'de gösterilen δ değerleri açısından tekrarlanabilir:

$$\alpha_{A-B} = 1 + \frac{\frac{\delta_a}{1000}}{\frac{\delta_b}{1000}} = \frac{1000 + \delta_a}{1000 + \delta_b} \quad (8.5)$$

α 'nın değerleri tipik olarak bire yakındır ve üçüncü ondalık basamak arasında değişim göstermektedir (1.00X). Örneğin, 300 ° C'de sfalerit ve galen arasındaki ³⁴S/³²S fraksiyonlaşmasının 1.0022'lik bir $\alpha_{\text{Sl-Gn}}$ değerine sahip olduğu gösterilmiştir. Buradaki değer anlamı, sfalerit ³⁴S'de galene göre 2,2 ‰ oranında zenginleşmiştir (yani fraksiyon 2.2 ‰'ya eşittir). $\alpha_{\text{Gn-Sn}}$ gibi, 0,9978'e eşit bir α değeri için, galen sfalerite göre 2.2 ‰ oranında ³⁴S'de tüketilmiştir. Yani fraksiyonlaşma -2,2 ‰'ya eşittir. Literatürde fraksiyonasyon faktörleri, diğerlerinin yanı sıra α 1000ln α ve Δ de dahil olmak üzere çeşitli şekillerde ifade edilebilir. $\Delta A-B$ değeri şu şekilde tanımlanır:

$$\Delta_{A-B} = \delta_a - \delta_b \quad (8.6)$$

Bu ifadeye ek olarak uygun bir matematik ilişkisi olarak $1000\ln(1.00X)$ yaklaşık olarak X'e eşit olacaktır;

$$\Delta_{A-B} \approx 1000\ln\alpha_{A-B} \quad (8.7)$$

İzotop fraksiyonlaşması zenginleşme faktörü (ϵ) olarak yazılabilir.

$$\epsilon_{A-B} = (\alpha_{A-B} - 1) \times 1000 \quad (8.8)$$

8.1.2 Kükürt İzotop Jeotermometreleri

Kükürt jeotermometreleri, sfalerit-galen, pirit-barit gibi iki faz arasındaki sülfür izotop fraksiyonlaşmanın sıcaklığa bağımlı olarak değişimi esasına dayanmaktadır. Bu uygulamalarda rezervuar sıcaklığının tahmini için çözünmüş haldeki SO_4^{2-} ve H_2S arasındaki fraksiyonlaşma dikkate alınmaktadır. Kükürt izotoplarının jeotermometre olarak kullanılması bazı şartlara bağlı olmaktadır. Bu şartlar aşağıda verilmektedir:

- Kükürt içerikli mineraller eş zamanlı olarak birbirleri ile denge halinde ve aynı sıcaklıklarda oluşmuş olmaları gerekmektedir.
- Kükürt mineralleri için tekrar denge ve alterasyona uğramamaları gerekmektedir.
- İzotop analizleri için seçilen minerallerin salt olması gerekmektedir.
- Sıcaklığa bağlı olarak sıcaklığa bağlı fraksiyon faktörlerinin bilinmesi gerekmektedir.

Bunlara ek olarak, izotop değişiminin hızlı kinematik koşullarda olması, minerallerin oluşumunun dengede olmasını sağlamakta, ancak soğuma sırasında tekrar denge uğramasına neden olabilmektedir. Bunun tersi olarak, yavaş gelişen kinematik

koşullar mineraller arasındaki denge durumunun bozulmasına neden olabilmektedir. Bu durumlarda mineraller dengeye ulaşmasının ardından gelişen yavaş kinematik koşullarda ve daha düşük sıcaklıklarda yeniden denge durumundan etkilenmeleri daha zor olmaktadır.

(8.7 ve (8.8'nin kullanılması ile mineral-mineral çiftleri arasındaki denklem aşağıdaki gibi yazılabilmektedir. Bunun örnek uygulaması sfalerit ve galen çifti için aşağıda gösterilmektedir.

$$1000\ln\alpha_{Sl-Gn} \approx \Delta_{Sl-Gn} = \delta^{34}S_{Sl} - \delta^{34}S_{Gn} \quad (8.9)$$

$$\Delta_{Sl-Gn} = \Delta_{Sl-H_2S} = \Delta_{Gn-H_2S} = \delta^{34}S_{Sl} - \delta^{34}S_{H_2S} - (\delta^{34}S_{Gn} - \delta^{34}S_{H_2S}) \quad (8.10)$$

$$\Delta_{Sl-Gn} \approx 1000\ln\alpha_{Sl-H_2S} - 1000\ln\alpha_{Gn-H_2S} \quad (8.11)$$

Bu denkleme tablodaki verilerin kullanılması sonucu elde edilen denklem:

$$\Delta_{Sl-Gn} = \left(\frac{0.10 \times 10^6}{T^2} \right) - \left(\frac{-0.63 \times 10^6}{T^2} \right) \quad (8.12)$$

(8.12'nin sıcaklık fonksiyonunda yazılması sonucu elde edilen denklem; (8.13 (Ohmoto ve Rye, 1979), jeotermometre hesaplarında kullanılmaktadır.

$$T(^{\circ}\text{C}) = \sqrt{\frac{0.73 \times 10^6}{\Delta_{Sl-Gn}}} - 273,15$$

8.1.3 Köken Belirleme

Mantolun kükürt izotopik kompozisyonu ile ilgili bilgiler, muhtemelen mantodan türetilmiş manto ksenolitleri, elmaslar ve ilkel magmatik kayalardan elde edilebilir.

8.2 Karakoca ve Sudöşegi Kükürt Jeotermometresi Uygulamaları

Karakoca ve Sudöşeginden alınan sfalerit, galen ve pirit örnekleri Nevada, Reno (ABD)'de analizleri tamamlanmıştır. Elde edilen sonuçlar Tablo 8.2'de gösterilmektedir. Alınan örnekler Karakoca cevherleşmesinde 2.kesit lokasyonundan, Sudöşeginde ise, ana damar zonundan alınmıştır.

Tablo 8.2. Karakoca ve Sudöşegi cevherleşmelerine ait $\delta^{34}\text{S}$ sonuçları

Örnek	$\delta^{34}\text{S}$ sph	$\delta^{34}\text{S}$ gn	$\delta^{34}\text{S}$ py
KKP-1	-2,64		
KKP-2	-0,49	-1,15	1,6
KKP-3	-1,47	-1	
KKP-5	-0,41		0,24
KKP-X	0,76		0,56
KKP-Y	0,9		0,81
SD-2	-0,55	-0,34	-0,55
SD-3	-1,33	-1,96	-0,3
SD-8	-1,55		-2,56
SD-9	-1,07	-3,66	-0,28

Ohmoto ve Rye, 1979'da gösterilen (8.13 dikkate alındığı zaman, sfalerit-galen, pirit-galen ve sfalerit-pirit mineral çiftlerinden Karakoca için bir adet uygun değer hesaplanabilmektedir. Buna karşın, Sudöşegi için 5 uygun sonuç hesaplanmıştır.

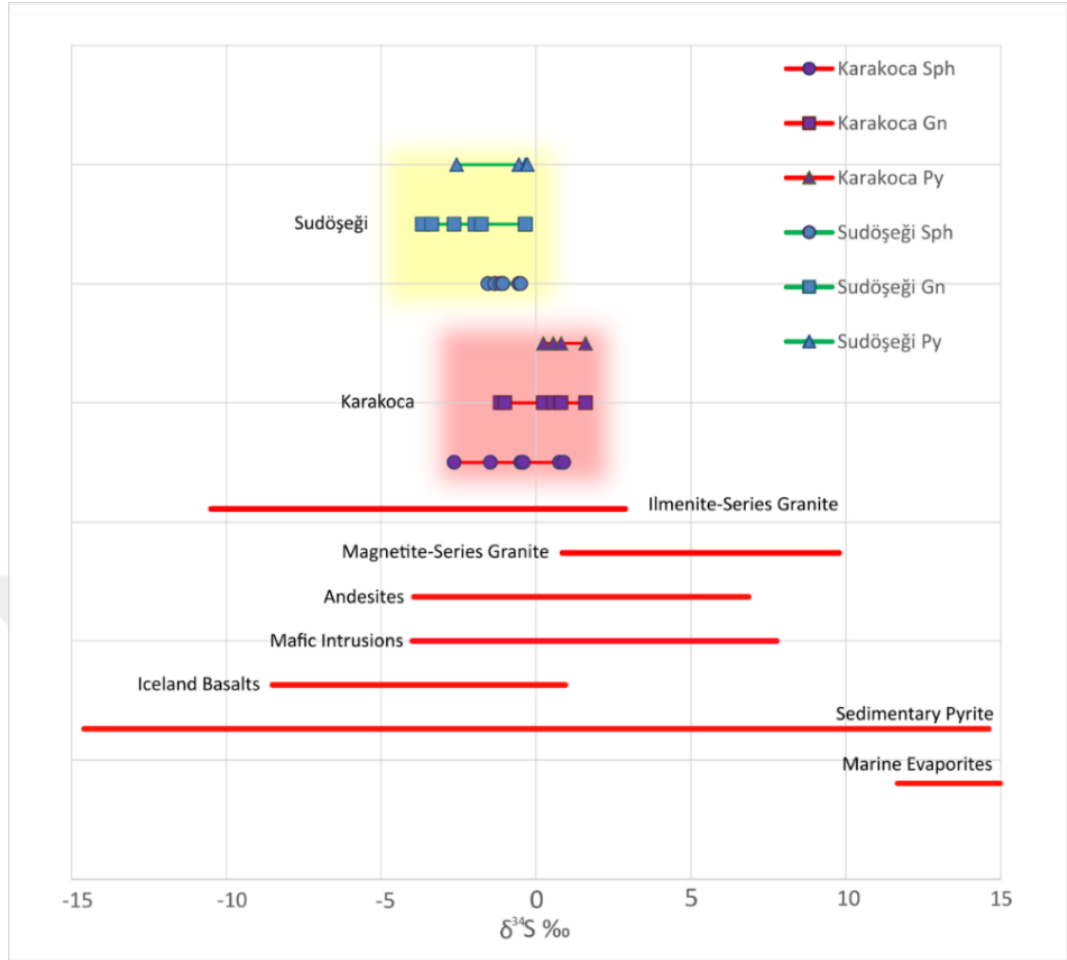
Tablo 8.3 Karakoca (KKP-2) ve Sudöşegi (SD-x) cevherleşmeleri için hesaplanan $\delta^{34}\text{S}$ S jeotermometre sonuçları

Örnek	$\delta^{34}\text{S}$ sph	$\delta^{34}\text{S}$ gn	$\delta^{34}\text{S}$ py	Sph-Gn (°C)	Py-Gln (°C)	Sph-Py (°C)
KKP-2	-0,49	-1,15	1,6		338,85	
SD-3	-1,33	-1,96	-0,3			266,53
SD-8	-1,55		-2,56			271,85
SD-9	-1,07	-3,66	-0,28	257,74	278,87	343,08

Uygulanan kükürt jeotermometreleri Sudöşegi için daha uygun bir sonuç verirken Karaoca için net sonuçlar vermemiştir. Bunun nedeni olarak, Karakoca'da cevher minerallerinin oluşturan akışkan fazlarının kaynama zonundan etkilenmesi, cevherleşmeyi oluşturan akışkanların çoklu faz olarak tekrarlanması, tekrar-denge koşullarına dönmesi olarak düşünülebilir.

8.3 Karakoca ve Sudöşegi Cevherleşmelerinin Kökeni

Elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ ‰ sonuçları Karakoca için -2,64 ile 1,6 arasında değişim göstermekte iken Sudöşegi için elde edilen sonuçlar -3,66 ile -0,28 arasında değişmektedir. Birbirleri ile yakınlık gösteren bu sonuçlar her iki cevherleşmenin de benzer kökenden geldiğine işaret etmektedir. Bulunan bu değerler Ohmoto ve Rye (1979), Seal (2006)'da gösterilen mağmatik kökeni işaret etmektedir. Her iki cevherleşmenin de plüton içi yerleşimli olması cevherleşmenin kökeninin tamamen mağmatik bazlı olduğunu desteklemektedir.



Şekil 8.1 Karakoca ve Sudöşegi Cevherleşmelerine ait $\delta^{34}\text{S}$ sonuçları ve literatürden elde edilen magmatik ve volkanik kökenlerin karşılaştırması

Buna ek olarak, Ishihara & Sasaki (1989), I-tipi (İlmenit serisi) granitlerin genellikle sıfırın altına $\delta^{34}\text{S}$ ‰ değerler gösterdiğini, bunun nedeni olarak da I-tip granitlerin parçalı ergime ile magma kompozisyonuna katılan sedimanter protolitlerinden kaynaklanabileceğini göstermiştir. Sudöşegi için bulunan değerlerin tamamı sıfırın altına olması bu cevherleşmenin tamamen I-tipi bir magmatik aktivite ile bağlantılı olduğunu destekler. Buna karşın, Karakoca’da bulunan sfalerit ve pirit mineralleri sıfırın üzerinde değerler göstermektedir. Bunun nedeni olarak, Karakoca’da daha önce de belirtilen çoklu akışkan fazının, magmatik kompozisyonun zamana bağlı değişiminden kaynaklanabileceği düşünülmektedir.

8.3.1 Kütahya Cevherleşme Provensi Karşılaştırması

Sudöşeği ve Karakoca cevherleşmelerinden elde edilen duraylı kükürt izotop sonuçları (δ^{34}), Kütahya Pb-Zn-(Cu-Ag) cevherleşme provensi içerisinde benzer sonuçlar göstermektedir. Sudöşeği cevherleşmesinin ilişkili olarak bulunduğu Eğrigöz Plütonu dokanağında bulunan demir skarn cevherleşmelerine ait δ^{34} sonuçları yaklaşık olarak sıfır yakın olarak paylaşılmıştır (Oyman ve diğer. 2013). Buna ek olarak bölgenin güneyinde bulunan İnkaya Pb-Zn-Cu-(Ag) cevherleşmesine ait δ^{34} sonuçlar sıfıra yakın olarak -2.77 , 1.33‰ arasında bulunmuştur (Özen ve Arık, 2015). Elde edilen bu benzer sonuçlar, bölgedeki plütonizmanın cevherleşmeler ile direkt olarak ilişkili olduğu göstermektedir.

BÖLÜM DOKUZ

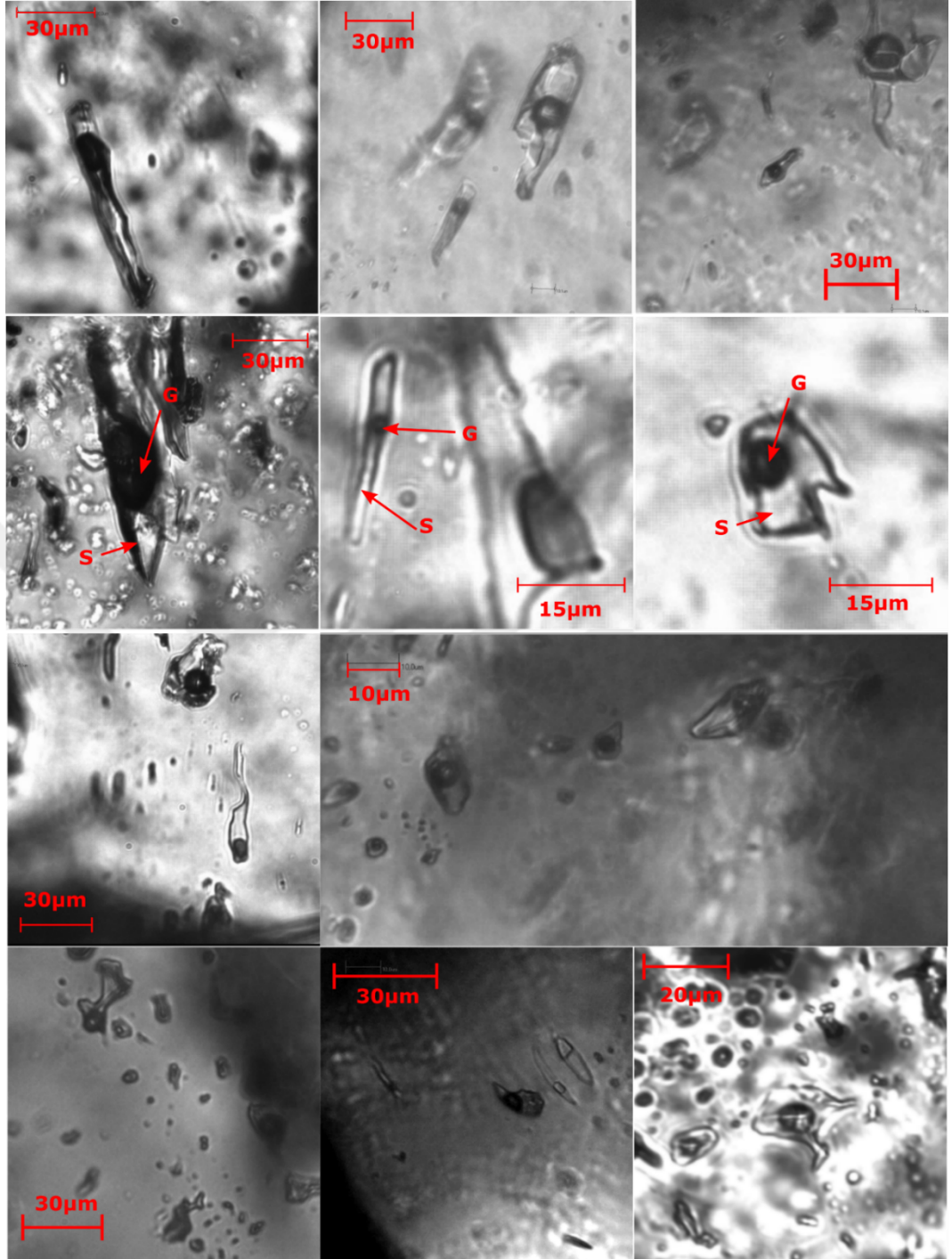
CEVHERLEŞMENİN OLUŞUM KOŞULLARI

SIVI KAPANIM

9.1 Karakoca Sıvı Kapanım Sonuçları

Karakoca cevherleşmesinde ana gang minerali kuvars olarak tanımlanmaktadır. Parajenetik tabloda da belirtildiği üzere kuvars parajenez boyunca bir den çok tekrarlanmıştır. Bu nedenle cevherleşmenin homojenleşme sıcaklığını belirlemek için sülfür minerallerine eşlik eden kuvarslar üzerinden sıvı kapanım ölçümleri gerçekleştirilmiştir.

Yapılan gözlemlerde, kapanımların farklı şekil ve boyutlarda 30 μm ' kadar ulaşabildiği görülmektedir. Köşeli, belirli bir şekil göstermeyen kapanımlar olduğu gibi, uzamış ve elipsoidal uzanım gösteren kapanımlarda bulunmaktadır. Kapanımların çapları genel olarak 5-15 μm arasında değişmektedir. Kuvars içinde bulunan bu kapanımlar 2 fazdan (S+G; L+V) oluşmakta ve sıvı faz baskın olarak (yaklaşık %70) gözlenir. Sepherd ve diğer (1985) sınıflamasına göre Karakoca'da gözlenen kapanımların büyük bir çoğunluğu iksel (*primer*) olarak bulunmaktadır (Şekil 9.1).



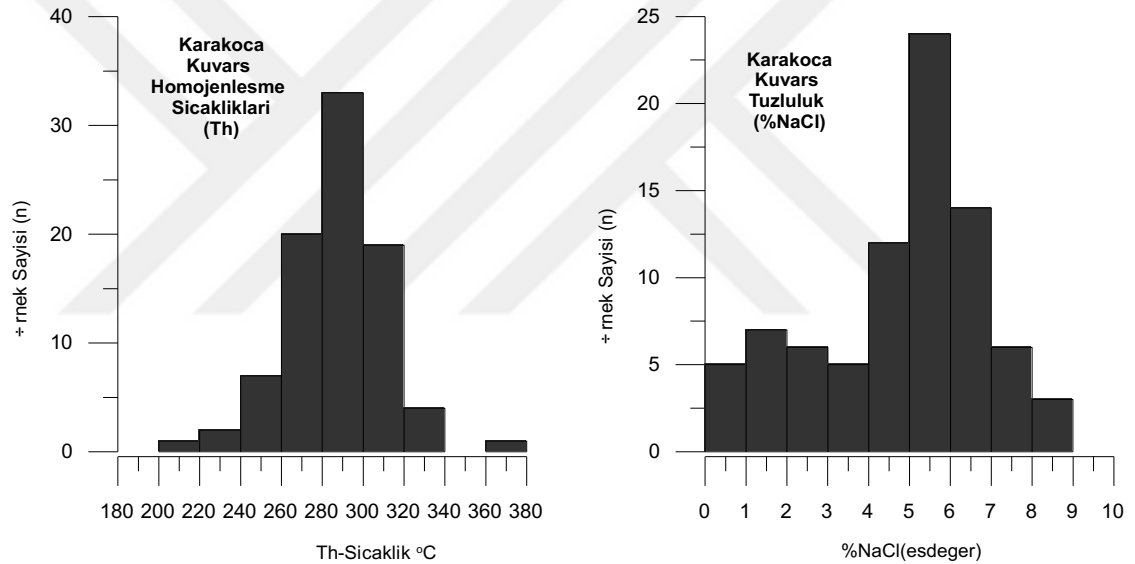
Şekil 9.1 Karakoca cevherleşmesi kuvars örneklerinden ölçülen sıvı kapanımları

Kuvars mikrotermometre çalışmalarına göre Karakoca cevherleşmesinin;

- İlk buz ergime sıcaklığı (tmf): -59,9 °C ile -33,0 °C arasında, ortalama -44°C
- Buz ergime sıcaklığı (tmice): -5,8 °C ile -0,2 °C arasında, ortalama -2,92 °C
- Homojenleşme sıcaklığı (th): 209 ile 326 °C arasında, ortalama, 285 °C

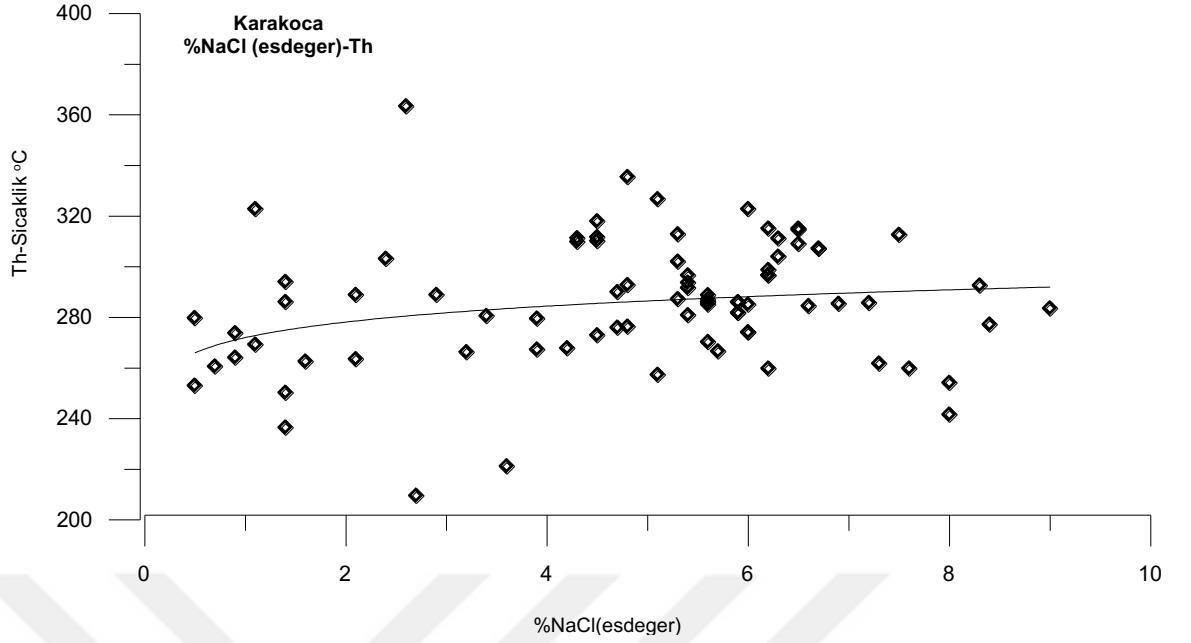
- Bodnar (2003)'e göre hesaplanan %NaCl (eşdeğer) içeriği 0,5 ile 9 arasında, ortalama 4,83 %NaCl (eşdeğer) olarak bulunmuştur.

Karakoca cevherleşmesi için hazırlanmış Th histogram diyagramlarında, 240-280 °C arasında ana popülasyonun görüldüğü, ancak 350-360 °C arasında 2. bir popülasyon olduğu görülebilmektedir. Buradaki daha yüksek sıcaklıklı popülasyon S³⁴ izotoplarında da görülen pirit-galen evresi ile muhtemel olarak ilişkilidir. NaCl için hazırlanmış histogram grafiklerinde ise ana popülasyonun 6-8 arasında (%NaCl) değişmektedir (Şekil 9.2).



Şekil 9.2 Karakoca cevherleşmesi, kuvars örneklerinden ölçülmüş homojenleşme sıcaklıkları (Th; solda) ve %NaCl(eşdeğer) değerleri (sağda)

Karakoca cevherleşmesinde %NaCl-Th diagramına bakıldığında zaman grafikte sağ yönlü bir trend olduğu görülmektedir. Buradaki sağ yönlü ve aşağı yönde trend juvenil magmatik suların soğuk yer altı suları ile karıştığı yönünde fikir vermektedir (Şekil 9.3).

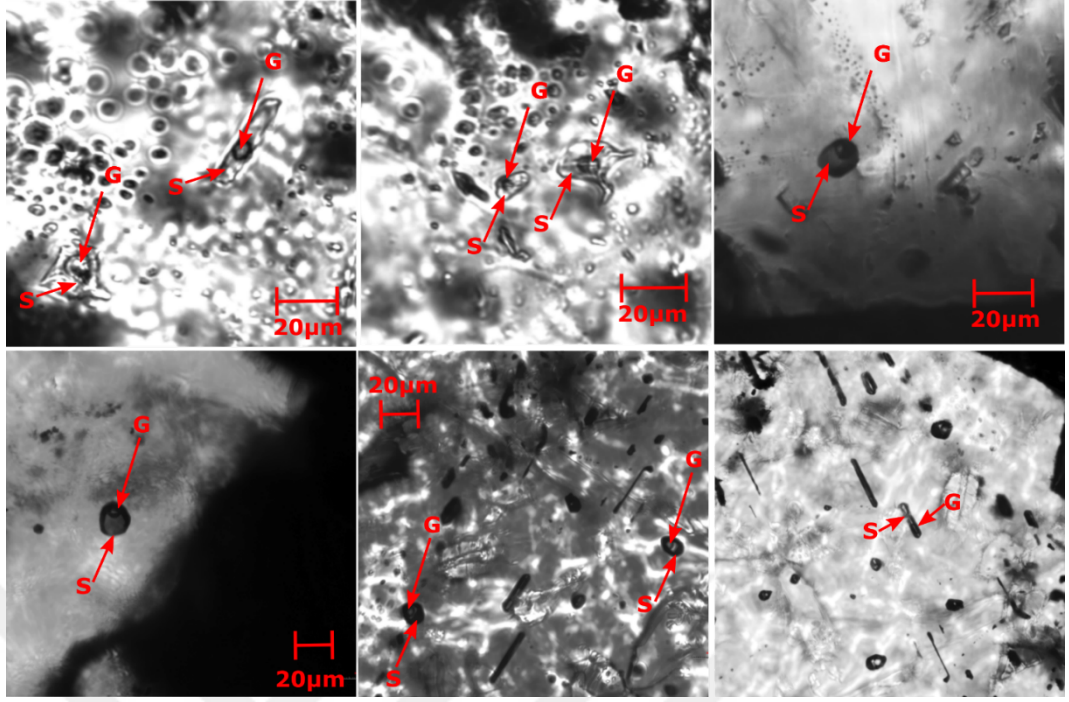


Şekil 9.3 Karakoca cevherleşmesi kuvars örneklerinden ölçülen %NaCl(eşdeğer)-homojenleşme sıcaklığı (Th) gösterimi (%NaCl değerleri Bodnar, 2003'e göre hesaplanmıştır)

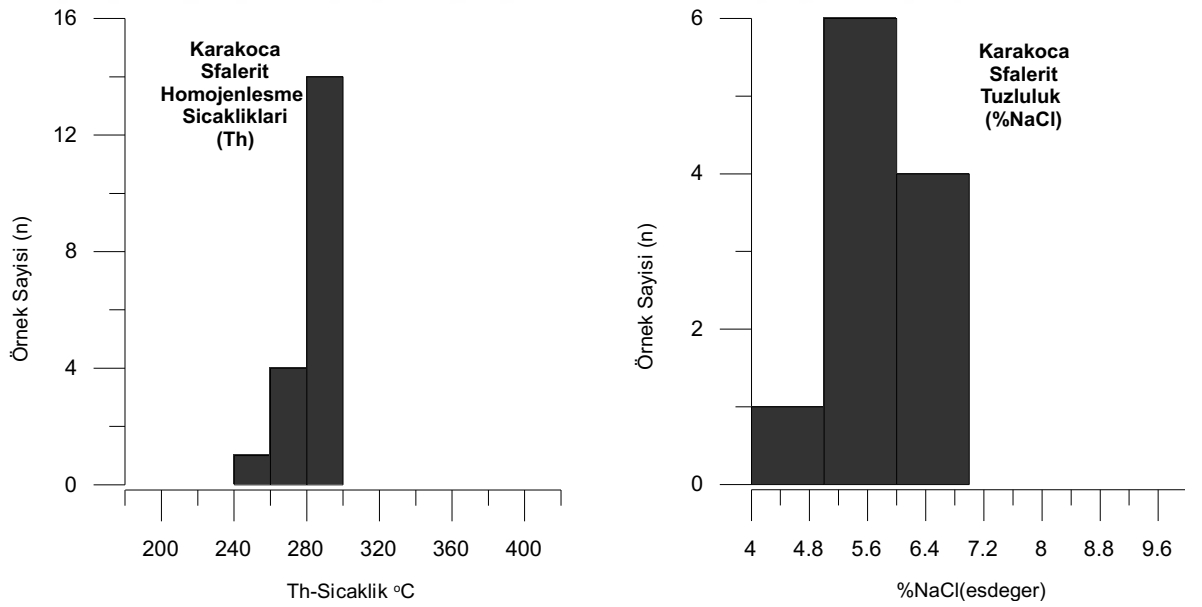
Karakoca cevherleşmesi için yapılan Sfalerit kapanımları, kuvarslardan yapılan ölçümler ile benzerlik göstermektedir. Bu kapanımlar 2 fazlı (S+G; L+V) olarak görülmekte ve L/S oranı yaklaşık olarak %10-15 kadardır. Sfalerit kapanımları genel olarak 5-20 mikrometre boyutunda ve uzun-elipsoidal ve yuvarlak-elipsoidal şekillerinde görülmektedir (Şekil 9.4).

Sfalerit için toplamda yapılan 19 adet mikrotermometre ölçümlerinde;

- İlk buz ergime sıcaklığı (tmf): -54 °C ile -44,6 °C arasında, ortalama -47,5°C
- Buz ergime sıcaklığı (tmice): -4,2 °C ile -2,7 °C arasında, ortalama -3,57 °C
- Homojenleşme sıcaklığı (th): 251 ile 300 °C arasında, ortalama, 283 °C
- Bodnar (2003)'e göre hesaplanan %NaCl (eşdeğer) içeriği 4,5 ile 6,6 arasında, ortalama 5,82 %NaCl (eşdeğer) olarak bulunmuştur.



Şekil 9.4 Karakoca cevherleşmesi sfalerit örneklerinden ölçülen sıvı kapanımları



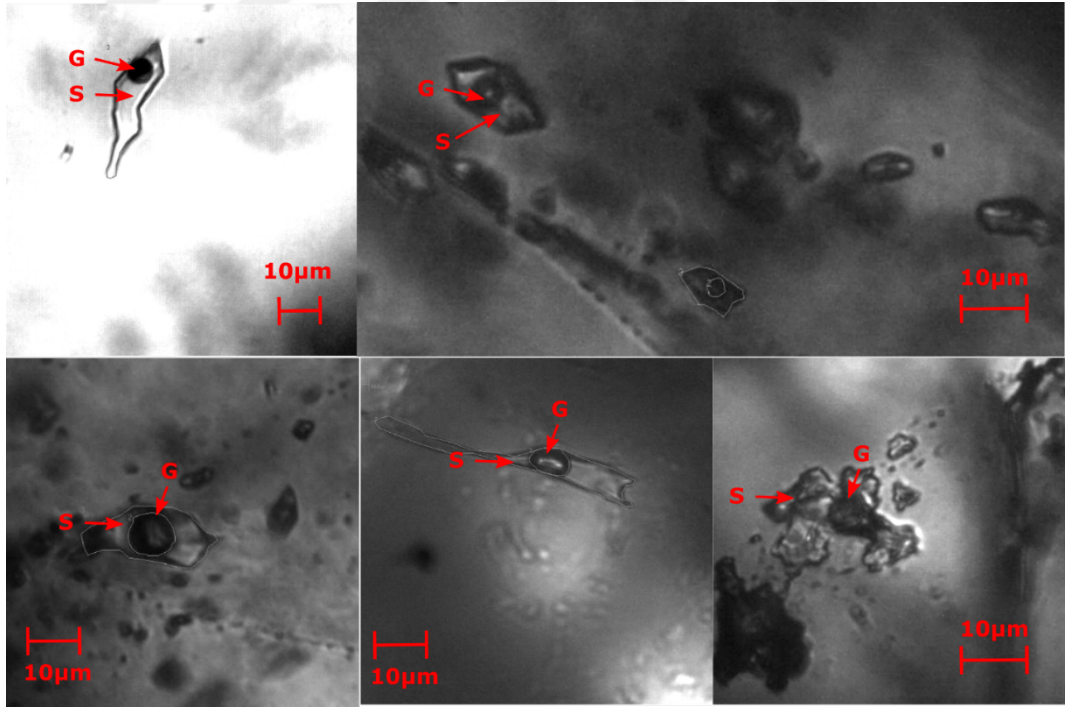
Şekil 9.5 Karakoca cevherleşmesi, sfalerit örneklerinden ölçülmüş homojenleşme sıcaklıkları (Th; solda) ve %NaCl(eşdeğer) değerleri (sağda)

1.1 Sudöşegi Sıvı Kapanım Analizleri

Sudöşegi cevherleşmesinde ana gang minerali kuvars olarak tanımlanır. Kuvars içinde bulunan kapanımlar, Karakoca ile benzerlik göstermekte ve 2 fazlı olarak (S+G; $L+V$) gözlenir. Ölçülebilen kapanımların boyutları 10-15 mikrometre arasında değişim göstermektedir. Farklı form ve şekillerde gözlenen kapanımların S/G oranı yaklaşık %20-25 kadardır (Şekil 9.6).

Kuvars için toplamda yapılan 51 adet mikrotermometre ölçümlerinde;

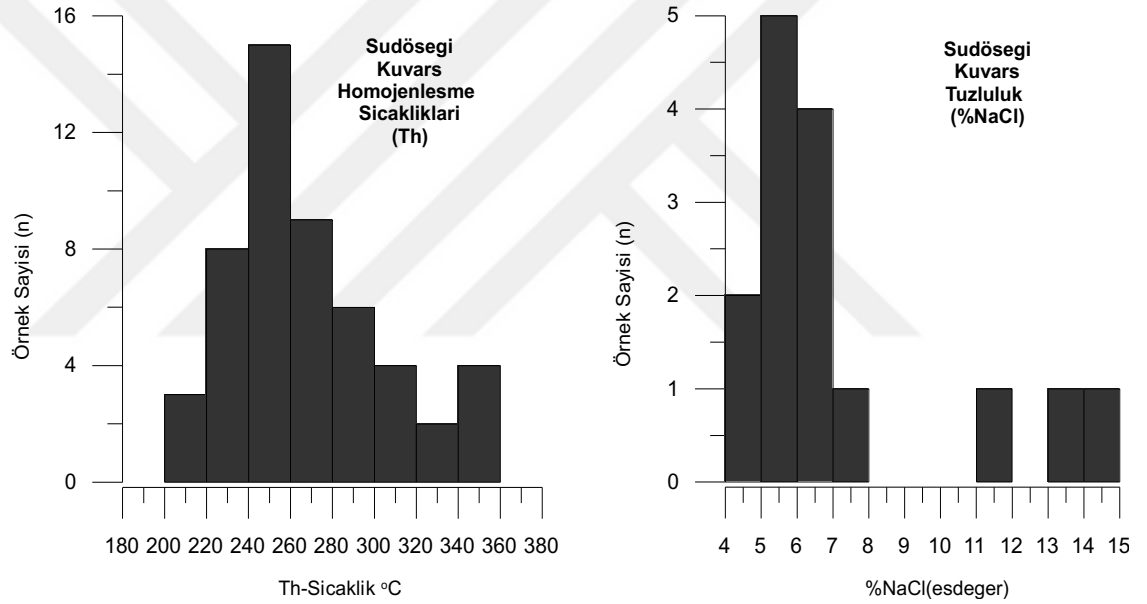
- İlk buz ergime sıcaklığı (tmf): -63 °C ile -26,5°C arasında, ortalama -43,48°C
- Buz ergime sıcaklığı (tmice): -11,4 C ile -0,1°C arasında, ortalama -3,04 °C
- Homojenleşme sıcaklığı (th): 211 ile 349 °C arasında, ortalama, 269 °C
- Bodnar (2003)'e göre hesaplanan %NaCl (eşdeğer) içeriği 0,2 ile 15,5 arasında, ortalama 4.72 %NaCl (eşdeğer) olarak bulunmuştur.



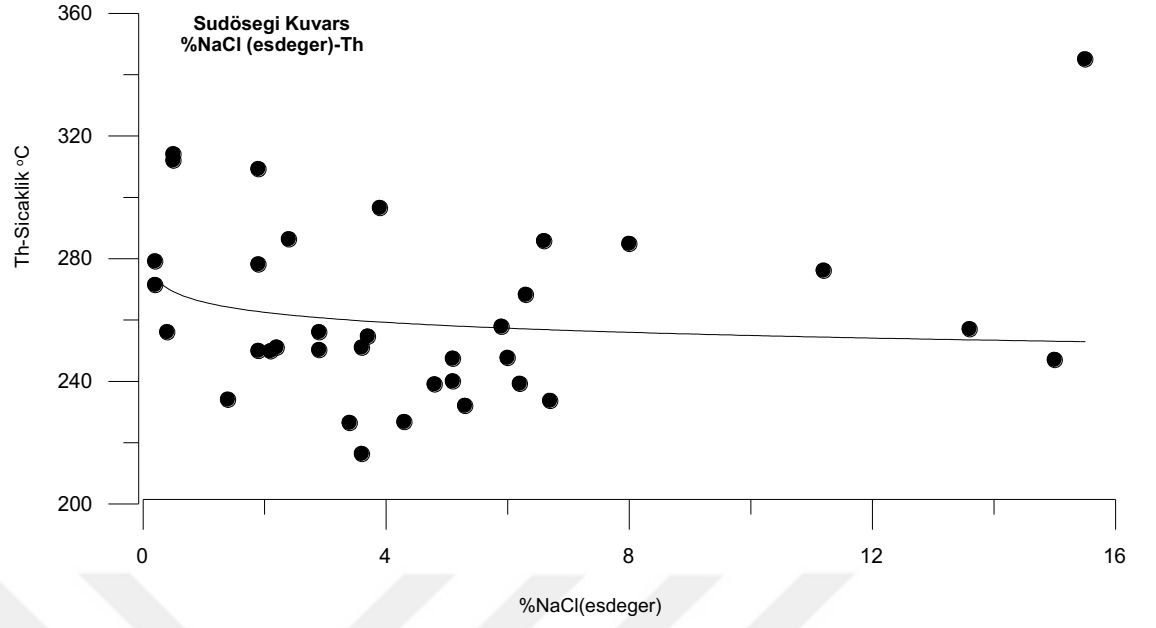
Şekil 9.6 Sudöşegi cevherleşmesi kuvars örneklerinden ölçülen sıvı kapanımları

Sudöşegi cevherleşmesi için hazırlanmış Th histogram diyagramlarında, 240-260 °C arasında ana popilasyonun görüldüğü, ancak 350-360 °C arasında 2. bir popilasyon olduğu görülebilmektedir. NaCl için hazırlanmış histogram grafiklerinde ise ana popilasyonun 5-6 arasında (%NaCl) değişmektedir (Şekil 9.7)

Sudöşegi cevherleşmesinde %NaCl-Th diagramına bakıldığı zaman Karakoca ile benzer şekilde sağ yönlü bir trend olduğu görülmektedir. Buradaki sağ yönlü ve aşağı yönde trend juvenil magmatik suların soğuk yer altı suları ile karıştığı yönünde fikir vermektedir (Şekil 9.8).



Şekil 9.7 Sudöşegi cevherleşmesi, kuvars örneklerinden ölçülmüş homojenleşme sıcaklıkları (Th; solda) ve %NaCl(eşdeğer) değerleri (sağda).



Şekil 9.8 Karakoca cevherleşmesi kuvars örneklerinden ölçülen %NaCl(eşdeğer)-homojenleşme sıcaklığı (Th) gösterimi

Tablo 9.1 Sudöşeginden elden edilen sıvı kapanım sonuçları

Örnek	mineral	Tmf	tmice	Th	Tuzluluk	cevherleşme	miner al	Tmf	tmice	Th	Tuzluluk
sd1-1	kuvars	-43,3	-4,2	233,60	6,7	sd2-18	kuvars			341,00	
sd1-10	kuvars	-45,3	-2,6	226,70	4,3	sd2-19	kuvars			349,00	
sd1-11	kuvars		-0,8	234,00	1,4	sd2-2	kuvars	-44,2	-1,4	286,30	2,4
sd1-12	kuvars	-40,6	-0,2	256,00	0,4	sd2-20	kuvars			269,50	
sd1-13	kuvars			252,00		sd2-21	kuvars	-41		274,20	
sd1-14	kuvars		-3,8	239,20	6,2	sd2-22	kuvars	-51	-5,1	284,80	8
sd1-15	kuvars		-3,9	268,20	6,3	sd2-23	kuvars	-38,9	-0,1	279,10	0,2
sd1-16	kuvars			302,50		sd2-24	kuvars	-39,4	-0,1	271,40	0,2
sd1-17	kuvars		-3,2	232,00	5,3	sd2-25	kuvars	-44	-3,7	247,60	6
sd1-2	kuvars			212,00		sd2-26	kuvars	-48	-1,7	250,20	2,9
sd1-3	kuvars	-46	-1,1	278,10	1,9	sd2-27	kuvars			268,00	
sd1-4	kuvars	-46		279,20		sd2-28	kuvars	-34	-1,2	249,80	2,1
sd1-5	kuvars	-46	-1,7	256,00	2,9	sd2-29	kuvars		-1,1	249,90	1,9
sd1-6	kuvars		-2,9	239,00	4,8	sd2-3	kuvars	-52	-7,6	276,10	11,2
sd1-7	kuvars	-40	-2,2	254,60	3,7	sd2-30	kuvars	43	-2,1	251,00	3,6
sd1-8	kuvars		-3,1	240,00	5,1	sd2-31	kuvars		-1,3	251,00	2,2
sd1-9	kuvars		-3,1	247,40	5,1	sd2-4	kuvars	-47	-0,4	312,00	0,5
sd2-1	kuvars	-45,5	-4,1	285,70	6,6	sd2-5	kuvars	-47	-0,4	314,00	0,5
sd2-10	kuvars	-41		343,20		sd2-6	kuvars	-53,2	-9,7	257,00	13,6
sd2-11	kuvars			211,00		sd2-7	kuvars			336,00	
sd2-12	kuvars			241,00		sd2-8	kuvars	-63	-11	247,00	15
sd2-13	kuvars	-48		291,00		sd2-9	kuvars			280,30	
sd2-14	kuvars	-42	-2,3	296,50	3,9	sd3-1	kuvars	-32	-2,1	216,30	3,6
sd2-15	kuvars			327,50		sd3-2	kuvars	-29,2	-2	226,40	3,4
sd2-16	kuvars	-49,1	-3,6	257,80	5,9	sd3-3	kuvars	-38,2	-1,2	309,20	1,9
sd2-17	kuvars	-26,5	-11,4	345,00	15,5						

Tablo 9.2 Karakoca'dan elden edilen sıvı kapanım sonuçları

tgk11-1	kuvars	-48,5	-3,7	285,00	6	tgk-7	kuvars	-49	-3,9	304,00	6,3
tgk11-10	kuvars	-46,3	-3,2	287,20	5,3	tgk-7	kuvars		-3,8	298,70	6,2
tgk11-11	kuvars	-39,7	-4,7	312,60	7,5	tgk-7	kuvars		-2,7	311,70	4,5
tgk11-12	kuvars	-39	-3,7	322,70	6	tgk-7	kuvars	-44	-2,8	275,90	4,7
tgk11-2	kuvars	-47,7	-3,3	293,70	5,4	tgk-7	kuvars		-2,9	335,40	4,8
tgk11-3	kuvars	-42,5	-2,7	272,90	4,5	tgk-7	kuvars	-43	-4	314,50	6,5
tgk11-4	kuvars	-47,1	-0,9	262,50	1,6	tgk-7	kuvars		-4	315,00	6,5
tgk11-5	kuvars	-46,3	-3,4	285,00	5,6	tgk-7	kuvars	-52	-3,8	315,00	6,2
tgk11-6	kuvars	-44,6	-0,3	279,70	0,5	tgk-7	kuvars	-46	-3,9	311,12	6,3
tgk11-7	kuvars	-39,7	-0,3	302,00	5,3	tgk-7	kuvars			317,00	
tgk11-8	kuvars	-43,2	-2,9	292,70	4,8	tgk-7	kuvars	-46	-4	309,00	6,5
tgk11-9	kuvars	-41,7	-3,3	296,50	5,4	tgk-7	kuvars	-46		315,00	
tgk2-1	kuvars	-51,4	-0,8	250,20	1,4	TGK-5	kuvars	-46,5	-4,2	307,10	6,7
tgk2-10	kuvars	-57,3	-1,4	303,10	2,4	TGK-5	kuvars	-47	-3,7	274,00	6
tgk2-11	kuvars	-46,1	-2	280,50	3,4	TGK-5	kuvars	-47	-3,8	296,50	6,2
tgk2-12	kuvars	-48,5	-2,6	309,80	4,3	TGK-5	kuvars	-43,2	-3,6	281,80	5,9
tgk2-13	kuvars	-47,2	-2,6	311,20	4,3	TGK-5	kuvars	-40	-3,4	286,00	5,6
tgk2-14	kuvars	-51,2	-3,2	312,80	5,3	TGK-5	kuvars	-45,8	-3,6	286,00	5,9
tgk2-15	kuvars	-59,9	-2,8	289,90	4,7	KKP-2	kuvars	-38,1	-5,1	241,50	8
tgk2-2	kuvars	-49,8	-0,4	260,60	0,7	KKP-2	kuvars	-33,6	-2,5	267,80	4,2
tgk2-3	kuvars	-47,9	-1,2	263,40	2,1	KKP-2	kuvars	-39	-4,8	259,80	7,6
tgk2-4	kuvars	-53,4	-0,3	253,00	0,5	KKP-2	kuvars	-42,3	-3,1	257,30	5,1
tgk2-5	kuvars	-46,5	-4,6	261,70	7,3	KKP-2	kuvars	-44,1	-3,5	266,50	5,7
tgk2-6	kuvars	-44,8	-0,6	269,20	1,1	KKP-2	kuvars	-39,5	-5,1	254,10	8
tgk2-7	kuvars	-46,5	-0,5	273,70	0,9	KKP-2	kuvars	-40,5	-1,9	266,20	3,2
tgk2-8	kuvars	-47,3	-0,5	264,00	0,9	KKP-2	kuvars	-41,3	-2,4	267,3	3,9
tgk2-9	kuvars	-52,10	-3,80	259,70	6,20	KKP-2	kuvars	-44,80	-3,30	291,60	5,40
tgk-2	kuvars		-3,3	280,80	5,4	KKP-2	kuvars	-37,8	-2,7	310,10	4,5
tgk-2	kuvars	-33	-3,1	326,70	5,1	KKP-2	kuvars	-53,7	-0,6	322,70	1,1
tgk-2	kuvars			282,20		KKP-2	kuvars		-0,8	286,10	1,4
tgk-2	kuvars			294,50		KKP-2	kuvars			287,10	
tgk7-1	kuvars	-38,4	-4,5	285,70	7,2	KKP-2	kuvars		-0,8	236,40	1,4
tgk7-2	kuvars	-33,1	-4,1	284,40	6,6	KKP-2	kuvars	-52,2	-0,8	294,00	1,4
tgk7-3	kuvars	-42,8	-3,4	270,20	5,6	KKP-2	kuvars	-46,4	-2,3	279,50	3,9
tgk7-4	kuvars	-40,4	-3,4	288,70	5,6	KKP-2	kuvars	-44,8	-1,2	288,90	2,1
tgk7-5	kuvars	-49,2	-4,3	285,30	6,9	KKP-2	kuvars	-40,4	-2,7	317,90	4,5
tgk7-6	kuvars	-33,7	-2,9	276,30	4,8	KKP-2	kuvars	-42,3	-1,6	209,50	2,7
tgk7-7	kuvars	-46,6	-5,4	277,10	8,4	KKP-2	kuvars	-41,6	-2,1	221,10	3,6
tgk7-8	kuvars	-51,7	-5,8	283,50	9	KKP-2	kuvars	-34,7	-1,7	288,80	2,9
tgk7-9	kuvars	-50,8	-5,3	292,50	8,3	KKP-2	kuvars	-42,2	-1,5	363,30	2,6
TGK-5	kuvars	-49	-3,4	287,00	5,6	TGK-5	kuvars	-40	-3,4	286,00	5,6
TGK-5	kuvars	-46,5	-4,2	307,10	6,7	TGK-5	kuvars	-45,8	-3,6	286,00	5,9
TGK-5	kuvars	-47	-3,7	274,00	6	TGK-5	kuvars	-43,2	-3,6	281,80	5,9
TGK-5	kuvars	-47	-3,8	296,50	6,2						

BÖLÜM ON

CEVHER JEOKİMYASI

ELEKTRON-MİKROPROB ANALİZLERİ

10.1 Karakoca Mikroprob Analizleri

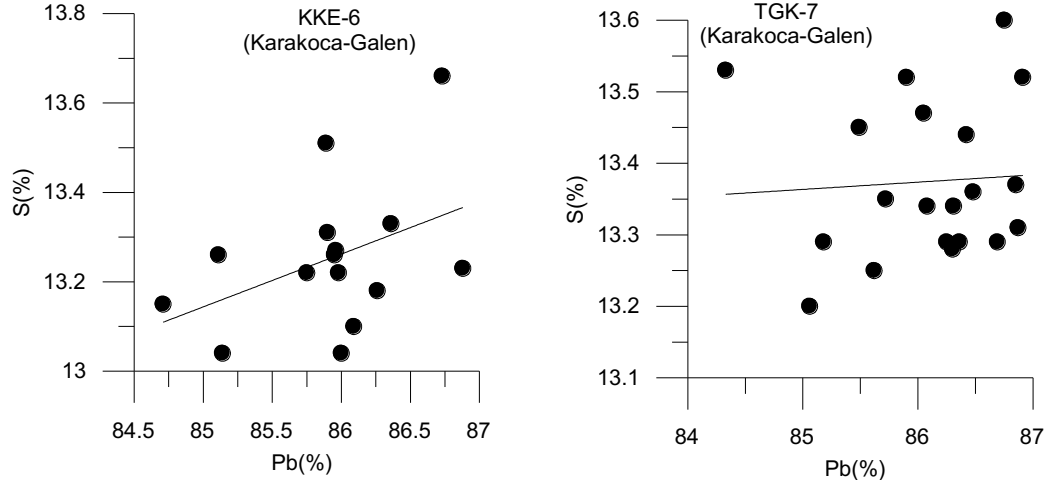
Karakoca cevherleşmesi içerisinde galen, pirit, sfalerit üzerinde mikroprob analizler gerçekleştirilmiştir.

10.1.1 Karakoca Galen Jeokimyası

Karakoca’da iki farklı örnekte (KKE-6 ve TKG-7) galen cevherinden mikroprop analizi yapılmıştır. KKE-6 örneğinde yapılan analizlerde sadece S ve Pb dedeksiyon liminin üzerinde ölçülmüştür (Tablo 10.1, Tablo 10.2). Buna karşın TKG-7 örneğinde yapılan ölçümde tek bir noktada %0.67 oranında Zn bulunmuştur (Tablo 10.1, Tablo 10.2, Şekil 10.8). Her iki örnekte de S ve Pb birlikte doğrusal bir artış göstermektedir (Şekil 10.1).

Galen için hesaplanan mineral formülü:

- KKE-6 için: “**Pb_{1,01-1,03}S_{0,97-0,99}**”
- TKG-7 için: “**Pb_{0,98-1,00}Zn_{0,00-0,02}S_{0,99-1,02}**”



Şekil 10.1 Karakoca TKG-7 ve KKE6 örneklerinde yapılan mikroprop analizleri S-Pb gösterimi

10.1.2 Karakoca Sfalerit Jeokimyası

Karakoca’da sfalerit mikroprob ölçümleri 2 örnekte, 4 farklı noktada gerçekleştirilmiştir. Yapılan ölçümlerde KKE-6 örneğinde yapılan 2 noktada yapılan ölçümde Mn, Fe, Zn, S ve Cd dedeksiyon limitinin üzerinde bulunmuştur. TKG-7 örneğinde ise 1. ölçümde noktada Mn, Fe, Zn, S ve Cd dedeksiyon limitinin üzerinde, 2. Noktada ise 1. noktaya ek olarak Cu dedeksiyon limitinin üzerinde bulunmuştur (Tablo 10.1, Şekil 10.8).

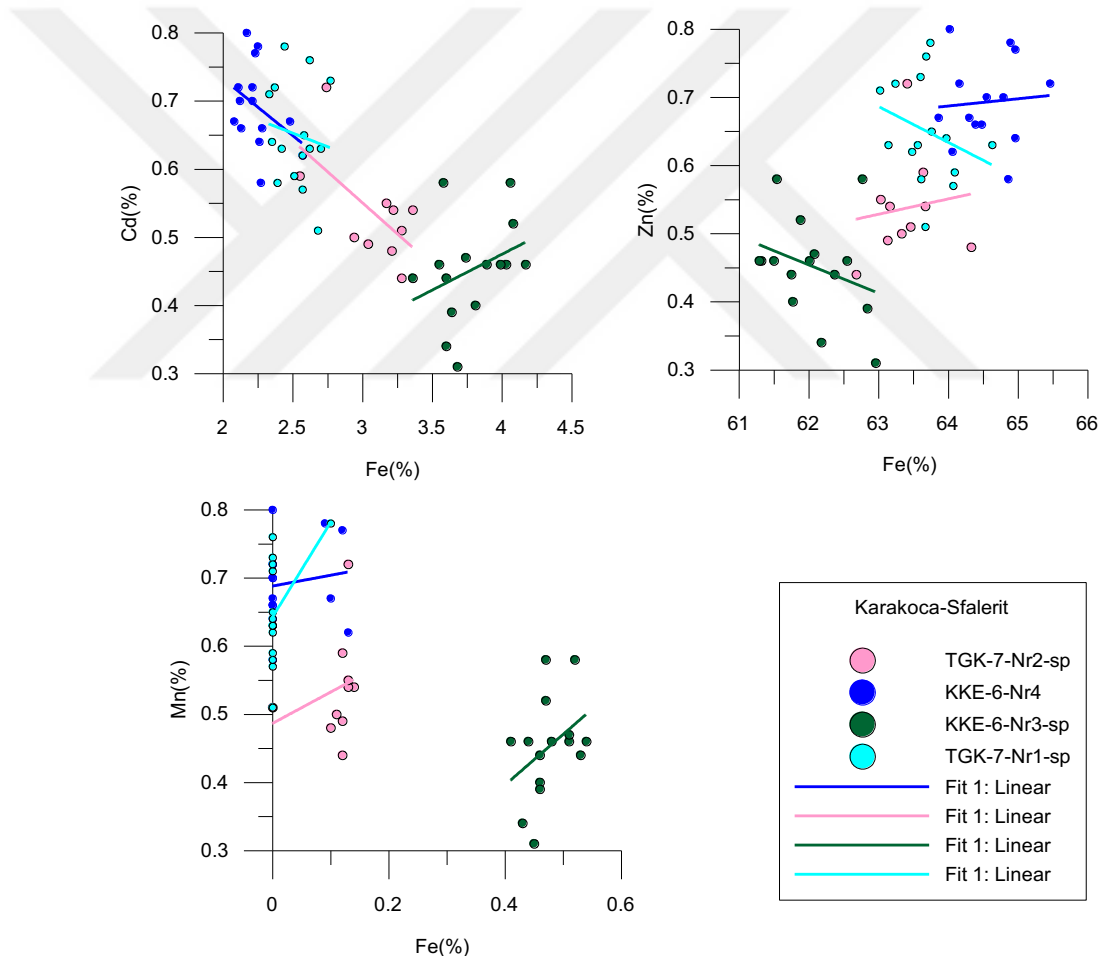
Cd-Fe diyagramında, KKE-6-Nr3 haricinde diğer minerallerde ters orantı görülmektedir. Buna karşın KKE-6-Nr3 için Cd-Fe doğru orantılı olarak gözükmektedir. Zn-Fe diagramında Fe ile Zn arasında genel bir ilişki olmadığı görülmektedir. Fe-Mn arasında ise bütün ölçümlerde doğru orantı gözükmektedir. KKE-6-Nr-3 ölçümünde Fe oranının diğer ölçümlere göre farklı olduğu görülmektedir (Şekil 10.2).

Sfaleritlerde yapılan elektron mikroprob ölçümlerine göre KKE-6-Nr-3 numaralı ölçüm diğer ölçümlere göre kimyasal açıdan farklı gözükmekte ve farklı bir faza karşılık gelmektedir. Cevher jeokimyasında gözükten sfaleritin iki kere tekrarlanması bu durumu muhtemel olarak doğrulamaktadır (Şekil 10.2).

Hesaplanan mineral formülleri

- KKE-6-Nr4-sp için “ $(\text{Zn}_{0,92-0,94}\text{Fe}_{0,06-0,07}\text{Cd}_{0,00-0,01}\text{Mn}_{0,00-0,01})\text{S}_{0,99-1,00}$ ”
- KKE-6-Nr3-sp- için “ $(\text{Zn}_{0,95-0,97}\text{Fe}_{0,04}\text{Cd}_{0,00-0,01})\text{S}_{0,99-1,00}$ ”
- TGK-7-Nr1-sp için: “ $(\text{Zn}_{0,94-0,96}\text{Fe}_{0,04-0,05}\text{Cd}_{0,00-0,01})\text{S}_{0,99-1,01}$ ”
- TGK-7-Nr2-sp: “ $(\text{Zn}_{0,93-0,95}\text{Fe}_{0,04-0,06}\text{Cd}_{0,00-0,01})\text{S}_{0,99-1,00}$ ”

olarak bulunmuştur.

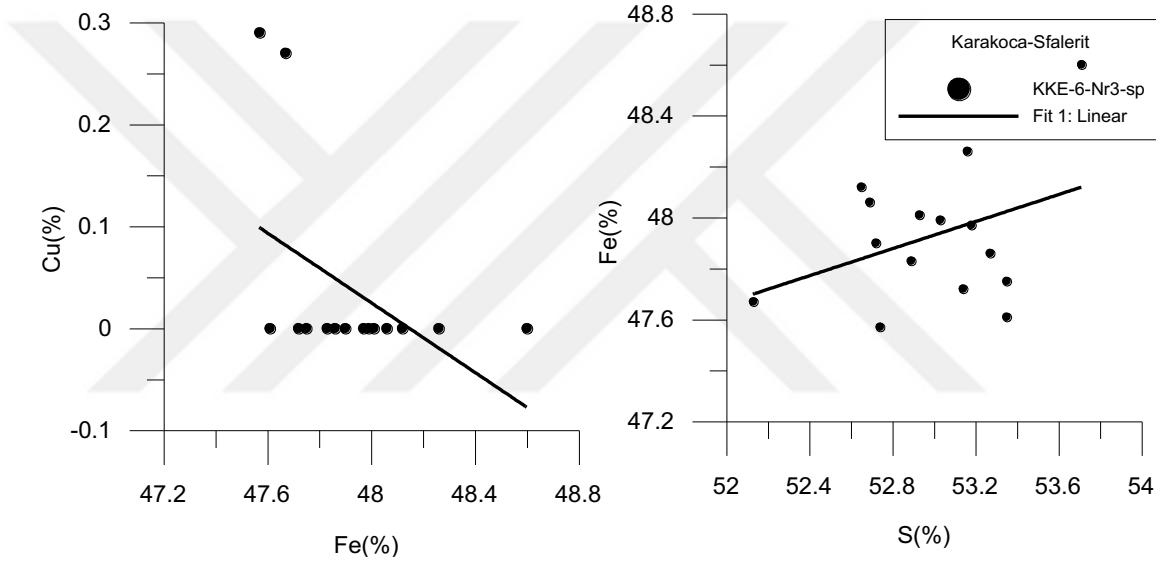


Şekil 10.2 Karakoca TGK-7 ve KKE6 örneklerinde sfalerit üzerinde yapılan mikroprop analizleri Fe-(Cd-Zn-Mn) gösterimi

10.1.3 Karakoca Pirit Jeokimyası

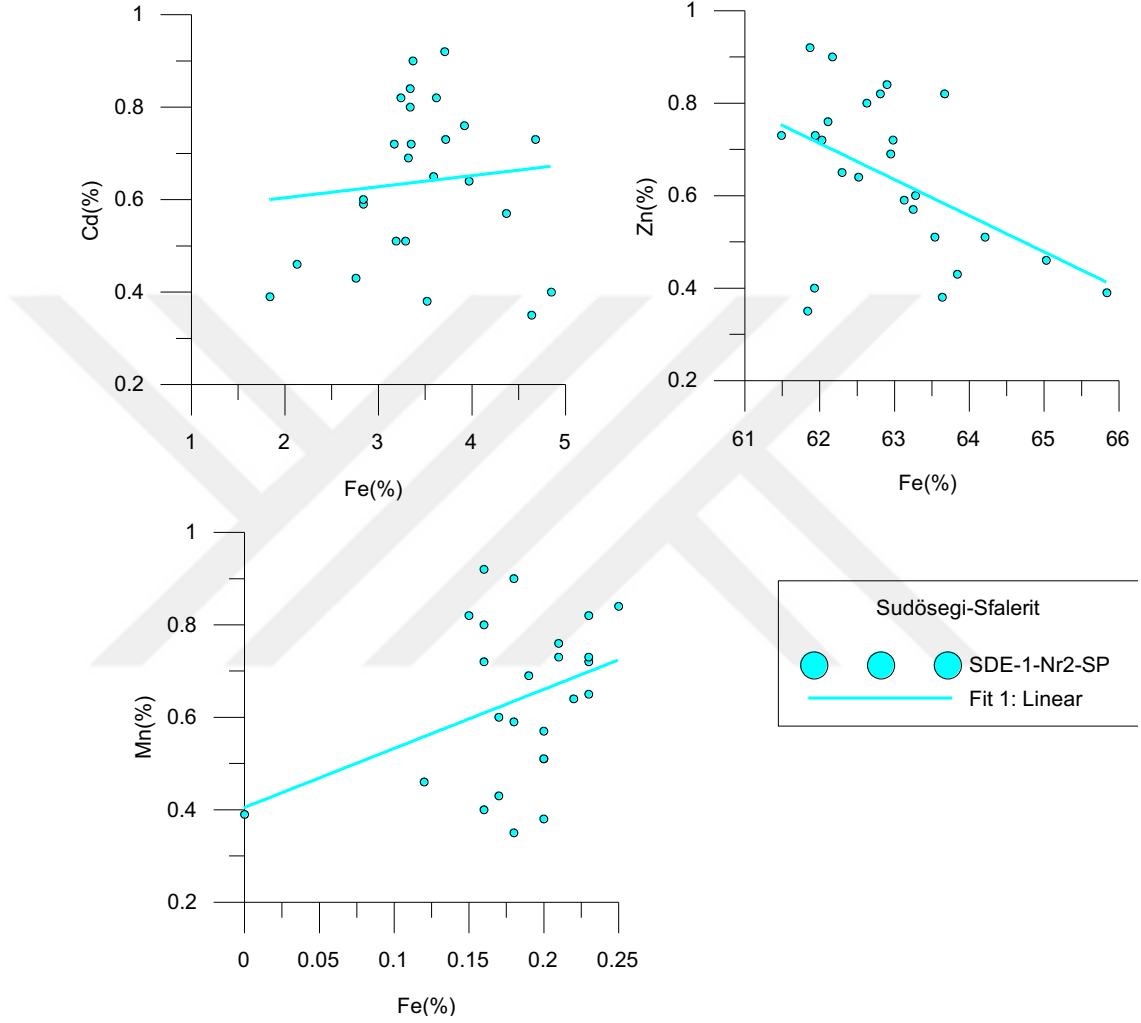
Karakoca’da pirit ölçümü tek bir örnekte, tek minarelden yapılmıştır. Yapılan ölçümde; Mn, Zn, As, Ag, Cd ve Pb dedeksiyon limitinin altında bulunmuştur. Yapılan toplamda 15 adet nokta ölçümde Cu yaklaşık olarak %0,3 oranında 2 noktada saptanmıştır (Tablo 10.1, Şekil 10.8).

Pirit için hesaplanan mineral formülü: “ $(\text{Fe}_{1,02-1,03}\text{Cu}_{0,00-0,01})\text{S}_{1,96-1,98}$ ”



Şekil 10.3 Karakoca KKE6 örneği, pirit üzerinde yapılan mikroprop analizleri Fe-Cu, S-Fe gösterimi

üzerinde bulunmuştur (Tablo 10.3, Şekil 10.8). Fe, Cd ve Mn doğru orantıda artış gösterirken Zn ve Fe-Cd-Mn arasında ters orantı gözükmemektedir (Şekil 10.5). Yapılan ölçümlerde sfaleritin kimyasal formülü “ $(\text{Zn}_{0,90-0,97}\text{Fe}_{0,03-0,08}\text{Cd}_{0,00-0,01})\text{S}_{0,99-1,01}$ ” olarak bulunmuştur.



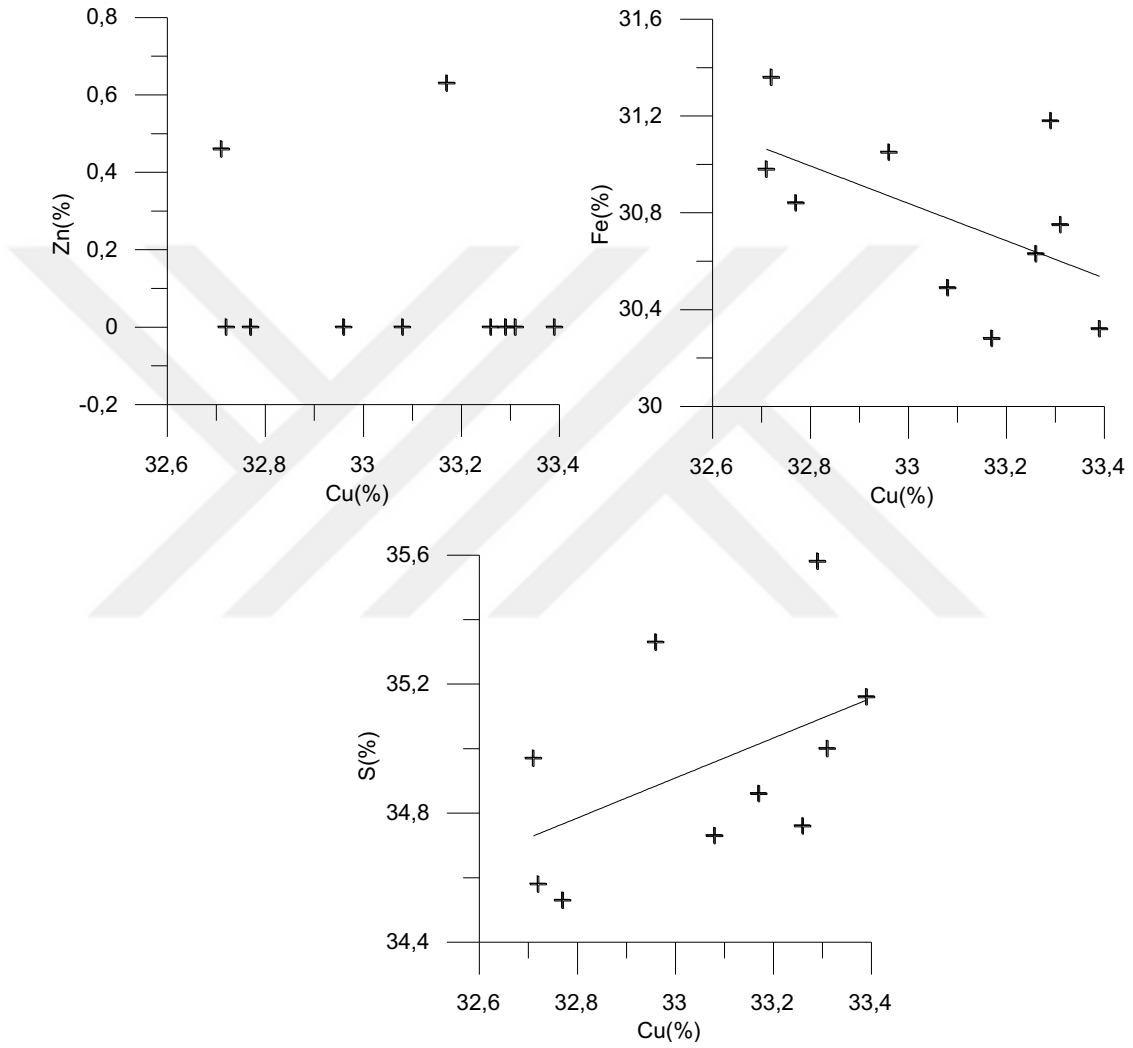
Şekil 10.5 Sudöşegi SDE-1 örneği, sfalerit üzerinde yapılan mikroprop analizleri Fe-(Cd-Mn-Zn) gösterimi

10.3.1 Sudöşegi Kalkopirit Jeokimyası

Sudöşegi kalkopirit ölçümleri tek bir örnekte ve tek bir mineral üzerinde toplamda 10 noktada yapılmıştır (Tablo 10.3, Şekil 10.8). Yapılan ölçümde, Fe, Cu ve S'e ek olarak daha az oranda Zn tespit edilmiştir. 2 noktada tespit edilebilen Zn'nin diğer

elementler ile herhangi bir bağlantısı görülemiştir. Buna karşın Cu-S arasında doğru orantı, Cu-Fe arasında ise ters orantı görülmektedir (Şekil 10.6).

Yapılan ölçümlerde kalkopiritin kimyasal formülü “ $(\text{Fe}_{0,54-0,56}\text{Cu}_{0,51-0,53})\text{S}_{1,08-1,11}$ ” olarak bulunmuştur.



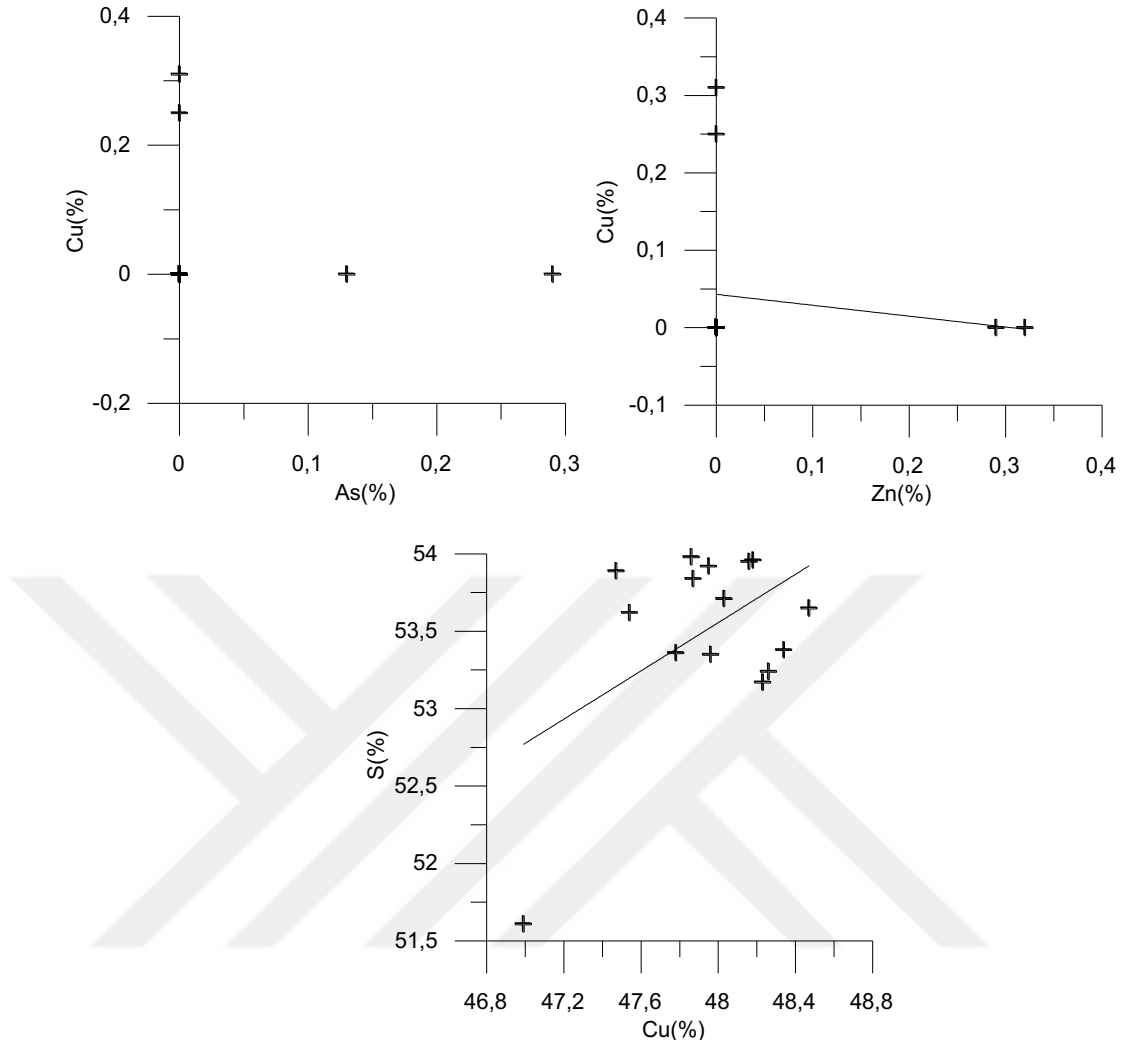
Şekil 10.6 Sudöşeği SDE-1örneği, kalkopirit üzerinde yapılan mikropor analizleri Cu-(Zn-Fe-S) gösterimi

10.4 Sudöşęi Pirit Jeokimyası

Sudöşęinde pirit tek bir örnekte ve mineralde, toplamda 15 noktada öçölmüştür. Yapılan ölçömlerde pirit içërisinde Fe ve S'ye ek olarak, Cu, Zn ve As tespit edilmiştir (Tablo 10.3, Şekil 10.8). Tespit edilen Cu, Zn ve As arasında herhangi bir koralesyon görölememiştir (Şekil 10.7).

Yapılan ölçömlerde kalkopiritin kimyasal formölü “(Fe_{1,01-1,03}Cu_{0,00-0,01}Zn_{0,00-0,01}) S_{1,97-1,99}” olarak bulunmuştur





Şekil 10.7 Sudöşeği SDE-1 örneği, sfalerit üzerinde yapılan mikroprop analizleri As-Cu, Zn-Cu ve Cu-S gösterimi

Tablo 10.1 Karakoca KKE-6 örneğinden elde edilen elektron mikroprob analiz sonuçları

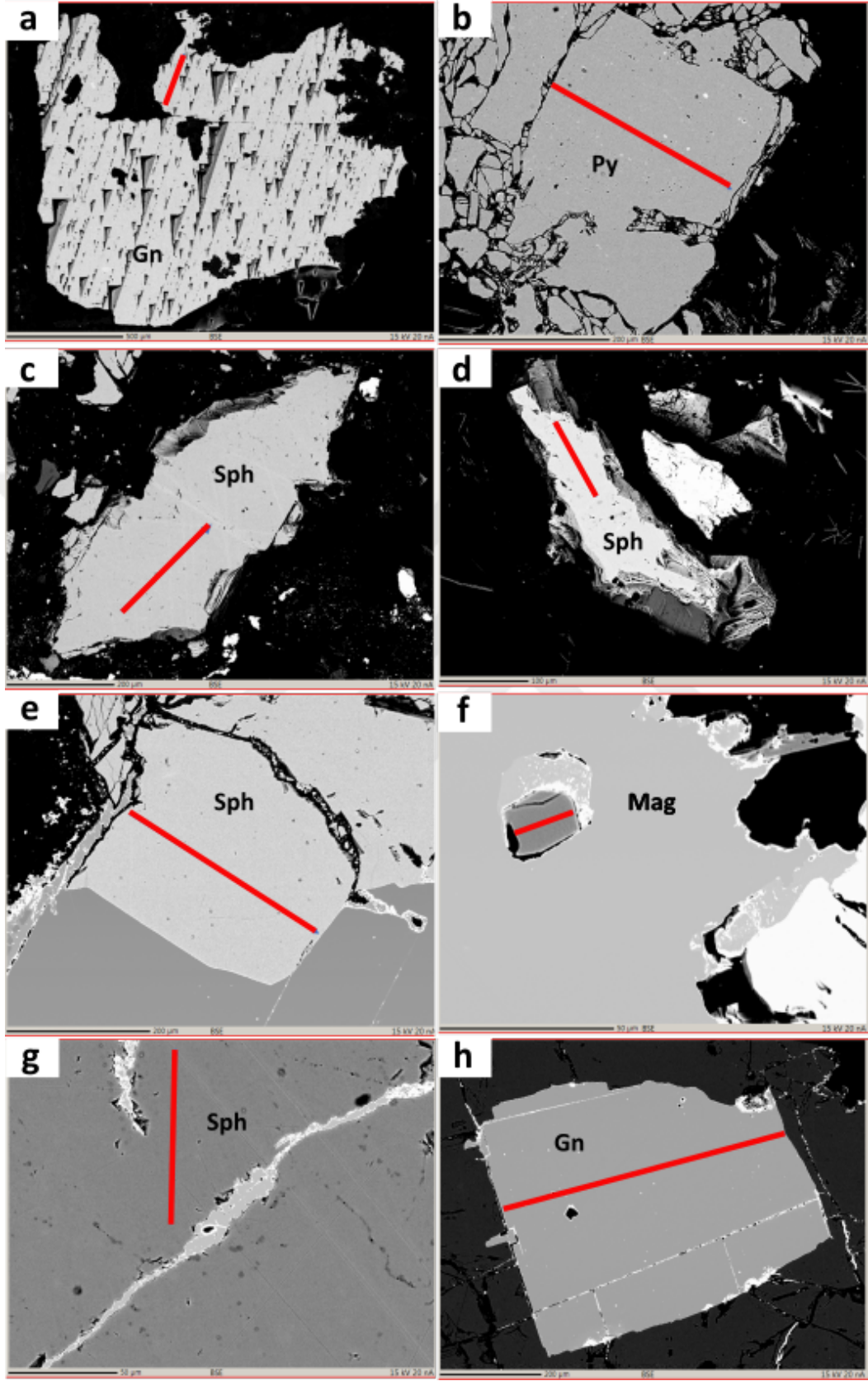
	Mineral	N		Mn	Fe	Cu	Zn	As	Ag	S	Cd	Pb	Total
KKE-6	Galen	15	Min	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	13,04	d.l.a	84.71	97.86
			Mak							13,66		86.88	100.39
			Ort							13,25		85.91	99.17
	Mineral Formülü			Pb _{1,01-1,03} S _{0,97-0,99}									
	Pirit	15	Min	d.l.a	47,57	0,00	d.l.a	d.l.a	d.l.a	52,13	d.l.a	d.l.a.	100.07
			Mak		48,60	0,29				53,71			102.31
			Ort		47,93	0,04				53,00			100.96
	Mineral Formülü			(Fe _{1,02-1,03} Cu _{0,00-0,01})S _{1,96-1,98}									
	Sfalerit	14	Min	0,00	2,08	d.l.a	63,86	d.l.a	d.l.a	32,45	0,58	d.l.a.	99.60
			Mak	0,13	2,57		65,46			32,99	0,80		101.10
			Ort	0,03	2,24		64,55			32,74	0,69		100.26
	Mineral Formülü			(Zn _{0,95-0,97} Fe _{0,04} Cd _{0,00-0,01})S _{0,99-1,00}									
	Sfalerit-2	15	Min	0,41	3,36	d.l.a	61,29	d.l.a	d.l.a	32,24	0,31	d.l.a.	98.25
			Mak	0,54	4,17		62,96			33,28	0,58		101.02
			Ort	0,48	3,79		62,05			32,81	0,45		99.58
	Mineral Formülü			(Zn _{0,92-0,94} Fe _{0,06-0,07} Cd _{0,00-0,01} Mn _{0,00-0,01})S _{0,99-1,00}									

Tablo 10.2 Karakoca TGK-7 örneğinden elde edilen elektron mikroprob analiz sonuçları

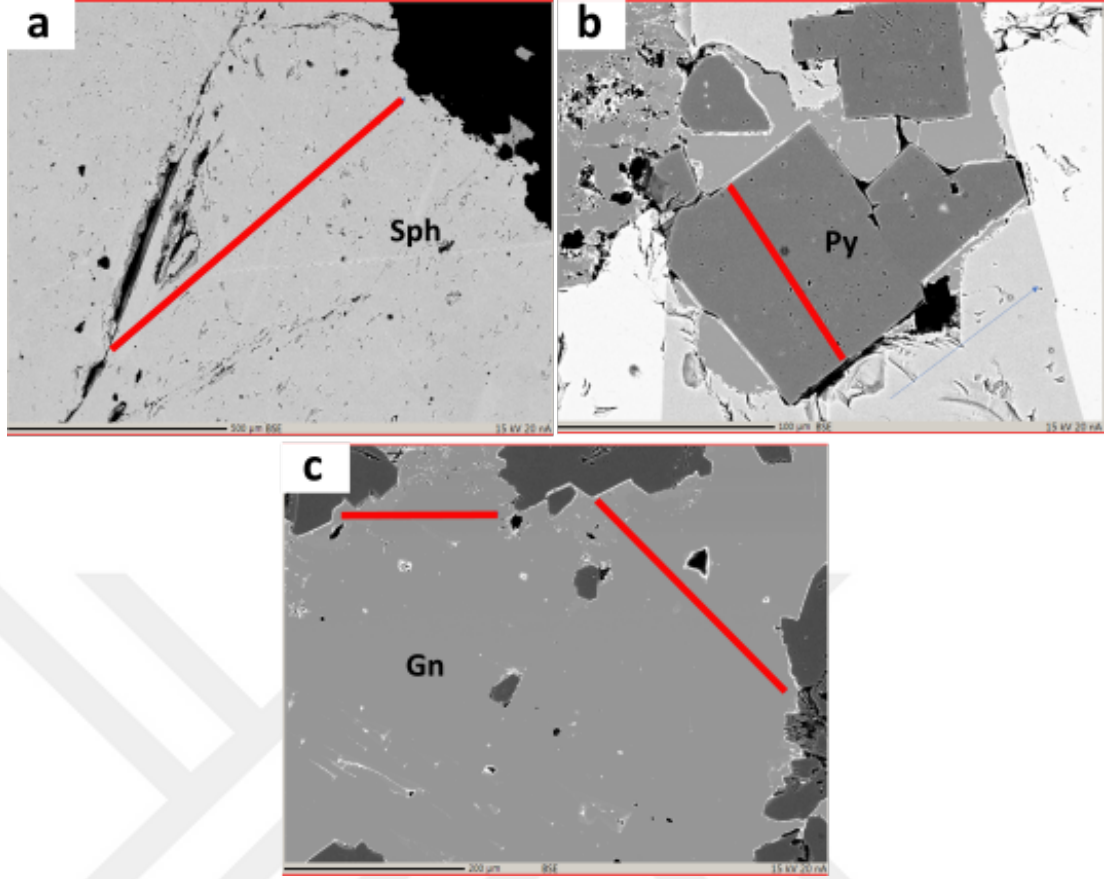
	Mineral	N		Mn	Fe	Cu	Zn	As	Ag	S	Cd	Pb	Total
TGK-7	Galen	20	Min	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,00	d.l.a	d.l.a	13,20	d.l.a	84,33	97,86
			Mak				65,84			13,60		86,91	101,10
			Ort				21,27			13,37		86,08	99,49
	Mineral Formülü				Pb _{0,98-1,00} Zn _{0,00-0,02} S _{0,99-1,02}								
	Sfalerit	15	Min	0,00	2,33	d.l.a	63,02	d.l.a	d.l.a	31,97	0,51	d.l.a	98,03
			Mak	0,10	2,77		64,63			33,43	0,78		100,34
			Ort	0,01	2,53		63,68			32,68	0,65		99,549
	Mineral Formülü				(Zn _{0,94-0,96} Fe _{0,04-0,05} Cd _{0,00-0,01})S _{0,99-1,01}								
	Sfalerit-2	10	Min	0,00	2,55	0,00	62,68	d.l.a	d.l.a	32,40	0,44	d.l.a	99,18
			Mak	0,14	3,36	0,22	64,33			33,24	0,72		100,89
			Ort	0,11	3,08	0,06	63,38			32,77	0,54		99,936
	Mineral Formülü				(Zn _{0,93-0,95} Fe _{0,04-0,06} Cd _{0,00-0,01})S _{0,99-1,00}								

Tablo 10.3 Sudöşeği SDE-1 örneğinden elde edilen elektron mikroprob analiz sonuçları

SDE-1	Mineral	N		Mn	Fe	Cu	Zn	As	Ag	S	Cd	Pb	Total
	Pirit	15	Min	d.l.a	46,99	0,00	0,00	0,00	d.l.a	51,61	d.l.a	d.l.a	98,60
			Mak		48,47	0,31	0,32	0,29		53,98			102,14
			Ort		47,94	0,04	0,04	0,03		53,51			101,55
	Mineral Formülü				(Fe _{1,01-1,03} Cu _{0,00-0,01} Zn _{0,00-0,01}) S _{1,97-1,99}								
	Kalkopirit	10	Min	d.l.a	30,28	32,71	0,00	d.l.a	d.l.a	34,53	d.l.a	d.l.a	98,14
			Mak		31,36	33,39	0,63			35,58			100,05
			Ort		30,79	33,07	0,11			34,95			98,91
	Mineral Formülü				“(Fe _{0,54-,56} Cu _{0,51-0,53})S _{1,08-1,11}								
	Sfalerit	25	Min	0,00	1,84	d.l.a	61,49	d.l.a	d.l.a	32,53	0,35	d.l.a	99,22
			Mak	0,25	4,85		65,84			33,56	0,92		101,42
			Ort	0,18	3,46		62,96			33,08	0,64		100,32
	Mineral Formülü				(Zn _{0,90-0,97} Fe _{0,03-0,08} Cd _{0,00-0,01})S _{0,99-1,01}								
	Galen	10	Min	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	13,36	d.l.a	85,69	99,05
			Mak							13,70		87,03	100,56
			Ort							13,52		86,48	100,01
Mineral Formülü				Pb _{0,98-1,00} S _{1,00-1,02}									
Galen-2	13	Min	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	d.l.a	0,00	13,25	d.l.a	85,15	98,69	
		Mak						0,28	13,79		87,91	101,35	
		Ort						0,02	13,46		86,33	99,812	
Mineral Formülü				Pb _{0,98-1,01} S _{0,99-1,01}									



Şekil 10.8 KKE-6 örnekleri (a: galen, b: pirit, c-d: sfalerit), TGK-7 örnekleri (e:sfalerit, f:manyetit,g:sfalerit, h:galen). Kırmızı çizgi, ölçüm yapılan hattı göstermektedir.

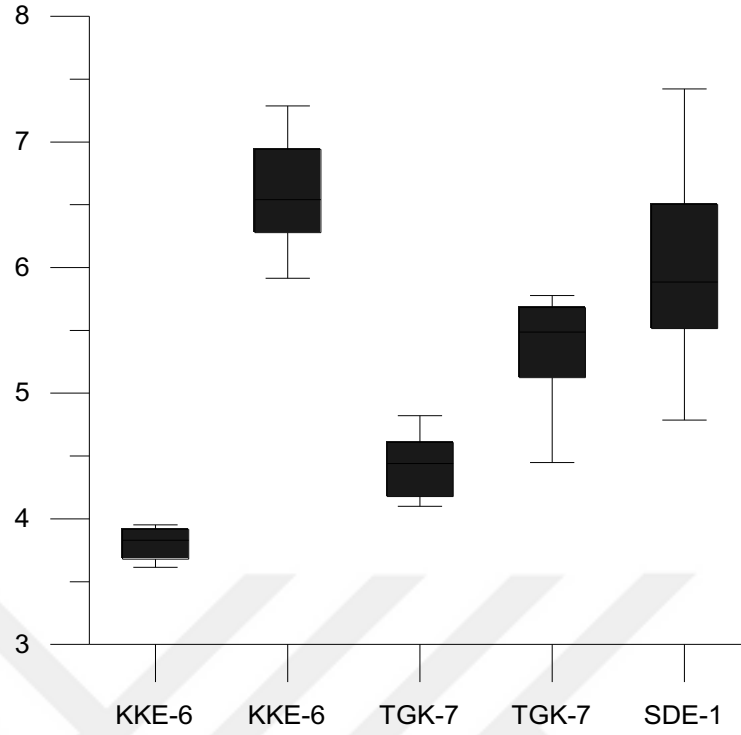


Şekil 10.9 SDE-1 Örneği a: sfalerit, b: pirit, c: galen. Kırmızı çizgi, ölçüm yapılan hattı göstermektedir

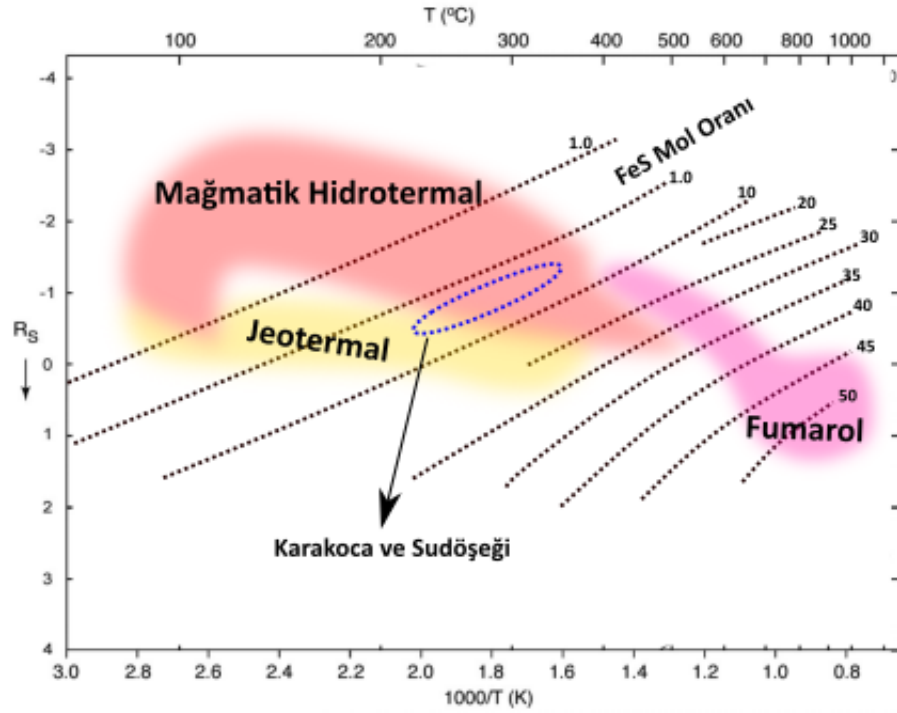
10.5 Cevherleşmelerin Sülfidasyon Derecesi

Pirit veya pirotin ile birlikte bulunan sfalerit içindeki FeS mol yüzdesi, sülfidasyon derecesinde göre değişiklik göstermekte ve epitermal cevherleşmelerin sülfidasyon derecesini belirlemede kullanılmaktadır. (Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., Inan, E.E., 2003;). Düşük sülfidasyon cevherleşmeler genellikle 40 ile 20, ortaç sülfasyon 20 ile 1 yüksek süfidayon ise 1,0-0,05 arasında gösterilmektedir (Einaudi, ve diğer. 2003).

Karakoca'da sfaleritlerden hesaplanan FeS mol oranları 3,61 ile 7,28 (n=65, ort:5.06) arasında, Sudöşğinde ise 3,15 ile 8,34 (n=28, ort:5,98) dir. Bu durum her iki cevherleşme içinde, Einaudi, ve diğer. (2003)'de belirtildiği üzere “ortaç-sülfidasyon” aralığını işaret etmektedir (Şekil 10.11).



Şekil 10.10 Karakoca ve Sudöşeği cevherleşmesine ait FeS mol oranları



Şekil 10.11 Mağmaların aktif hidrotermal sistemlerin sülfidasyon derecesini gösterir diagram. Karakoca ve Sudöşeği FeS mol oranı ve homojenleşme sıcaklıklarına göre yaklaşık yerleri gösterilmiştir.

10.6Jeokimya Analiz Sonuçları

Karakoca'dan toplamda 8, SudöŖeğinden ise 2 örneğ jeokimya analizine gönderilmiştir. Karakoca'dan elde edilen sonuçlarda ~1-20% Pb, 0-10,05 %Zn, 2,79-14,25 Fe, ~0,2-2.1 %Cu, 21,4-110 ppm Ag, 0,006-0.044 ppm Au'da tespit edilmiştir. SudöŖeğinde ise 2,86-11,35 %Pb, 1,4-6,7 %Zn, 3,8-5,8 %Fe, 0,36-0,45 %Cu ve 34-214 ppm Ag, 0.2 ppm Au tespit edilmiştir (Tablo 10.4).



Tablo 10.4. Karakoca ve Sudöşegiinden alınan jeokimya sonuçları

	Örnek	Pb	Zn	Fe	Cu	Cu	Au	Ag	As	Cd	Co	Mn
		%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Karakoca	KKE-2/5	20	10,05	4,14	2,1		<0,2	110	24,5	919	15,6	252
	KKE-5	1,52	0,354	5,74	0,172		<0,2	63	51,7	28,5	5,6	201
	KKE-6	9,64	1,395	8,67	0,301		<0,2	50	15,3	116,5	4	141
	1	3,24		3,54		1160	0,006	25,9	76	23,9	6	790
	2	2,58	1,905	6,42		3320	0,009	21,3	70	146,5	31	2990
	3	1,395	6,04	6,99		2290	0,024	34,1	177	533	12	1495
	4	9,26	2,84	14,25	1,893	> 10000	0,063	80,8	159	291	22	544
	5	602(ppm)	211(ppm)	2,79		442	0,044	21,4	179	2,1	3	66
Sudöşegi	SDE-1	2,86	6,7	5,88	0,362		0,2	34	84	326	0,8	3490
	SDE-3	11,35	1,435	3,8	0,452		0,2	214	75,7	114,5	10,6	333

BÖLÜM ONBİR

CEVHERLEŞME PARAJENEZİ

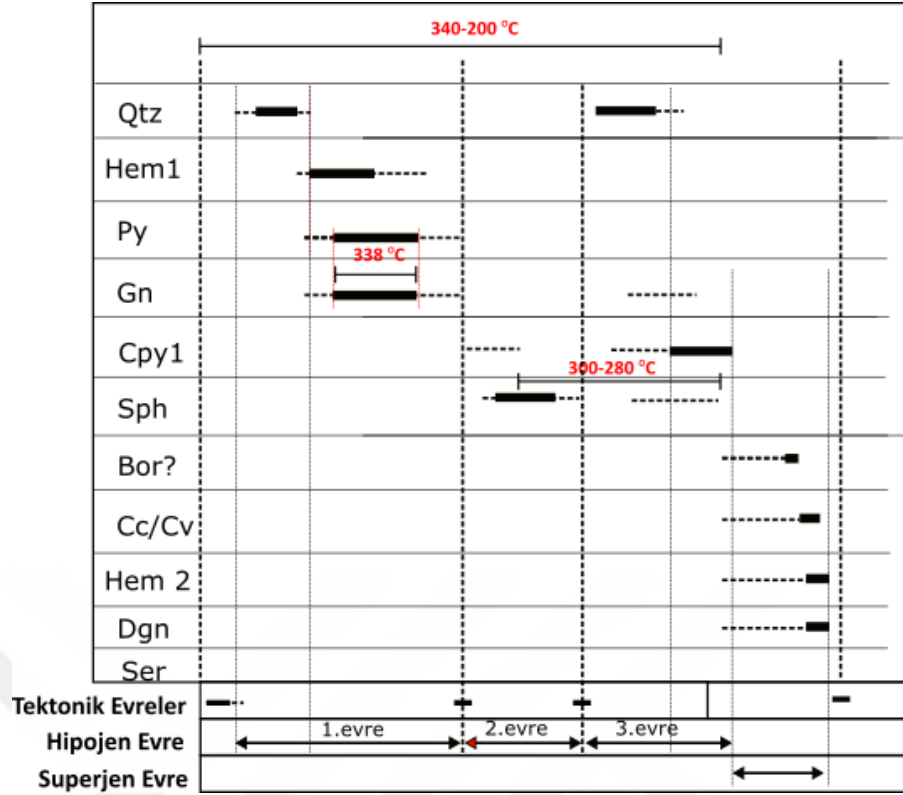
Karakoca ve Sudöşegi için yapılan sıvı kapanım, cevher petrografisi, S₃₄ izotopları ve elektron mikroprop analizlerinden sonra, bu cevherleşmeye ait minerallerin oluşum sırası ve koşulları ortaya konulmuştur.

11.1 Karakoca Cevherleşmesi

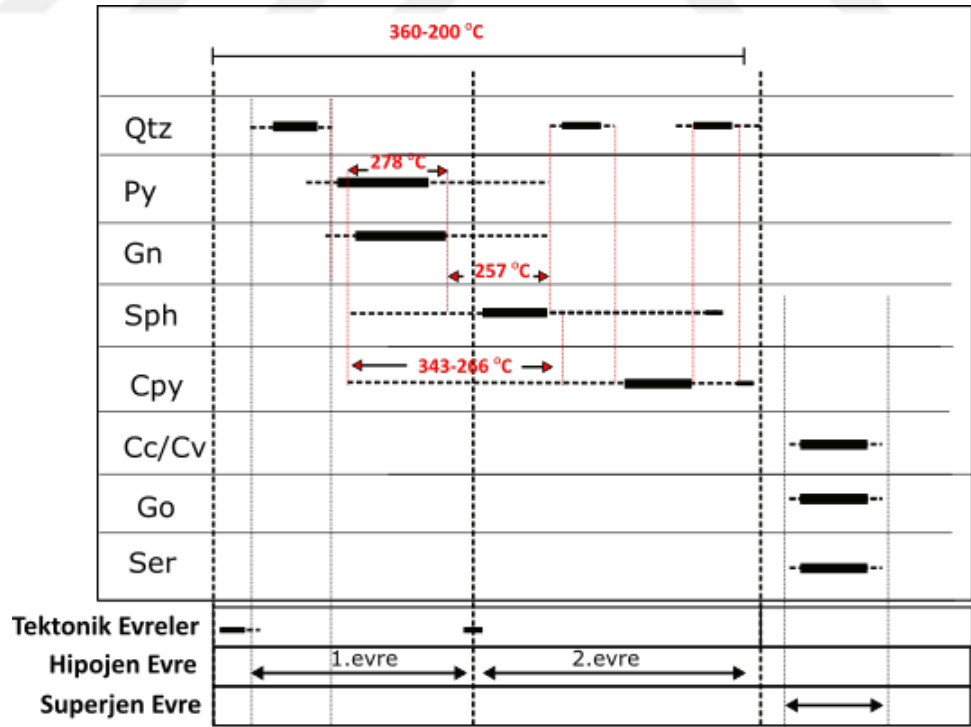
Karakoca cevherleşmesinde ana gang minerali kuvars olarak tanımlanmaktadır. Kuvar üzerinde yapılan sıvı kapanım ölçümlerinde, cevherleşmeye eşlik eden gang minerolojisinin sıcaklık aralığı 200-340 °C aralığında bulunmuştur. İlk tektonik faz, cevherleşmede yan kaya olan granodiyorit içerisinde hidrotermal akışkanların dolaşımına izin vermiş ve ilk evrede kuvarsın oluşumunu sağlamıştır. Bu faz kuvars başlamasından sonra hidrotermal hematiti sisteme dahil olması ile devam etmiştir. Hidrotermal hematitden sonra, galen ve pirit 1.hipojen evrede yerini almışlardır. $\delta^{34}\text{S}$ sonuçlarına göre, galen ve pirit aynı fazdan kaynaklanmakta ve 338 °C sıcaklıkta oluşmuşlardır. 1. Hipojen evre, diğer bir tektonik faz ile kesilmektedir. 2.Hipojen evrenin başına bulunan bu faz, galen ve piritler üzerinde belirgin deformasyon meydana getirmiştir. 2. Hipojen evre, az oranda kalkopirit ile başlar ve sonradan baskın sfaleritin gelişimi ile devam eder. Yapılan cevher petrografisi çalışmalarında, bazı sfaleritler üzerinde deformasyon görülmüştür. Bu nedenle, 2. Evrede gelişen sfalerit sistemde 2.bir tektonik faza işaret etmektedir. 2.hipojen evrenin sonu olarak düşünülen bu tektonik faz ile 3.hipojen evre gelişmektedir. Bu faz içerisinde baskın kalkopirit, ve daha az oranda galen ve sfalerit görülmektedir. Sfaleritlerden yapılan sıvı kapanım sıcaklıkları, 2.ve 3.hipojen evrenin 300-280 °C aralığında gelişim gösterdiğini göstermektedir. Hipojen evrenin bitmesi ile Bornit?, Kalkozin/Kovellin, Hematit, Dijenit ve Serüzit, hipojen minerallerin üzerine gelmiştir. Süperjen evrenin sonunda görülen diğer bir tektonik faz ise bütün mineraller üzerinde deformasyona yol açmıştır. Bu tektonik faz, yapılan arazi çalışmalarında damarı kesen sağ atımlı faylar ve normal faylar ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir (Şekil 11.1).

11.2 Sudöşęi Cevherleşmesi

Sudöşęi cevherleşmesinde, Karakoca'da olduğu gibi ana gang minerali kuvars olarak tanımlanır. Parajenezdeki kuvars, 1.tektonik faz ile başlamaktadır. Kuvarslardan yapılan sıvı kapanım sıcaklıklar Sudöşęi için 360-200 °C aralığında bulunmuştur. Bu durum hipojen evrenin sıcaklık aralığını göstermektedir. Karakocadan farklı olarak kuvars parajenez içerisinde bir çok kez tekrarlanmaktadır. Pirit ve Galen ilk hipojen evrede aynı fazdan türemektedir. $\delta^{34}\text{S}$ sonuçlarına göre bu iki mineralin homojenleşme sıcaklığı 278 °C olarak tanımlanır. 1. Hipojen evrede aynı zamanda sfalerit az miktarda görülmektedir. 1.hipojen evre 2.bir tektonik faz ile sonlanır ve 2.hipojen evreye geçiş gösterir. 2.tektonik fazın meydana getirdiğı deformasyon galenler üzerinde görülebilmektedir. 2.hipojen evrede sfalerit ve daha sonrasında kalkopirit gelişim göstermektedir. Sfalerit-pirit $\delta^{34}\text{S}$ çiftine göre, bu iki mineralin birlikte oluştuğı homojenleşme sıcaklığı 257 °C olarak gösterilmektedir. Kalkopirit ve pirit $\delta^{34}\text{S}$ çiftine göre de bu iki mineral 343-266 °C aralığında beraber homojenleşme göstermektedirler. 2. Hipojen evrenin ortasında ve sonunda kuvars tekrarlanmaktadır. Superjen evrede ise kalkozin/kovellin, götit ve serüzit ana cevher minerallerini ornatmaktadır (Şekil 11.2).



Şekil 11.1 Karakoca cevherleşmesinde görülen hipojen, superjen ve tektonik fazlar ve parajenez.



Şekil 11.2 Sudöşge cevherleşmesinde görülen hipojen, superjen ve tektonik fazlar ve parajenez

BÖLÜM ONİKİ

SONUÇLAR

Eğrigöz ve Koyunoba Plütonları, Oligo-Miyosen yaşlı, I-Tipi, çarpışma sonrası gelişen, Batı Anadolu mağmatizmasının birer ürünleridir. Bu Plütonlar, güneyinde Menderes Masifine ait gnays, mermer ve şist vb. litolojiler ile dokanak yaparlar. Kuzeyde ise daha çok karbonatlı ve pelitik bir istif gösteren Afyon zonu ile dokanak yapmaktadırlar.

Plütonlar Menderes Masifi ve Afyon Zonuna ait karbonatlı seviyeler ile yaptığı dokanaklarda Fe-Skarn tipi cevherleşmeler yaygın olarak görülmektedir. Çatak, Küreci, Kalkan, Bahtılı bu cevherleşmelere örnek olarak verilebilir. Aynı zamanda, Plütonların etrafında bulunan yan kaya içinde epitermal damar tipi, baz metal içerikli cevherleşmeler de yer almaktadır. İnkaya ve Katrandag bölgeleri damar tipi cevherleşmelerin birer örnekleridir. Gene bölgede yer alan antımuhan içerikli cevherleşmeler, Plütonlara ait akışkan fazların karbonatlı seviyeleri ornatması sonucu oluşmuştur. Buna örnek olarak Değirmenciler cevherleşmesi gösterilebilir.

Bu çalışmanın konusu olan Karakoca ve Sudöşegi cevherleşmeleri sırası ile, Koyunoba ve Eğrigöz Plütonları içinde intra-plütonik olarak yerleşmiş ortaç sülfidasyon tipi epitermal cevherleşmelerdir. Karakoca cevherleşmesi, devamsız olarak 1,5 km kadar takip edilebilen, KB-GD/50-80GB yönünde damar sistemlerinden oluşmaktadır. Damar zonu santimetre mertebesinde 20-30m kadar gerçek kalınlığa ulaşabilmektedir. Sudöşegi cevherleşmesi ise arazide yaklaşık olarak 10-15m kadar takip edilebilen, DKD-BGB/65-70K yönünde tek bir damardan oluşmaktadır. Damar arazide görüldüğü bölgede yaklaşık 5-10m kadar gerçek kalınlığa sahiptir.

Karakoca'dan alınan jeokimya örneğinde %4-20 arasında Pb, %1-10 arasında Zn %0.3-2.1 arasında Cu değerleri saptanmıştır. Madencilik çalışmaları 1960'da sadece 1-2 yıl kadar süren Karakoca cevherleşmesinde 300.000 ile 600.000 tonluk Pb-Zn görünür+muhtemel rezerv öngörülmektedir. Sudöşegi cevherleşmesinde, sahada

açılmış galeri ve şaft görülse de bu sahanın işletmesine yönelik herhangi bir kayıt bulunamamıştır.

Karakoca'da cevher damarının taban bloğunda masif, kolloform-krustiform, breşleşmiş ve stokvörk dokular baskınken, tavan bloğunda kolloform-krustiform ve breşleşmiş dokular ön plana çıkmaktadır. Kuvars her iki cevherleşme içinde ana gang minerali olarak tanımlanmaktadır. Karakoca'da 3 hipojen, 1 superjen ve 4 tektonik faz ayırt edilmiştir. 1.hipojen evre, 1.tektonik faz ile başlar ve hidrotermal hematit ve kuvarsın homojenleşmesi gerçekleşir. Daha sonra galen ve pirit birlikte oluşum gösterir. 1.hipojen evrenin en yüksek sıcaklığı, kuvars mikrotermometre sonuçlarına göre 363 °C olarak ölçülmüştür. Galen ve pirit çiftinin $\delta^{34}\text{S}$ jeotermometre sonucu ise 338 °C olarak bulunmuştur. 1.hipojen evre 2.tektonik faz ile bitmektedir. 2.tektonik faz, galen ve piritler üzerinde yersel deformasyonlara neden olmuştur. 2.hipojen evrede ise baskın sfalerit ve daha az oranda kalkopirit görülmektedir. 3.tektonik faz, 2.hipojen evrenin bitmesine ve sfaleritler üzerinde belirgin ve yersel deformasyona neden olmuştur. 3.hipojen evre. 3.tektonik fazdan sonra başlar ve baskın kalkopirit ve daha az oranda sfalerit ve kalkopirit ile görülmektedir. Sfaleritlerde yapılan mikrotermometre sıcaklıkları, 2.ve 3.hipojen evrenin 251-300 °C arasında gerçekleştiğini göstermektedir. Kuvars sonuçları ise hipojen evrenin en düşük sıcaklığını 209 °C olarak göstermektedir. Superjen evrede bornit?, kalkozin/kovellin, hematit, dijenit ve serüzit cevher minerallerini ornatmaktadır. Saha çalışmaları ile parlak kesitlerde yapılan gözlemlerde hipojen ve superjen evre minerallerinin birlikte deformasyona uğradığı görülmüştür. Bu durum, superjen evre bittikten sonra 4.bir tektonik faz olarak yorumlanmıştır.

Sudöşegi cevherleşmesinde 2 tektonik faz, 2 hipojen evre ve 1 superjen evre ayırt edilmiştir. Kuvars mikrotermometre sıcaklıklarına göre, hipojen evrenin en yüksek sıcaklığı 349 °C, en düşük sıcaklığı ise 211 °C olarak bulunmuştur. 1.hipojen evre 1. tektonik faz ile başlamaktadır. Pirit ve galen ilk evrede beraber oluşum göstermektedirler ve $\delta^{34}\text{S}$ jeotermometrelerine göre 278 °C sıcaklığında homojenleşmişlerdir. 2.tektonik faz galen ve pirit üzerinde deformasyona neden olmuş ve 1.hipojen evrenin bitmesini sağlamıştır. 2.hipojen evrede ise baskın sfalerit ve daha

sonradan oluşum gösteren kalkopirit bulunmaktadır. Pirit ve galen bu evrede az oranda bulunmaktadır. Sfalerit-pirit $\delta^{34}\text{S}$ jeotermometresi 266-343 °C sıcaklık aralığında, sfalerit-galen $\delta^{34}\text{S}$ jeotermometresi ise 257 °C olarak homojenleşme sıcaklığı vermektedir. Superjen evre mineralleri, kalkozin/kovellin, gotit ve serüzit olarak tanımlanmaktadır ve cevher minerallerini ornatmıştır.

Sıvı kapanın çalışmaları Karakoca'da kuvarsların homojenleşme sıcaklığını (Th); 209-363 °C (n= 87 ort. 286,58), tuzluluğunu (%NaCl_{eşdeğer}); 0,5-9 (n=82 ort. 4,83) %NaCl(eşdeğer) arasında göstermektedir. Sfaleritlerin ise homojenleşme sıcaklıkları (Th); 251-300 °C (n=19, ort:283 °C), tuzluluğu (%NaCl_{eşdeğer}); 4,5-6,6 (n=11, ort:5,82) olarak bulunmuştur. Sudöşğinde yer alan kuvarsların homojenleşme sıcaklığı (Th); 211-349 °C (n=51, ort. 269,53), tuzluluğunu (%NaCl_{eşdeğer}); 0,2-15,5 (n=35 ort. 4,72) %NaCl(eşdeğer) arasında göstermektedir. Her iki cevherleşme de epitermal sıcaklık aralığını işaret etmektedir.

Karakoca'da elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ izotop sonuçlarını sfalerit için -2,64 ile 0,9 arasında, galen için -1,15 ile -1 arasında, pirit için 1,6 ile 0,24 arasında bulunmuştur. Sudöşğinde ise sfalerit, -1,55 ile -0,55 arasında, galen -3,66 ile -0,34 arasında, pirit -2,56 ile -0,28 arasındadır. Bu değerlere göre her iki cevherleşmede eş kökenlidir ve cevher minerallerini oluşturan sülfür magmatik kökenlidir.

Elektron mikroprob analizlerinde Karakoca'da yer alan galenlerin formülü; $(\text{Pb}_{1,01-1,03})\text{S}_{0,97-0,99}$ ve $(\text{Pb}_{0,98-1,00}\text{Zn}_{0,00-0,02})\text{S}_{0,99-1,02}$, Pirit formülü, $(\text{Fe}_{1,02-1,03}\text{Cu}_{0,00-0,01})\text{S}_{1,96-1,98}$, Sfaleritlerin ise formülü; $(\text{Zn}_{0,92-0,94}\text{Fe}_{0,06-0,07}\text{Cd}_{0,00-0,01}\text{Mn}_{0,00-0,01})\text{S}_{0,99-1,00}$, $(\text{Zn}_{0,95-0,97}\text{Fe}_{0,04}\text{Cd}_{0,00-0,01})\text{S}_{0,99-1,00}$, $(\text{Zn}_{0,94-0,96}\text{Fe}_{0,04-0,05}\text{Cd}_{0,00-0,01})\text{S}_{0,99-1,01}$, $(\text{Zn}_{0,93-0,95}\text{Fe}_{0,04-0,06}\text{Cd}_{0,00-0,01})\text{S}_{0,99-1,00}$ olarak hesaplanmıştır. Sudöşğinde ise galen formülü, $\text{Pb}_{0,98-1,01}\text{S}_{0,99-1,01}$, Sfalerit formülü $(\text{Zn}_{0,90-0,97}\text{Fe}_{0,03-0,08}\text{Cd}_{0,00-0,01})\text{S}_{0,99-1,01}$, Kalkopirit formülü, $\text{Fe}_{0,54-0,56}\text{Cu}_{0,51-0,53})\text{S}_{1,08-1,11}$ olarak bulunmuştur. Karakoca cevherleşmesinde sfaleritlerin FeS mol oranı 3,61 ile 7,28 arasında, Sudöşğinde ise 3,15 ile 8,34 arasındadır. Bu durum cevherleşmelerin "ortaç-sülfidasyon"a sahip olduğunu göstermektedir.

Yapılan çalışmada, Karakoca ve Sudöşęi, ortaç-sülfidasyona sahip epitermal intra-plütonik, damar tipi cevherleşmeler olduğu görölmüşür.



KAYNAKLAR

- Akay, E., Işintek, İ., Erdoğan, B., ve Hasözbeek, A. (2011). Stratigraphy of the Afyon Zone around Emet (Kütahya, NW Anatolia) and geochemical characteristics of the triassic volcanism along the northern Menderes Massif, *N. Jb. Miner. Abh.*, 188 (3), 297-316.
- Akay, E. (2009). Geology and petrology of the Simav Magmatic Complex (NW Anatolia) and its comparison with the Oligo-Miocene granitoids in NW Anatolia: implications on Tertiary tectonic evolution of the region. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 1655-1675.
- Akbaş, B., Akdeniz, N., Aksay, A., Altun, İ., Balci, V., Bilginer, E, ve diğer. 2018. Türkiye 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Akdeniz, N. ve Konak, N. (1979). Menderes Masifi'nin Simav dolayındaki kaya birimleri ve metabazik, metaultrabazik kayaların konumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22, 175-184.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert-Ferrari, A., ve Barka, A. (1999). Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics. *Geology*, 27, 267-270.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G., ve Barka, A. (2002). Asymmetric slip partitioning in the sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian fault? *Terra Nova*, 14 (2), 80-86
- Ayan, M. (1973). Gördesm. *MTA Dergisi*, 81, 132-155

- Ault, W.U., ve Jensen, M.L. (1963). Summary of sulfur isotope standards. *Biogeochemistry of Sulfur Isotopes. Jensen ML (ed) Nat Sci Found, Symp Proc, Yale University*
- Bacak, G. ve Uz, B. (2003). Dağardı Güneyi (Kütahya) Ofiyolitinin Jeolojisi ve Jeokimyasal Özellikleri. *İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi, 2*, 86-98.
- Barka, A. A., ve Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics 7*, 663–684.
- Barka, A. A. (1992). The North Anatolian fault. *Ann Tecton, 6*, 174–195.
- Barka, A.A. (1996). Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967. *Bull Seismol Soc Am, 86(5)*, 1238–1254.
- Bingöl, E. (1977). Muratdağı Jeolojisi ve Ana Kayaç Birimlerinin Jeolojisi, *Türkiye Jeoloji Bülteni. 20 (2)*, 13-66.
- Biryol, C. B., Beck, S. L., Zandt, G., Özacar, A. A. (2011). Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography. *Geophys. J. Int. 184*, 1037–1057.
- Blevin P. L., ve Chappell, B.W. (1995). Chemistry, origin and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt, Australia: the metallogeny of I- and S-type granites. *Economic Geology, 90*, 1604–1619.
- Bodnar, R. J. (2003). Re-equilibration of fluid inclusions. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser, 32*, 213-230

- Bozkurt, E., ve Park, R.G. (1994). Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *Journal of the Geological Society, London* 151, 213-216.
- Bozkurt, E., Oberhansli, R. (2001). Menderes Massif (western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution—a synthesis. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 679-708.
- Bozkurt, E., ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63-79.
- Bozkurt, E. (2001). Late Alpine evolution of the central Menderes Massif, Western Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 728-744.
- Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16, 61-81.
- Bozkurt, E., ve Mittweide, S.K. (2005). Introduction: evolution of Neogene extensional tectonics of western Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 153-165.
- Bozkurt, E. (2007). Extensional vs. contractional origin for the southern Menderes shear zone, SW Turkey: tectonic and metamorphic implications. *Geological Magazine*, 144, 191-210.
- Bozkurt, E., Satır, M., ve Buğdaycıoğlu, C. (2011). Surprisingly young Rb/Sr ages from the Simav extensional detachment fault zone, northern Menderes Massif, Turkey. *Journal of Geodynamics*, 52, 406-431.

- Candan, O., Çetinkaplan, M., Oberhanslı, R., Rimmelé, G., C., 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
- Canfield, D. E. (2001). Biogeochemistry of sulfur isotopes. *Rev Mineral Geochem*, 43, 607-636.
- Catlos, E. J., ve Çemen, İ. (2005). Monazite ages and rapid exhumation of the Menderes Massif, western Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 204-217.
- Catlos, E. J., Jacob, L., Oyman, T. ve Sorena, S. (2012). Long-term exhumation of an Aegean metamorphic core complex granitoids in the northern Menderes Masif, western Turkey. *American Journal of Science*, 312, 534-571.
- Cooke, D. R. ve Simmons, S. F. (2000). Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13, 221–44.
- Delibaş, O., Parlak, O., Pekdemir, F., ve Baran, C. (2012). Pınarbaşı Granitoidi (Gediz-Kütahya) Mo-Cu, Pb-Zn ve Sb±Ag Cevherleşmeleri: polimetallik cevherleşmelere Orta-Batı Anadolu'dan bir örnek. *Yerbilimleri Dergisi*, 2, 141-168.
- Dhont, A., Chorowicz, J., ve Luxey, P. (2006). Anatolian escape tectonics driven by Eocene crustal thickening and Neogene-Quaternary extensional collapse in the Eastern Mediterranean Region. *Special Paper of the Geological Society of America*, 409, 441-462.
- Dilek, Y., ve Altunkaynak, S. (2007). Cenozoic crustal evolution and mantle dynamics of post-collisional magmatism in western Anatolia. *International Geology Review*, 49, 431–453
- Dilek, Y., ve Sandvol, E. (2009). Seismic structure, crustal architecture and tectonic evolution of the Anatolian-African Plate Boundary and the cenozoic orogenic belts

- in the eastern mediterranean region. *Ancient Orogens and Modern Analogues Special Publication*, 327, 127–160.
- Dilek, Y., Altunkaynak, Ş., ve Öner, Z. (2009). Syn-extensional granoitoids in the Menderes core complex and the late Cenozoic extensional tectonics of the Aegean province. *London Special Publications*, 321, 197.
- Doğan, A. ve Emre, Ö. (2006). Ege Graben Sistemi'nin Kuzey Sınırı: Sındırgı-Sincanlı Fay Zonu. 59. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, 83-84.
- Dora, Ö. (1969). Karakoca granit masifinde petrolojik ve metalojenik etüdler. *MTA Dergisi*, 58, 46-62.
- Dora, Ö. (1973). Eğrigöz Masifi'nde K-Feldispat triklinitesi ile metamorfizma derecesinin saptanması. *EÜFF Yay.* 148, 1-23
- Emre, T. (1996). Geology and tectonics of Gediz Graben. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 171-185.
- Emre, T., ve Sözbilir, H. (1997). Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens (Western Turkey). *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region IESCA-95*, (1), 73–94.
- Emre, T., ve Sözbilir, H. (2007). Tectonic evolution of the Kiraz Basin, Küçük Menderes graben: evidence for compression/uplift-related basin formation overprinted by extensional tectonics in West Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 441-470.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, ve diğer. (2016). Active Fault Database of Turkey. *Bull Earthquake Eng*, DOI 10.1007/s10518-016-0041-2

- Ersoy, E. Y., Helvacı, C., ve Sözbilir, H. (2010). Tectono-stratigraphic evolution of the NE-SW-trending superimposed Selendi basin: implications for late Cenozoic crustal extension in Western Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 488, 210-232.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu İle Karaburun Kuşağının Tektonik İlişkisi. *MTA Dergisi*, 110, 1-15.
- Einaudi, M. T., Hedenquist, J.W., Inan, E. E. (2003). Sulfidation state of hydrothermal fluids: the porphyry-epithermal transition and beyond. *Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication*, 10, 285–313.
- Faccenna, C., Jolivet, L., Piromallo, C., Morelli, A. (2003). Subduction and the depth of convection of the Mediterranean mantle. *J. Geophys. Res.*, 108 (2), 2099.
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., ve Regard, V. (2006). Slab detachment beneath eastern Anatolia: a possible cause for the formation of the North Anatolian Fault. *Earth Planet. Sci. Lett.* 242, 85–97.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Jolivet, L., ve Keskin, M. (2013). Mantle convection in the middle East: reconciling Afar upwelling, Arabia indentation and Aegean trench rollback. *Earth Planet. Sci. Lett.* 375, 254–269.
- Gans, C. R., Beck, S.L., Zandt, G., Biryol, C. B., ve Ozacar, A. A. (2009). Detecting the limit of slab break-off in central Turkey: new high-resolution Pn tomography results. *Geophys. J. Int.*, 179, 1566–1577.
- Gessner, K., Piazzolo, S., Gungor, T., Ring, U., Kroner, A., ve Passchier, C.W. 2001. Tectonic Significance of deformation patterns in granitoid rocks of the Menderes nappes, Anatolide belt, southwest Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 89, 766-780

- Gökçen, O., ve Oyman, T. (2014). Mineralogy, Mineral Chemistry and fluid inclusion data from Kalkan and Karaağıl (Simav-Kütahya) Iron Skarn, *The 8th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology (ISEMG) Abstracts*
- Göncüoğlu, M. C., Dirik, K., ve Kozlu, H. (1996). Geodynamic settings of alpine terranes in Turkey. *Ann. Geol. Pays Hell*, 37, 123– 137.
- Gündoğdu, E. (2013). *Simav fayı ve yakın civarının jeodinamik evrim modeli*. Doktora Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Ishihara S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27, 293–305.
- 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*, 17, 788–791
- Ishihara, S. (1981). The Granitoid series and mineralization. *Economic Geology Anniversary*, 75, 458-484.
- Işık, V. Tekeli, O. ve Çemen, İ. (1997). Mylonitic fabric development along a detachment surface in northern Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. *GSA, Annual Meeting Abstracts with Programs, Salt Lake City, USA*, 29 (6), 87
- Işık, V. ve Tekeli, O. (2001). Late orogenic crustal extension in the Northern Menderes Massif (Western Turkey): Evidences for metamorphic core complex formation. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 757-765.
- Işık, V., Seyitoğlu, G., ve Çemen, İ. (2003). Ductile-brittle transition along the Alaşehir fault and its structural relationship with the Simav detachment fault, Menderes Massif, western Turkey. *Tectonophysics*, 374, 1-18.

- Işık, V., Tekeli, O., ve Seyitoğlu, G. (2004). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of extensional ductile deformation and granitoid intrusion in the northern Menderes core complex: implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 555-566.
- Hasözbeek, A., Akay, E., Erdoğan, B., Satır, M. ve Siebel, W. (2010). Early Miocene granite formation by detachment tectonics or not? A case study from the northern Menderes Massif (Western Turkey). *Journal of Geodynamics*, 50, 67-80.
- Hedenquist, J.W., Arribas, R.A. ve Gonzalez, U.E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. In S. Hagemann and P.E. Brown (eds), Gold in 2000. *Society of Economic Geologists. Reviews in Economic Geology*, 13, 245-77.
- Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K., ve Ziegler, M. (2016). WSM Team. World Stress Map Database Release 2016. GFZ Data Services, doi:10.5880/WSM.2016.001.
- Hetzel, R., Passchier, C.W., Ring, U., ve Dora, O.O. (1995). Bivergent extension in orogenic belts: the Menderes massif (southwestern Turkey). *Geology*, 23, 455-458.
- Hulston, J.R., Thode, H. G. (1965). Variations in the S33, S34, and S36 contents of meteorites and their relation to chemical and nuclear effects. *J Geophys Res*, 70, 3475-3484.
- Jensen, M.L. (1967). Sulfur isotopes and mineral genesis. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 143-165
- Kaplan, M. (2014). Neotectonics And Seismicity Of Eastern Simav Graben, Kütahya-Turkey. Doktora Tezi, Natural And Applied Sciences Of Middle East Technical University.
- Kaya, O. (1972). Tavşanlı Yöresi Ofiyolit Sorununun Ana Çizgileri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 15, 26-108.

- Kaya, O., Sadeddin, W., Altiner, D., Meriç, E., Tansel., ve Vural, A. (1995) Stratigraphy and structural setting of the anchimetamorphic rocks to the south of Tavşanlı (Kütahya): their relations to Izmir-Ankara Zone. *Min Res Exp Bull*, 117, 5–16.
- Konak, N. (1982). Simav dolayının jeolojisi ve metamorfik kayaçlarının evrimi. *İstanbul Yerbilimleri*, 3, 313- 337.
- Lips, A.L.W., Cassard, D., Sözbilir, H., ve Yılmaz, Y. (2001). Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89, 781-792.
- Macnamara, J., ve Thode, H. G. (1950). Comparison of the isotopic constitution of terrestrial and meteoritic sulphur. *Phys Rev*, 78, 307-308
- Ohmoto, H., ve Rye, R.O. (1979). Isotopes of sulfur and carbon. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 509-567
- Ohmoto, H., ve Goldhaber, M.B. (1997). Sulfur and carbon isotopes. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 517-611
- Okay, I. A ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156, 475-515.
- Okay, I.A, Satır. M, Maluski. H, ve Siyako, M. (1996). Paleo- and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: geologic and geochronologic constraints. *The tectonic evolution of Asia, Cambridge University Press, Cambridge*, 8, 420–441.
- Okay, A.I., ve Whitney, D.L., 2010. Blueschists, eclogites, ophiolite and suture zones in Northwest Turkey: a review and a field excursion guide. *Ophioliti*, 35, 131–172.

- Oyman, T., Özgenç, İ., Tokçaer, M., ve Akbulut, M. (2012). Petrology, geochemistry ve evolution of the iron skarns along the northern contact of the Eğrigöz Plutonic Complex, Western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 1-41.
- Özen, Y., ve Arık F. (2015). S, O and Pb isotopic evidence on the origin of the İnkaya (SimavKütahya) Cu–Pb–Zn–(Ag) Prospect, NW Turkey, *Ore Geology Reviews*, 70, 262–280.
- Özen, Y., Arık, F. (2016). Stable isotope investigation of Gürkuyu Sb mineralization (Gediz Kütahya-NW Turkey), *1st International Underground Resources and Energy Conference*, 99.
- Özgenc, İ. ve İlbeyli, N. (2008). Petrogenesis of the Late Cenozoic Eğrigöz Pluton in Western Anatolia, Turkey: Implications for magma genesis ve crustal processes. *International Geology Review*, 50, 375-391.
- Özkaymak, Ç., ve Sözbilir, H. (2008) Stratigraphic and structural evidence for fault reactivation: the active Manisa fault zone, western Anatolia. *Turk. J. Earth Sci.* 17 (3), 615–635.
- Özkaymak, C., Sözbilir, H., Uzel, B., ve Akyüz, H.S. (2011). Geological and palaeoseismological evidence for Late Pleistocene-Holocene activity on the Manisa Fault Zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, doi:10.3906/yer-0906-18.
- Öygür, V. ve Erler, A. (1999) Simav Grabeni boyunca görülen epitermal ve baz metal cevherleşmelerinin karşılaştırılması, 52. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı*, 129-136.
- Öygür, V., ve Erler, A. (2000). Simav Grabeninin Metalojenisi (İç-Batı Anadolu Türkiye). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 43(1), 7-19.

- Pirajno, F. (2010). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Avustralya: Springer
- Ring, U., Susanne, L., ve Matthias, B. (1999). Structural analysis of a complex nappe sequence and late orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. *J. Struct. Geol.*, 21, 1575–1601.
- Ring, U. ve Collins, A. S. (2005). U-Pb SIMS Dating of Synkinematic Granites, Timing of Core-Complex Formation in the Northern Anatolide Belt of Western Turkey. *Journal of Geological Society*, 162, 289-298.
- Ring, U., Glodny, J., Will, T., ve Thomson, S. (2010). The Hellenic Subduction System: high-pressure metamorphism, exhumation, normal faulting, and large-scale extension. *Annu Rev Earth Pl Sc*, 38, 45–76.
- Robb, L. *Introduction to Ore-Forming Processes*, Amerika, Blackwell Science.
- Rojay, B., Toprak, V., Demirci, C., ve Süzen, L. (2005). Plio-Quaternary evolution of the Küçük Menderes Graben, southwestern Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 317–331.
- Sakai, H. (1957). Fractionation of sulfur isotopes in nature. *Geochim Cosmochim Acta*, 12, 150-169
- Seal, R.R., Rye, R.O., ve Alpers, C.N. (2000). Stable isotope systematics of sulfate minerals. *Rev Mineral Geochem*, 40, 541-602
- Seal, I. R. (2006). Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals. *Reviews in Mineralogy ve Geochemistry*, 61, 633-677.
- Seyitoğlu, G. ve Işık, V. (2006). Batı Anadolu'nun Geç Tersiyer Jeolojik evrimi: Menderes masifinin yüzeyleme mekanizması ve ilişkili sedimanter havza oluşumu hakkında yeni bir tektonik 59. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, 18-20.

- Sözbilir, H. (2001). Geometry of macroscopic structures with their relations to the extensional tectonics: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, 51-67.
- Sözbilir, H., 2002. Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15, 277-288
- Seyitoğlu, G. (1997). The Simav Graben: an example of young E-W trending structures in the Late Cenozoic extensional system of western Turkey. *Turkey Turkish Journal of Earth Sciences*, 6, 135-141.
- Seyitoğlu, G. (1997). Late Cenozoic tectono-sedimentary development of the Selendi and Uşak-Güre basins: A contribution to the discussion on the development of east-west and north trending basins in western Turkey. *Geological Magazine*, 134, 163-175.
- Seyitoğlu, G., Işık, V., ve Çemen, İ. (2004). Complete Tertiary exhumation history of the Menderes Massif, western Turkey: an alternative working hypothesis. *Terra Nova*, 16, 358-363
- Soykal, T., Tuna, E., ve Taşkın, İ. (1980). Kütahya Simav-Dağardı antimuan cevherleşmesi. *MTA, Rapor No: 1768* (yayımlanmamış).
- Shepherd, T. Miller, M. F., Scrivener, R. C., ve Darbyshire, D. P. F. (1985). In High heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation and ore genesis. *Instn. Mining Metall*, 345-64.
- Szabo, A., Tudge, A., Macnamara, J., ve Thode, H. G. (1950). The distribution of S³⁴ in nature and the sulfur cycle. *Science*, 111, 464-465

- Şengör, A. M. C. (1979). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *J Geol Soc Lond*, 136, 269–282
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181–241.
- Şengör, A, M, C., Görür, N., ve Saroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications*, 37, 227–264.
- Şengör, A. M. C. (1987). An example of the importance of strike-slip tectonics in orogenic collages: Mesozoic evolution of Iran ve surroundings. *Proceedings of the 7th Petroleum Congress ve Exhibition of Turkey. Turkish Association of Petroleum Geologists Publications*, 50-64.
- Tolluoğlu, Ü.A, Erkan, Y., Sümer, Ö.E, ve Yavaş, F. (1997). Afyon metasedimanter grubunun Mesozoyik öncesi metamorfik evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 40, 1-17.
- Thode, H.G., Macnamara, J, Collins, C.B. (1949). Natural variations in the isotopic content of sulphur and their significance. *Can J Res B27*, 361-373
- Thomson, S.N. ve Ring, U. (2006). Thermochronologic evaluation of postcollision extension in the Anatolide orogen, western Turkey. *Tectonics* 25, TC3005, doi:10.1029/2005TC001833.
- Urey, H. C. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *J Chem Soc 1947*, 562-581.
- USGS Deprem Kataloğu. California Integrated Seismic Network: Southern California Seismic Network (Caltech, USGS Pasadena, and Partners), doi:10.7909/C3WD3xH1

- Uzel, B., Sözbilir, H. (2008). A first record of strike-slip basin in western Anatolia and its tectonic implication: the Cumaovası basin as an example. *Turk. J. Earth Sci.* 17, 559–591.
- Uzel, B., Langereis, C.G., Kaymakci, N., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç. ve Özkaptan, M. (2015). Paleomagnetic evidence for an inverse rotation history of Western Anatolia during the exhumation of Menderes core complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 414, 108–125.
- Van Hinsbergen, D.J.J., Langereis, C.G., ve Meulenkamp, J.E. (2005). Revision of the timing, magnitude and distribution of Neogene rotations in the western Aegean region. *Tectonophysics*, 396, 1–34
- Van Hinsbergen, D.J.J., ve Boekhout, F. (2009). Neogene brittle detachment faultings on Kos (E Greece): implications for a southern break-away fault of the Menderes metamorphic core complex (western Turkey). *Geological Society, London*, 311, 311–320.
- Van Hinsbergen, D.J.J. (2010). A key extensional metamorphic complex reviewed and restored: the Menderes Massif of western Turkey. *Earth Science Reviews*, 102, 60–76.
- Van Hinsbergen, D. J. J. (2011). Short note on the use of Neotectonic and Palaeotectonic Nomenclature. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 161–165
- Yılmaz, Y., Genç, S.C., Gürer, O.F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., ve diğer. 2000. When did western Anatolian grabens begin to develop. *Geological Society, London*, 173, 353–384.
- Zeschke, G. (1953). Yaz Mevsimi Löveleri Raporu. *MTA Derleme Raporu*, 2294