DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

EFEMÇUKURU ALTIN CEVHERLEŞMESİNİN MİNERALOJİK ÖZELLİKLERİ, EPİTERMAL ÇÖZELTİLERİN FİZİKOKİMYASI VE İLİŞKİLİ YAPISAL KONTROL

Burak KARADAĞ

Mart, 2020
İZMİR

EFEMÇUKURU ALTIN CEVHERLEŞMESİNİN MİNERALOJİK ÖZELLİKLERİ, EPİTERMAL ÇÖZELTİLERİN FİZİKOKİMYASI VE İLİŞKİLİ YAPISAL KONTROL

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Ekonomik Jeoloji Programı

Burak KARADAĞ

Mart, 2020

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

BURAK KARADAĞ, tarafından **PROF.DR. TOLGA OYMAN** yönetiminde hazırlanan **"EFEMÇUKURU ALTIN CEVHERLEŞMESİNİN MİNERALOJİK ÖZELLİKLERİ, EPİTERMAL ÇÖZELTİLERİN FİZİKOKİMYASI VE İLİŞKİLİ YAPISAL KONTROL"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Tolga OYMAN

Yönetici

Prof. Dr. Hülya İnaner

Jüri Üyesi

Doç. Dr. Fenol Sert

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Kadriye ERTEKİN

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu çalışma 4 yıllık bir saha ve laboratuvar çalışması sonucu hazırlanmıştır. Yeraltındaki üretim ve hazırlık galerilerinde yapılan detaylı jeolojik ve yapısal jeoloji haritalama çalışmaları tez süreci boyunca 3 yıl devam etmiştir. Tamamen bu tez kapsamına özel olarak özgün çalışmalar tarafımdan gerçekleştirilmiştir. Laboratuvar çalışmalarında kullanılan örnekler Tüprag Metal Madencilik tarafından işletlen Efemçukuru Altın Madeni'ninden alınmış olup, cevher mikroskobu ve sıvı kapanım örnekleri Dokuz Eylül Üniversitesi sıvı kapanım laboratuvarında hazırlanmıştır. Ayrıca hazırlanmış örneklerden elektron mikroskobisi analizleri Katip Çelebi Üniversitesi fizik laboratuvarında yapılmıştır. Kayaçlardan, farklı metodlarla yapılan jeokimyasal kaya analizleri analizleri ALS-İzmir laboratuvarında gerçekleştirilmiştir.

Çalışmam süresince bana her zaman destek olan değerli hocam Prof. Dr. Tolga OYMAN' a saygı ve teşekkürlerimi sunarım. Değerli tavsiyeleri ve destekleri ile çalışmalarıma yardımcı olan ve yön veren Efemçukuru Altın Madeni Yeraltı Jeoloji bölüm müdürü Nadir ARSLAN'a, bölüm yöneticisi Mustafa ÖZKAYHAN'a ve tüm çalışma arkadaşlarıma sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Tez kapsamında, her türlü desteği sağlayan Tüprag Metal Madencilik firmasına sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca, öğrencilik ve sonraki hayatımda zaman beni teşvik eden, sınırsız yardım ve desteğini benden esirgemeyen aileme ve eşime teşekkür ederim.

Burak KARADAĞ

EFEMÇUKURU ALTIN CEVHERLEŞMESİNİN MİNERALOJİK ÖZELLİKLERİ, EPİTERMAL ÇÖZELTİLERİN FİZİKOKİMYASI VE İLİŞKİLİ YAPISAL KONTROL

ÖZ

Tüprag Metal Madencilik tarafından işletilmekte olan Efemçukuru Altın Madeni, İzmir İli'nin yaklaşık 25 km güneybatısındadır. Çalışma alanı doğuda Orhanlı, batıda ise Seferihisar fay zonları ile sınırlı Seferihisar Horstu üzerinde yer alır. Bölgede Cumaovası volkaniklerinin eşlenikleri olarak kabul edilen Miyosen yaşlı alkali riyolitik dayklar, çoğunlukla B-KB uzanımlı olup, eğimleri 35-55 derece K-KD ya, diğerleri ise KB doğrultulu 60 derece KD'ya eğimlidir.

Efemçukuru Hidrotermal damar tipi Au-Ag cevherleşmeleri; tanımlanmış olan birbirine yarı-paralel uzanan KD-GB yönlü üç ayrı damardan oluşur. Bunlar; Kestanebeleni, Kokarpınar ve Batı damarlarıdır. Tez kapsamında, yeraltı madencilik yöntemi ile işletilmekte olan Kestanebeleni damar sisteminin mineralojik özellikleri, hidrotermal akışkanların fiziko-kimyasal özellikleri ve ilişkili yapısal kontrolü konu alınacaktır.

Çoklu fazlı polimetalik mineralizasyonlar içeren Kestanebeleni damar sistemi, B-KB doğrultulu riyolitik daykların arasında, KB doğrultulu 45-65 derece KD'ya eğimli genç faylar boyunca yerleştiği belirlenmiştir. Damar sistemi, geometrisi, mineralojisi ve jeokimyasal özelliklerine bağlı olarak bölümlere ayrılmıştır.

Çalışmanın amacı, yapısal ögelerin hem hidrotermal çözeltiler üzerindeki kontrolünü hem de bu çözeltilerin fizikokimyasal özellikleri ile altın tenörü arasındaki ilişkiyi inceleyerek oluşum mekanizmasını ortaya koymaktır.

Çalışma esnasında, yeraltı hazırlık ve üretim aynalarından detaylı jeoloji ve yapısal haritalar üretilmiştir. Cevherleşmeyi oluşturan tüm damar fazları ve damar doku tipleri belirlenmiştir. Mineralojik ve fiziko-kimyasal özelliklerin belirlenmesi için, sıvı kapanım, cevher mikroskobu ve elektron mikroskobu çalışmaları yapılmıştır.

Kestanebeleni cevherleşmesi, yapısal kontrol etkisinde gelişen fay segmentasyonu ve ilerleyen deformasyona bağlı gelişen fay rampaları ve kırıkların kesişimleri-birleşimleri kontrolünde gelişen epitermal bir damar sistemidir. Ayrıca altın tenör dağılımı ve devamlılığı, yapısal kontrol etkisinde; epitermal akışkanın fiziko-kimyasal koşullarının, değişimi ve duraylılığına bağlı olarak kontrol edilir.

Anahtar Kelimeler: Efemçukuru, hidrotermal, Kestanebeleni, fay rampası, altın

THE MINERALOGICAL CHARACTERISTICS AND THE PHYSICOCHEMICAL PROPERTIES OF THE EPITHERMAL SOLUTIONS IN ASSOCIATION WITH STRUCTURAL CONTROL IN EFEMÇUKURU GOLD DEPOSIT

ABSTRACT

The Efemçukuru Gold Mine operated by Tüprag Metal Madencilik, is located at approximately 25 km southwest of Izmir. Project area is located at the Seferihisar Horst which is bounded with major faults named as Orhanlı at the East and Seferihisar at the West part of the uplift. Alkali rhyolitic dykes, which are members of Cumaovasi volcanics are mostly West-Northwest oriented and dipping 35-55 degrees to North-Northeast. The other group of dykes are oriented to Northwest and dipping 60 degrees to Northeast.

The Efemçukuru hydrothermal vein type Au-Ag mineralisations; occurred by parallel and sub-parallel oriented NE-SW direction consist of three separate veins. These are named as Kestanebeleni, Kokarpınar and Batı veins. In this thesis focus on, the mineralogical properties of Kestanebeleni Vein System operated by underground mining method, physico-chemical properties of hydrothermal fluids and related structural control will be discussed.

The Multiphase mineralized of Kestanebeleni Vein System hosted by NW-SE trending fault system dipping to NE between 45 to 65 degrees. The System localized between the west-NW trending rhyolitic dykes. Vein system is divided into ore shoots depending on its geometry, mineralogy and geochemical properties.

This study aims to reveal the relations between the physico-chemical properties of hydrothermal solutions and structurally controlled ore formation and at same time gold grade distributions.

During the study, detailed geological and structural maps were produced from underground development and production areas. All of the vein phases of mineralization were classified and textures were determined. In order to identify the

mineralogical and physico-chemical properties, fluid inclusion, ore microscopy and electron microscopy studies were performed.

Kestanebeleni mineralization is an epithermal vein system developed under the control of intersection-linkage of structures and fault ramps due to progressive deformation and fault segmentations under structural control. In addition, gold grade distribution and continuity along the the lateral and horizontal direction which is based on the changing and stabilitation of the physico-chemical condition of the epithermal fluids with controlled by structures.

Keywords: Efemçukuru, hydrothermal, Kestanebeleni, fault ramp, gold

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU ii

TEŞEKKÜR iii

ÖZ iv

ABSTRACT vi

ŞEKİLLER LİSTESİ xii

TABLOLAR LİSTESİ xxi

BÖLÜM BİR - GİRİŞ 1

1.1 Çalışma Alanının Yeri 1

1.2 Amaç ve Yöntemler 2

BÖLÜM İKİ - JEOLOJİ 5

2.1 Bölgesel Jeoloji ve Tektonik 5

2.2 Lokal Jeoloji 9

2.2.1 Fillit 11

2.2.2 Honfels 12

2.2.3 Riyolit 13

2.2.4 Epitermal Damarlar 20

BÖLÜM ÜÇ - MADEN JEOLOJİSİ 21

3.1 Epitermal Fazlar 22

3.1.1 Pre-epitermal evre 23

3.1.2 Kuvars 26

3.1.3 Rodonit 26

3.1.4 Kuvars-Rodonit 28

3.1.5 Kuvars-Rodonit+Sülfit 29

3.1.6 Sülfit 32

3.1.6.1 Kuvars-Sülfit 32

3.1.6.2 Baz Metal 34

3.1.6.3 Kuvars-Sülfit+Hematit 36

3.1.6.4 Kuvars-Pirit-Manyetit-Hematit 38

3.1.7 Kuvars-Karbonat 38

3.2 Epitermal Doku ve Yapı 39

BÖLÜM DÖRT - YAPISAL JEOLOJİ 41

BÖLÜM BEŞ - CEVHER MİNERALOJİSİ 69

5.1 Makro Örnekler 70

5.1.1 SOS 892 76

5.1.2 SOS 647 77

5.1.3 SOS 786 79

5.1.4 MOS 333 80

5.1.5 MOS 245 82
5.1.6 MOS 247 84
5.1.7 MOS 204 86
5.1.8 MOS 179 88
5.1.9 MOS 293 89
5.1.10 MOS 294 91
5.1.11 MOS 330 93
5.1.12 NOS 485 95
5.1.13 NOS 483 97
5.1.14 NOS 484 99
5.1.15 NOS 653 Baz Metal 101
5.1.16 NOS 654 Kuvars+Sülfit+Hematit 103
5.1.17 NOS 654 Kuvars-Rodonit+Sülfit 104
5.2 Cevher Mikroskobisi 105
5.2.1 MOS 293-2 106
5.2.2 MOS 293-1 108
5.2.3 MOS 330 112
5.2.4 MOS 333 117
5.2.5 MOS 247 123
5.2.6 MOS 204 126
5.2.7 MOS 294 131
5.2.8 NOS 654 Kuvars-Sülfit+Hematit 136
5.2.9 NOS 483 Kuvars-Sülfit 140
5.2.10 NOS 484 144
5.2.10.1 NOS 484-1 145
5.2.10.2 NOS 484-2 147

5.2.11 NOS 653 Baz Metal 152
5.2.12 SOS 647 157
5.2.13 SOS 786 159

BÖLÜM ALTI - SIVI KAPANIM 163

6.1 Sıvı kapanımların sınıflandırılması 163
6.1.1 Sıvı kapanımların kökenlerine göre sınıflandırılması 164
6.1.2 Sıvı kapanımların oda sıcaklığındaki bileşimlerine göre sınıflandırılması 165
6.2 Mikrotermometrik analizler 166
6.2.1 Homojenleşme sıcaklığı (Th) 166
6.2.2 Son buz ergime sıcaklığı (Tmice) 166
6.2.3 İlk buz ergime sıcaklığı (Tmf) 167
6.3 Sıvı Kapanım Analizleri 171

BÖLÜM YEDİ - SONUÇLAR 200

KAYNAKLAR 213

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Google Earth programından hazırlanmış çalışmanın yerbulduru haritası. ... 2
Şekil 2.1 Türkiye'nin tektonik birlikleri ve kenet kuşaklarını gösteren harita. 5
Şekil 2.2 Bölgenin jeoloji haritası. 9
Şekil 2.3 Lokal jeoloji haritası. 11
Şekil 2.4 Çalışma alanındaki fillit yan kayasınn karot örneği 12
Şekil 2.5 Çalışma alanındaki hornfels yan kayasının karot örnekleri 13
Şekil 2.6 Güney bölgedeki, kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu Riyolit'in 350 kotundan alınmış el örneği. 14
Şekil 2.7 Riyolitleri kat eden geç evre sülfit fazının görünümü. 14
Şekil 2.8 Yeraltında 350 kotu güney bölgedeki Riyolitik daykları gösteren jeolojik harita 16
Şekil 2.9 Yeraltından breşik kenar zonundan alınan kaya örneği ve aynı bölümden hazırlanmış parlak kesit numunesinin görünümü. 17
Şekil 2.10 Derin kökenli porfiri sokulumlara ait klastların cevher mikroskobu altında görünümleri. 18
Şekil 2.11 Riyolitik daykların bileşimsel volkanik kaya sınıflamasında bulunduklarını gösteren diyagram 19
Şekil 2.12 Riyolitlerden yapılan ince kesit görüntüleri 20
Şekil 3.1 Pre-epitermal evre ürünlerinin görünümü 25
Şekil 3.2 Yeraltı üretim aynasında Rodonit fazının görünümü 27
Şekil 3.3 Kuvars-Rodonit fazına ait örnek görseller 29
Şekil 3.4 Kuvars-Rodonit+Sülfit fazına ait örnek görseller 31
Şekil 3.5 Kuvars+Sülfit fazına ait örnek görseller 33
Şekil 3.6 Baz Metal fazına ait görseller 35
Şekil 3.7 Kuvars-Sülfit+Hematit fazına ait görseller 37
Şekil 3.8 Geç evre Kuvars+Kuvars-Karbonat fazına ait örnek görsel 39
Şekil 4.1 Riyolit dayklarının yüzey jeoloji haritasında gösterimi 42
Şekil 4.2 SOS'taki cevherleşme fayının yanal yöndeki hakeretini gösteren 450 kotu haritası. 44

Şekil 4.3 SOS'taki cevherleşme fayının, doğu-batı Riyolit daykını öteleğini gösteren üç boyutlu model. 45
Şekil 4.4 Stres altında, kırıklanmanın başlaması ve fay segmentlerinin oluşumunun gösterildiği evre. 47
Şekil 4.5 İlerleyen deformasyon etkisinde yeni kırıkların oluşumu, büyüyen fay parçacıklarının segmentleri oluşturması ve birbirleri ile bağlanması sonucu jog alanlarının gelişimi. Oluşan yeni fay boşluklarına epitermal akışkanların dolarak damar ve stokvörk zonu geliştirmesi. 48
Şekil 4.6 Yeni süreksizlikler üzerinde artan stress etkisinde genç segmentlerin daha büyük fayları oluşturması. 49
Şekil 4.7 Gelişen yeni faylara ve jog bölgelerine yeni epitermal akışkanların gelimi. Yeni damar fazlarının yerleşimi. 50
Şekil 4.8 Büyüyen faylar arasındaki lokal stress alanlarında genç rampa faylarının gelişimi ve Rodonit+Sülfitli akışkanların, rampa kırıklarını doldurması. 51
Şekil 4.9 Büyüyen faylar arasındaki lokal stres alanlarındaki küçük rampaların gelişerek büyük fay rampası oluşumuna sebep olması. Eş zamanlı olarak Rodonit+Sülfit damarlarının, gelişen kırıklara yerleşimi. 52
Şekil 4.10 Alandaki büyüyen yeni fayların gelişimi, örtüşmeye başlaması ve iki ana fay arasında büyük bir rampa yapısı oluşumu başlaması. 53
Şekil 4.11 İki ana eğim atımlı fay arasında rampa oluşumunun gelişmesinin gösterimi. İlerleyen deformasyon sürecinde stresin aktarılmasını sağlayacak olan yeni yanal bileşenli transtansiyon fayının gelişimi ve transtansiyonel fayın rampayı keserek "Hard Link" sert bağlanmayı oluşturması. 54
Şekil 4.12 Stresin azalarak genleşmenin devam etmesi ve yeni gelişen süreksizliklere Sülfitli epitermal akışkanların yerleşimi. İki ana kırık arasında kalan bölgede yeni bir rampanın gelişmeye başlaması. 55
Şekil 4.13 Bağlanan kırıkların "Soft Link" yumuşak bağlantı yaparak rampa oluşumunun tamamlanması. 56
Şekil 4.14 Deformasyon etkisinde, kırık segmantasyonunun ve segmentlerin birbirlerine bağlanıp daha büyük fayları oluşturarak gelişimi. 57
Şekil 4.15 Normal Fay Rampla yapılarının nasıl geliştiğini gösteren görsel. 59
Şekil 4.16 a) Mısır'daki Suez Rifti'nin yapısal jeoloji haritası 61

Şekil 4.17 a) Bazı fayların büyüyerek diğerleri ile etkileşime girmesi, yeni faylanma popülasyonunu üremesini gösteren şekil..... 64
Şekil 4.18 İki adet fay parçasının örtüşmesi sürecini ve süreç boyunca fay rampasının zamana bağlı gelişimini gösteren harita görüntüsü. 67
Şekil 5.1 Kestanebeleni Damar Sistemi, 450 kotu faz haritası. 71
Şekil 5.2 Güney cevher damarı 450 kotu faz haritası ve örnek lokasyonlarını gösterir harita..... 72
Şekil 5.3 Orta cevher damarı 595 kotun faz haritası ve örnek lokasyonlarını gösterir harita..... 73
Şekil 5.4 Kuzey cevher damarının kuzey bölümü, 450 kotu damar faz haritası ve örnek lokasyonlarını gösterir harita 74
Şekil 5.5 Kuzey cevher damarının güney bölümü, 450 kotu damar faz haritası ve örnek lokasyonlarını gösterir harita 75
Şekil 5.6 SOS 892 nolu cevher damarının güney bölümünden alınmış kayaç örneği. 77
Şekil 5.7 SOS 647 nolu cevher damarının güney bölümünden alınmış kayaç örneği 78
Şekil 5.8 SOS 786 nolu cevher damarının güney bölümündeki iki ana damar segmentinin kesişim bölgesinden alınmış kayaç örneği 80
Şekil 5.9 MOS 333 nolu cevher damarının orta bölümündeki taban taşında gözlenen MOS-1 kırık segmenti bölgesinden alınmış kayaç örneği. 82
Şekil 5.10 MOS 245 nolu orta cevher damarının 2. ana kırığı, MOS-2 segmentinden alınan kayaç örneği..... 83
Şekil 5.11 MOS 245 nolu orta cevher damarının 2. ana kırığı, MOS-2 segmentinden alınan kayaç örneği..... 84
Şekil 5.12 MOS 247 nolu orta cevher damarının 2. ana kırığı, MOS-2 segmentinden alınan kayaç örneği..... 85
Şekil 5.13 MOS 247 nolu orta cevher damarının 2. ana kırığı, MOS-2 segmentinden alınan kayaç örneği..... 86
Şekil 5.14 MOS 204 nolu orta cevher damarının 2. ana kırığı, MOS-2 segmentinden alınan kayaç örneği..... 87
Şekil 5.15 MOS 204 nolu orta cevher damarının 2. ana kırığı, MOS-2 segmentinden alınan zonu temsil eden kayaç örneği. 88

Şekil 5.16 MOS 179 nolu orta cevher damarının 2. ana kırığı, MOS-2 segmenti tavan taşı sınırından alınan zonu temsil eden kayaç örneği. 89
Şekil 5.17 MOS 293 nolu orta cevher damarındaki, rampa bağlantı kırıklarına yerleşen cevherleşme fazını temsil eden kuvars-rodonit+sülfitli örnek. 90
Şekil 5.18 MOS 294 nolu orta cevher damarındaki, rampa bağlantı kırıklarına yerleşen cevherleşme fazını temsil eden baz metal sülfitli örnek. 92
Şekil 5.19 MOS 330 nolu orta cevher damarındaki, MOS-1 kırık hattı üzerinden alınan kuvars-rodonit+sülfit fazına ait örnek. 94
Şekil 5.20 NOS 485 nolu Kuzey cevher damarı güney bölümündeki kuvars+/-rodonitli faza ait örnek. 96
Şekil 5.21 NOS 483 nolu Kuzey cevher damarı güney bölümündeki kuvars+sülfitli faza ait örnek. 98
Şekil 5.22 NOS 484 nolu Kuzey cevher damarı güney bölümündeki kuvars+sülfitli ve kuvars-rodonit+sülfitli fazları içeren örnek. 100
Şekil 5.23 NOS 653 Baz Metal örneğinin alındığı alanı gösteren üretim alanında çekilmiş fotoğraf. 102
Şekil 5.24 NOS 654 Kuvars+Sülfit+Hematit+Manyetit örneğinin alındığı alanı gösteren üretim alanında çekilmiş fotoğraf. 103
Şekil 5.25 NOS 654 Kuvars+Rodonit+Sülfit fazını içeren örnek. 104
Şekil 5.26 MOS 293-2 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları. 106
Şekil 5.27 MOS 293-2 örneği, a ve b1 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 106
Şekil 5.28 MOS 293-2 örneği, 3a, 2, 9 ve 13 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 107
Şekil 5.29 MOS 293-2 örneği, 4 ve 5 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 108
Şekil 5.30 MOS 293-1 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları. 108
Şekil 5.31 MOS 293-1 örneği, 10 ve 7/T8 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 109
Şekil 5.32 MOS 293-1 örneği, 13 ve 14 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 110
Şekil 5.33 MOS 293-1 örneği, 3/T5 gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 110

Şekil 5.34 MOS 293-1 örneği, 2 ve A5 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 112
Şekil 5.35 MOS 330 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları..... 113
Şekil 5.36 MOS 330 örneği, 5 ve 1 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 113
Şekil 5.37 MOS 330 örneği, 2 ve 17 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 114
Şekil 5.38 MOS 330 örneği, 6 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 115
Şekil 5.39 MOS 330 örneği, 11 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. ... 116
Şekil 5.40 MOS 330 örneği, 9 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 116
Şekil 5.41 MOS 333 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları..... 118
Şekil 5.42 MOS 333 örneği, T11 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler.. 119
Şekil 5.43 MOS 333 örneği, 2 ve 1 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 120
Şekil 5.44 MOS 333 örneği, 18 ve 16 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 121
Şekil 5.45 MOS 333 örneği, 27. gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler..... 122
Şekil 5.46 MOS 333 örneği, 22, 23 ve 20 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 123
Şekil 5.47 MOS 247 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları..... 124
Şekil 5.48 MOS 247 örneği, 17 ve 16 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 125
Şekil 5.49 MOS 247 örneği, 21, 3, 5 ve 10 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 126
Şekil 5.50 MOS 204 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları..... 127
Şekil 5.51 MOS 204 örneği, 1, 3, 5 ve 12 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 128
Şekil 5.52 MOS 204 örneği, 8, 13 ve 18 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 129
Şekil 5.53 MOS 204 örneği, 14, 6, 9 ve 14 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 130

Şekil 5.54 MOS 204 örneği, 11 ve 10 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 131
Şekil 5.55 MOS 294 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları..... 132
Şekil 5.56 MOS 294 örneği, 2 ve 3 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 133
Şekil 5.57 MOS 294 örneği, 1 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 135
Şekil 5.58 MOS 294 örneği, 4 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 136
Şekil 5.59 NOS 654 Kuvars-Sülfit+Hematit parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları. 137
Şekil 5.60 NOS 654 Kuvars-Sülfit+Hematit örneği, 1 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 138
Şekil 5.61 NOS 654 Kuvars-Sülfit+Hematit örneği, 4 ve 3 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 139
Şekil 5.62 NOS 654 Kuvars-Sülfit+Hematit örneği, 2, 3 ve 4 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 140
Şekil 5.63 NOS 654 Kuvars-Sülfit parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları..... 141
Şekil 5.64 NOS 483 Kuvars-Sülfit örneği, 1 nolu gözlem noktalasına ait mikroskobik görüntüler. 142
Şekil 5.65 NOS 483 Kuvars-Sülfit örneği, 6 ve 2 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler.. 143
Şekil 5.66 NOS 483 Kuvars-Sülfit örneği, 3 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 144
Şekil 5.67 NOS 484-1 Kuvars-Rodonit+Sülfit parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları. 146
Şekil 5.68 NOS 484-1 Kuvars-Rodonit+Sülfit örneği, 1 ve 2 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 146
Şekil 5.69 NOS 484-1 Kuvars-Rodonit+Sülfit örneği, 4 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 147
Şekil 5.70 NOS 484-2 Kuvars-Rodonit+Sülfit parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları. 148

Şekil 5.71 NOS 484-2 Kuvars-Rodonit+Sülfit örneği, 1ve 4 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 149
Şekil 5.72 NOS 484-2 Kuvars-Rodonit+Sülfit örneği, 3 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler.. 150
Şekil 5.73 NOS 484-2 Kuvars-Rodonit+Sülfit örneği, 5 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 151
Şekil 5.74 NOS 484-2 Kuvars-Rodonit+Sülfit örneği, 6 ve 7 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 152
Şekil 5.75 NOS 653 Baz Metal Sülfit parlak kesit numunesi görünümü..... 153
Şekil 5.76 NOS 653 Baz Metal örneği, 6, 1 ve 2 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 154
Şekil 5.77 NOS 653 Baz Metal örneği, 7 ve 9 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 155
Şekil 5.78 NOS 653 Baz Metal örneği, 5 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler.. 156
Şekil 5.79 NOS 653 Baz Metal örneği, 15 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler.. 156
Şekil 5.80 NOS 653 Baz Metal örneği, 4, 6 ve 13 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler.. 157
Şekil 5.81 SOS 647 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları. 158
Şekil 5.82 SOS 647 örneği, 1 ve 2 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler.. 159
Şekil 5.83 SOS 647 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları. 160
Şekil 5.84 SOS 786 örneği, 1, 2 ve 5 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler.. 161
Şekil 5.85 SOS 786 örneği, 4 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler.. 162
Şekil 5.86 SOS 786 örneği, 5 ve 3 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 162
Şekil 6.1 Kristal büyümesi sırasında oluşan birincil, ikincil ve yalancı ikincil kapanımların şematik gösterimi 165
Şekil 6.2 Kestanebeleni epitermal fazlarına ait ötektik sıcaklık değerlerinin histogram üzerinde frekans dağılımları. 173

Şekil 6.3 Kestanebeleni epitermal fazlarına ait homojenleşme sıcaklık değerlerinin histogram üzerinde frekans dağılımları. 174
Şekil 6.4 Kestanebeleni epitermal fazlarına ait homojenleşme sıcaklık değerlerinin histogram üzerindeki frekans dağılımları. Kestanebeleni damar bölümleri dikkate alınarak popülasyonların dağılımının gösterimi. 175
Şekil 6.5 Kestanebeleni epitermal fazlarına ait % NaCl tuzluluk eşleniği değerlerinin histogram üzerinde frekans dağılımları. 177
Şekil 6.6 “SOS 786” nolu örnekte gözlenmiş sıvı kapanım toplulukları 180
Şekil 6.7 SOS 786 nolu örnekteki kaynama koşulunu yansıtan homojenleşme sıcaklığı – % NaCl tuzluluk diyagramı. 181
Şekil 6.8 İlk evre deformasyon süreçi boyunca paralel kırık sistemlerine yerleşmiş olan epitermal fazların harita üzerinde gösterimi. 182
Şekil 6.9 MOS’taki ilk evre Kuvars-Rodonit+Sülfit ve Kuvars-Sülfitli fazlara ait ötektik sıcaklık frekans diyagramı 183
Şekil 6.10 MOS’taki ilk evre Kuvars-Rodonit+Sülfit ve Kuvars-Sülfitli fazlara ait % NaCl tuzluluk eşleniği frekans diyagramı 184
Şekil 6.11 MOS’taki ilk evre Kuvars-Rodonit+Sülfit ve Kuvars-Sülfitli fazlara ait homojenleşme sıcaklığı frekans diyagramları 185
Şekil 6.12 MOS’taki ilk evre kırıklara yerleşen Kuvars-Rodonit+Sülfit ve Kuvars-Sülfit fazlarına ait homojenleşme sıcaklığı-% NaCl eşleniği diyagramı. 186
Şekil 6.13 Geç evre deformasyon süreçi boyunca rampa üzerindeki bağlantı kırık sistemlerine yerleşmiş olan epitermal fazların harita üzerinde gösterimi. 187
Şekil 6.14 MOS’taki ilk geç evre Kuvars-Sülfit ve baz metal fazlarına ait ötektik sıcaklık frekans diyagramı 188
Şekil 6.15 MOS’taki geç evre Kuvars+Sülfit ve baz metal fazlarına ait % NaCl tuzluluk eşleniği frekans diyagramı 189
Şekil 6.16 MOS’taki geç evre Kuvars+Sülfit ve baz metal fazlarına ait homojenleşme sıcaklığı frekans diyagramları 190
Şekil 6.17 MOS’taki ilk evre kırıklara yerleşen Kuvars+Sülfit ve baz metal fazlarına ait homojenleşme sıcaklığı-% NaCl eşleniği diyagramı 191

Şekil 6.18 Kestanebeleni epitermal fazlarına ait ötektik sıcaklık değerlerinin histogram üzerinde frekans dağılımları ve tuz sistemlerinin ötektik sıcaklık sınırlarının gösterimi 192
Şekil 6.19 Örnek bazında ötektik sıcaklıkların, box plot diyagramlarında gösterimi 193
Şekil 6.20 Örnek bazında % NaCl tuzluluk eşleniklerinin, box plot diyagramlarında gösterimi 194
Şekil 6.21 Örnek bazında Th (homojenleşme sıcaklığı), box plot diyagramlarında gösterimi 195
Şekil 7.1 İlerleyen deformasyon ve zaman çizgisi boyunca damar ve kırık sisteminin gelişimini gösteren şekil 202
Şekil 7.2 Kestanebeleni damarı blok modeli ve bölümlerini göstereren 3 boyutlu görsel 203
Şekil 7.3 MOS 555 katı jeolojik haritası 204
Şekil 7.4 MOS A-B enine jeolojik kesiti 205
Şekil 7.5 SOS 450 kotu jeolojik haritası 207
Şekil 7.6 Kestanebeleni damarı kırık segmentleri ve damar sistemi haritası 208
Şekil 7.7 Kestanebeleni damarı genelleştirilmiş yapısal jeoloji haritası 212

TABLOLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 5.1 EDS SPOT 1 ve EDS SPOT 2 noktaları Elektron mikroskobu analiz değerleri..... 111
Tablo 5.2 2 numaralı gözlem noktası, EDS SPOT 1, EDS SPOT 2 ve EDS SPOT 3 noktaları Elektron mikroskobu analiz değerleri. 134
Tablo 5.3 3 numaralı gözlem noktası, EDS SPOT 1, EDS SPOT 2 ve EDS SPOT 3 noktaları Elektron mikroskobu analiz değerleri. 134
Tablo 5.4 1 numaralı gözlem noktası, EDS SPOT 1, EDS SPOT 2 ve EDS SPOT 3 noktaları Elektron mikroskobu analiz değerleri. 135
Tablo 6.1 Ötektik sıcaklıklara karşılık gelen tuz bileşenleri ve katı fazları gösterir tablo. 168
Tablo 6.2 Klor bileşenli sıvı çözeltilerin, farklı ötektik sıcaklıklardaki faz verileri 169
Tablo 6.3 Ötektik sıcaklıklar ve tuz sistemlerinin, sınır aralıklarını gösteren özet tablo. 170
Tablo 6.4 Efemçukuru Altın Madeni Kestanebeleni damarına ait sıvı kapanım analizlerinde elde edilen homojenleşme sıcaklıkları, % NaCl tuzluluk değerleri ve ötektik sıcaklık değerleri 172
Tablo 6.5 Sıvı kapanım analiz değerlerinin örnek bazında istatistiki değerlendirmesi 196

BÖLÜM BİR
GİRİŞ

Batı Anadolu'da tarihi dönemlerde işletilen maden yataklarını 1980'li yıllarda araştıran MTA, Efemçukuru cevherleşmesini keşfeden kuruluş olmuştur. Sonrasında Eldorado Gold'a bağlı Tüprag Metal Madencilik firması tarafından 1997 yılında hakları alınan saha, haziran 2011 yılından beri yeraltı madencilik yöntemiyle işletilmektedir.

Efemçukuru Altın Madeni, hidrotermal damar ve stokvörk tip polimetalik cevherleşmeler içeren, yapısal kontrole dayalı maden yatağıdır. Bunun yanında sahada kontak metamorfizma etkisine geliştiği düşünülen skarnoid oluşumlarınında olduğu göze çarpmaktadır.

Sahada şu an tanımlanmış birbirine yarı paralel uzanan kuzeybatı – güneydoğu yönlü üç ayrı damar zonundan meydana gelmektedir. Bunlardan ikisi; Kestanebeleni ve Kokarpınar, projenin başladığı yıllardan bu yana bilinmekte olup, kaynak geliştirme çalışmaları devam etmektedir. Ayrıca, son yıllardaki yeraltı ve yerüstü arama çalışmaları sırasında ekonomik değer katabilecek Batı damarı keşfedilmiş, kaynak geliştirme çalışmaları yeraltı-yerüstü karotlu sondaj delgileriyle gerçekleştirilmektedir.

Tez kapsamında, yeraltı madencilik yöntemi ile işletilmekte olan Kestanebeleni damar sisteminin, minerolojik, yapısal ve cevherleşmeyi oluşturan hidrotermal akışkanların fiziko-kimyasal özellikleri incelenerek, birbirleri arasındaki ve altın tenörü üzerindeki etki ortaya koyulmaya çalışılacaktır.

1.1 Çalışma Alanının Yeri

Çalışma alanı, İzmir İli'nin yaklaşık 25 km güneybatısında Urla L17-b3 1/25000 paftasında, Efemçukuru köyü yakınlarındaki altın (Au) madenini de içine alan 35000 - 44500 enlemlerini ve 87500 - 99000 boylamları arasındaki alanı kapsamaktadır (Şekil.1.1).

Şekil 1.1 Google Earth programından hazırlanmış çalışmanın yerbulduru haritası

Maden ulaşımı, İzmir il merkezine yaklaşık 18 km uzakta olan Menderes ilçesi üzerinden ulaşılabilen, Çatalça köyü ve köye bağlı dağ yollarından sağlanmaktır. Bunun yanında, alternatif iki ayrı ulaşım yolu bulunmaktadır. Bunlardan ilki; Güzelbahçe ilçesine bağlı Bademler köyünden Gödence ve Çamtepe köyü istikametini takip eden orman yolu, ikincisi ise Karabağlar ilçesine bağlı Tırazlı köy yoludur. İlçe merkezlerinden, köylere bağlanan yolların büyük bir çoğunluğu asfalt ve stabilize yollar olup, orman ve zeytinlik bölgeler içinden geçen oldukça virajlı ve dar yollardır.

Madeninde adını aldığı en yakın yerleşim alanı Efemçukuru köyü olup, kuş uçuşu uzaklık 1,5 km'dir.

1.2 Amaç ve Yöntemler

Çalışmanın amacı, İzmir ilinin güneyinde bulunan Efemçukuru Altın Madeni, Kestanebeleni damarı altın cevherleşmesinin oluşum mekanizmasını ortaya koymaktır. Detaylıca bahsetmek gerekirse, cevherleşmenin yerleşim sunduğu yapısal öğelerin hem hidrotermal çözeltiler üzerindeki kontrolü hem de bu çözeltilerin fiziko-kimyasal özellikleri ile altın tenörü arasındaki ilişki göz önünde bulundurularak çalışmaya yön verilmiştir.

Yeraltı haritalama çalışmaları esnasında cevherleşmeyi oluşturan hakim damar oryantasyonu ile altın tenörü dağlımları arasındaki yönelimlerin farklı olduğu

gözlenmiştir. Bu duruma bağlı olarak, normalde yapılan yeraltı haritalama çalışmalarının dışında, damar içerisinde bulunan fazların detaylı haritalanma çalışmaları tez kapsamında başlatılmıştır. Üretim alanları içerisinde 10 cm'den daha dar damar fazlarının bireysel çizimlerini ihmal etmek şartıyla, 1/200 ölçekli faz haritaları oluşturulmuştur. Bu etapta, altınca zengin hidrotermal damar fazlarının belirlenmesi ve mevcut damar sisteminin geometrik deseninin ortaya çıkarılması amaçlanmıştır.

Haritalama çalışması esnasında, birbirleri ile relatif yaş ilişkisi göz önünde bulundurularak farklı cevherleşme fazlarına ait kaya numuneleri alınmıştır. Cevherleşme fazlarının birbirleri arasındaki mineralojik ve fiziko-kimyasal özelliklerindeki değişimleri belirleyebilmek için farklı analiz metodlarına uygun örnek hazırlama çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Mineralojik farklılıkların belirlenebilmesi için parlak kesit numuneleri hazırlanmıştır. Numuneler yaklaşık 4-6 cm çapında silindirik kaplar içine sığacak şekilde kesilmiştir. Özel klavuz kaplara konulan silindirik numunler homojen şekilde karıştırılmış epoksi ve yeterli miktarda hızlandırıcı karışımı eklenerek, özel vakumlama yapan cihaz içerisine bırakılır. Bu aşama esnasında epoksi içerisinde hava kabarcığı kalmayıncaya kadar vakumlanan kaplar, yaklaşık 24-36 saat süren bir kuruma sürecine bırakılmıştır. Kuruma süreci sonrasında numune, özel boyutlarda tasarlanmış olan klavuzdan çıkartılır. Elde edilen silindirik blok numune aşındırma ve parlatma aşamalarına içeren bir dizi işlemden geçirildikten sonra hazır hale gelmiş olur. Üstten aydınlatmalı mikroskopla kontrol edilerek yapılan aşındırma ve parlatma aşamaları iki ana etaptan oluşur. İlk aşamada, numunenin mineral içeriğine uygun olarak uygun aşındırma keçeleri manyetik döner disk üzerine yerleştirilerek keçe ve ilgili akışkan veya aşındırıcı eklenerek başlayan bu süreç, Largo olarak adlandırılan 9 mikronluk keçe atlanmamak şartıyla kontrol edilerek sonlandırılır. Tamamen düzleşen ve mineral gruplarının parlamaya başladığı bu süreç sonrasında, asıl parlatma aşamalarına geçilir. "Dur" olarak adlandırılan özel 9 mikronluk kadife keçe ve uygun 3 mikronluk özel aşındırıcı katkılı solüsyon uygun miktarlarda eklenerek parlatma aşaması devam eder. Son parlatma aşamalarından olan "Nap" keçesi takılarak eklenen 3 mikronluk "Nap" solüsyonu ile parlatma aşaması sonlanır. Tüm bu işlemler sonrasında numuneler üstten aydınlatmalı polarizan mikroskop ile incelenmeye hazır duruma gelir.

Cevher damarı içerisinde, hidrotermal sistem aktivitesi ile ilişkili mineral oluşumu esnasında, akışkanlara ait katı, sıvı ve gaz fazları mineraller içerisinde kapanlanabilmektedir. Dolayısıyla, akışkan kimyası ve cevherleşme oluşum koşullarına yönelik önemli veriler sağlayacak olan, çoğu zaman mikroskop altında mikron boyutunda gözlenen oluşumlar önem arz etmektedir. Bu yapıları incelemek ve cevher fazı içerisindeki kapanımları gözlemleyebilmek için hassas bir numune hazırlama süreci gereklidir. Sıvı kapanım numuneleri hazırlama süreçlerinden aşındırma ve parlatma işlemi basamakları parlak kesit hazırlama ile aynı olup, numunelerin formatı farklıdır. Bu numuneler parlak kesitlerden farklı olarak, iki yüzü iyice parlatılmış, yaklaşık 80 ila 100 mikron kalınlığında, 5cm x 2cm boyutlarında plakalar haline getirilmektedir. Hazırlanan bu örnekler, standart alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop tablasına eklenen özel bir cihazla gerçekleştirilmektedir. Bu eklenen tabla, örnek içerisinde bulunan minerallerin içindeki sıvı kapanım hücrelerinin üzerinde mikrotermometrik ölçümler yapılmasına olanak sağlar. Isıtılan tablada sıcaklık yükselir ve sıvı-gaz fazları içeren kapanımlarda gazın sıvı içerisinde homojenleşeme sıcaklığı ölçümüne olanak sağlar. Sıvı azot gazının ısısının kullanımını sağlayan tertibata sahip bu tabla ile sıvı kapanımları -196 ^{o}C dereceye kadar soğutulabilir. Soğutma işlemi esnasında sıvı-gaz kapanımlardaki donma, ilk buz çözünmesi ve son buz ergimesi gibi değişkenler ölçülerek, hidrotermal akışkanların kimyasal bileşimine ve tuzluluklarına yönelik bilgiler edinilmektedir.

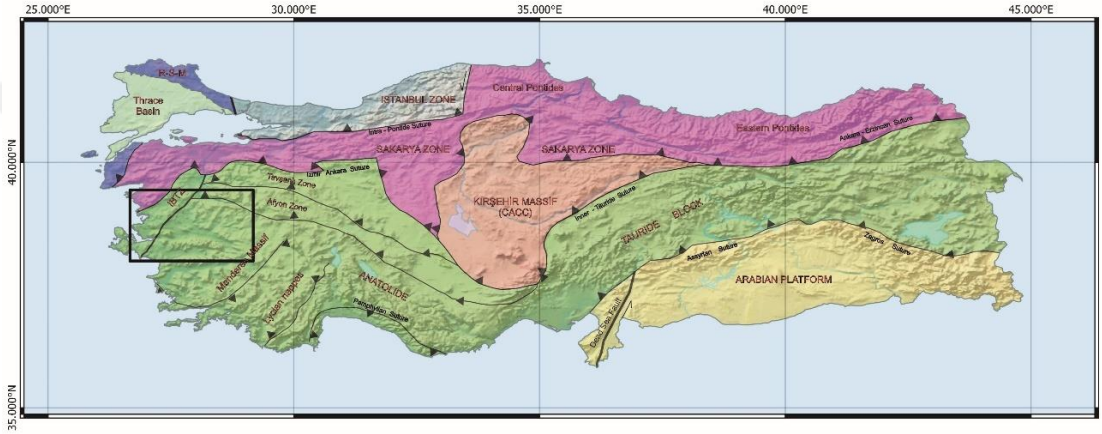
Ayrıca, cevher mikroskobisi incelemeleri sırasında, bazı örneklerdeki mineral topluluklarında beklenenden farklı renklenmeler ve optik özellikler gösteren mineraller gözlenmiştir. Bu sebeble bu örnekler üzerinde, cevher mikrobisi çalışmaları sırasında belirlenen bazı bölümlerinden, elektron mikroskobu analizleri Katip Çelebi Üniversitesinde yapılmıştır.

Tüm bu yöntem ve ilişkili sonuçlar bölümlerde yer alacaktır.

BÖLÜM İKİ
JEOLOJİ

2.1 Bölgesel Jeoloji ve Tektonik

Batı tetis kuşağının orta bölümüne yerleşmiş olan Anadolu, ilk olarak Gondwana'dan permiyende ayrılmış ve sonraki süreçte güney Laurasya ile Mesoyozik ve Senozoyik süreçleri boyunca çeşitli zamanlarda çarpışan, tektonik olarak karmaşık çeşitli kıtasal parçalardan meydana gelir (Richards, 2015) (Şekil 2.1).



Şekil 2.1 Türkiye'nin tektonik birlikleri ve kenet kuşaklarını gösteren harita

Açık jeolojik kanıtlara rağmen, Geç Permiyen-Orta Jurasik süresince Paleotetis okyanusunun kapanması ve ilişkili çarpışma genel olarak kabul görür. Bu tektonik olaya ilişkin hidrotermal yatakların miktarı ve yaş verilerinin az oluşu konusunda uzlaşılsa da, bu dalma-batma ve okyanusun kapanma yönü geniş anlamda tartışılmaktadır (Okay, 2008; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yiğit, 2006; Yiğit, 2009; Richards, 2015). Anadolu üç ana tektonik birimden oluşur. Türkiye'nin kuzey bölümü neredeyse tamamı Pontidlerden meydana gelirken (Rodos-Istranca ve Sakarya Zonu dahil), Anatolid-Torid kuşağı güneyde, Arap Plakası doğuda yer almaktadır (Okay, 2008; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yiğit, 2009). Tektono-morfolojik üç ana kuşaktan biri olan Pontidler, Paleotetis'in kapanması esnasında Avrasya kıtası ile kenetlenmiş gibi gözlendiği için Lavrasya'nın tektonik olarak ilişkisi olduğu kabul edilirken, Anatolid-Toridler Gondwana kökenli olduğu bilinmektedir (Okay, 2008; Richards, 2015; Yiğit, 2009). Afrika Plakası'nın Avrasya Plakası'nın altına dalışı, Neotetis'in kuzey kolunun Geç Kretase'den Erken Eosene geçen süreçte kapanmasına neden olmuştur. İlk

çarpışma olayı, Orta Anadolu Kristalin Komplesi'nin Geç Kretasede, güney Avrasyanın Orta Pontid segmentine kenetlenmesi ile meydana gelir (Richards, 2015). Neotetis'in kuzey kolunun kapanışı ve Geç Paleosen'den Erken Eosen süresince Anatolid - Torid kuşağı ile Pontidlerin kenetlenmesi, İzmir - Ankara kenet zonu boyunca yaygın ofyolit bindirmelerine sebep olur (Okay ve Tüysüz, 1999; Okay, 2008; Sharp ve Robertson, 2006; Yiğit, 2009). Bu sutur batı Ege'de, Vardar okyanusunun kapanmasından meydana gelen Vardar suturu ve Palegoniyan zonu olarak bilinen ince kıtasal parçanın eşzamanlı birleşiminden meydana gelmesi ile de anılmaktadır (Burchfiel, 2008; Richards, 2015). Vardar Okyanusu'nun kapanması ile bağlantılı halen devam eden helen hendeğindeki dalma-batmanın yanı sıra, Vardar kenetinin kuzey bölümündeki Balkanlarda porfiri ve epitermal tip mineralizasyonlar dalma-batma sonrası ve çarpışma ile bağlantılı magmatizmayla ilişkilidir.

Kuzey Anadolu'daki, Eosen yaşlı kalk-alkalen magmatizma, dalan levhanın geriye terslenmesi ve levhadaki yırtılma ile eş zamanlı olarak gelişir (Yiğit, 2009; Richards, 2015). Erken Miyosende Arap Plakası'nın kuzeye doğru dalma hareketinin devam etmesi, doğu Anadoluda neotetisin kapanması ile sonuçlanır. Zagros ve Asur Kenet Kuşağının oluşumuna sebep olur (Okay, 2008; Yiğit, 2009). Bu durumla ilişkili olarak Senozoyik boyunca Anadolu'da genleşme tektoniğine geçiş ile periyodik olarak artan magmatizma ve ilişkili hidrotermal mineralizasyonlar gelişmiştir (Richards, 2015; Jolivet, Faccenna, Huet, Lavrousse, Le Pourhiet, Lacombe, Lecomte, Brov, Denele, Brun, Philippon, Paul, Salaun, Karabulut, Piromallo, Monie, Gueydan, Okay, Oberhansli, Pourteau, Augier, Gadenne ve Driussi, 2013; Yiğit, 2009; Yiğit, 2006; Yılmaz, Oyman, Arehart, Çolakoglu ve Billor, 2007).

Batı Anadolu'da Orta Eosenden bu zamana kadar geçen süreçte genişlemeli tektonik, deformasyonun baskın bir şeklidir (van Hinsbergen ve Schmid, 2012; Jolivet, ve diğer., 2013). Ege-Kıbrıs levhasının güneybatıya göç etmesi ve geriye terslenmesi tarafından tetiklenen yay ardı genişleme, yay ardı açılmanın mekanizması olarak kabul edilir (Uzel, Langereis, Kaymakçı, Sözbilir, Özkaymak ve Özkaptan, 2015; Jolivet ve diğer., 2013; van Hinsbergen, 2010; Bozkurt ve Mittwede, 2005; Bozkurt, 2003; Yılmaz, Genç, Gürer, Bozcu, Yılmaz, Karacık, Altunkaynak ve Elmas, 2000). Genişleme, 45 milyon yıl önce Turkiye'nin kuzeybatısında yer alan Biga

Yarımadasın'daki rodos kristalin komplesinin yüzeylemesi ile başlar (van Hinsbergen ve Schmid, 2012). Geç Oligosen-Erken Miyosen boyunca genişleme, Ege Bölgesi'nin güneyine merkezlenmiştir (Bozkurt, 2003; Ring, Johnson, Hetzel ve Gessner, 2003; van Hinsbergen and Schmid, 2012; Jolivet ve diğer., 2013). Bölgedeki deformasyon, düşük açılı kuzey Kiklad sıyrılma fayı ve Simav sıyrılma fayı vasıtasıyla sağlanır. Son modellerinde, yüzeyleme zamanlamaları, konumları ve metamorfik dereceleri ortaya koyulan kayaçlar yardımıyla, düşük açılı kuzey kiklad sıyrılma fayı ile Simav sıyrılma fayının kabuk ölçeğindeki aynı ölçekte genleşme yapısı olduğu tartışılmıştır (Jolivet ve diğer., 2013). Orta Miyosen öncesinde birlikte olduğu düşünülen Simav ve kuzey Kiklad sıyrılma fayları, ilerleyen süreçte yırtılarak birbirlerinden ayrılır. Lokalize olan genişleme gerilmesi, iki ayrı metamofik komplekste etkin olmuştur. Kabuk ölçeğindeki Kiklad yırtılması, aynı zamanda astenosferik manto yükselimlerine olanak sağlaması sebebiyle, alkalin ve şoşonitik volkanizmasının canlanmasına neden olmuştur (Jolivet ve diğer., 2013; Uzel ve diğer., 2015).

Batı Anadolu'daki genleşme için önerilen diğer modeller, genleşme tektoniği ile magmatik olayların arasındaki zamansal tutarsızlıklar nedeniyle tartışmalıdır (Yılmaz, ve diğer., 2000; Bozkurt, 2003; Bozkurt ve Mittwede, 2005). Doğrultu atımlı faylarla sınırlı (Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fay sistemleri) Anadolu Plakası'nın batıya doğru hareketi ile ilişkilendirilen genleşme için, tektonik kaçış modeli de önerilmektedir (Yılmaz ve diğer., 2000). Ancak bu fay sistemlerinin başlangıcından itibaren olan yaşlar verileri, Pliyosende başlayan ve doğrultu atımlı deformasyonun Anadolu'daki devam eden genişlemeye etkisi olduğunu öne sürülmüştür. Bu sebeble, Türkiye'nin kuzeybatısındaki transtansiyon, Miyosen genleşme sürecini yeterince açıklamak için çok gençtir (Armijo, Meyer, Hubert ve Barka, 1999; Bozkurt ve Mittwede, 2005; Uzel ve diğer., 2015).

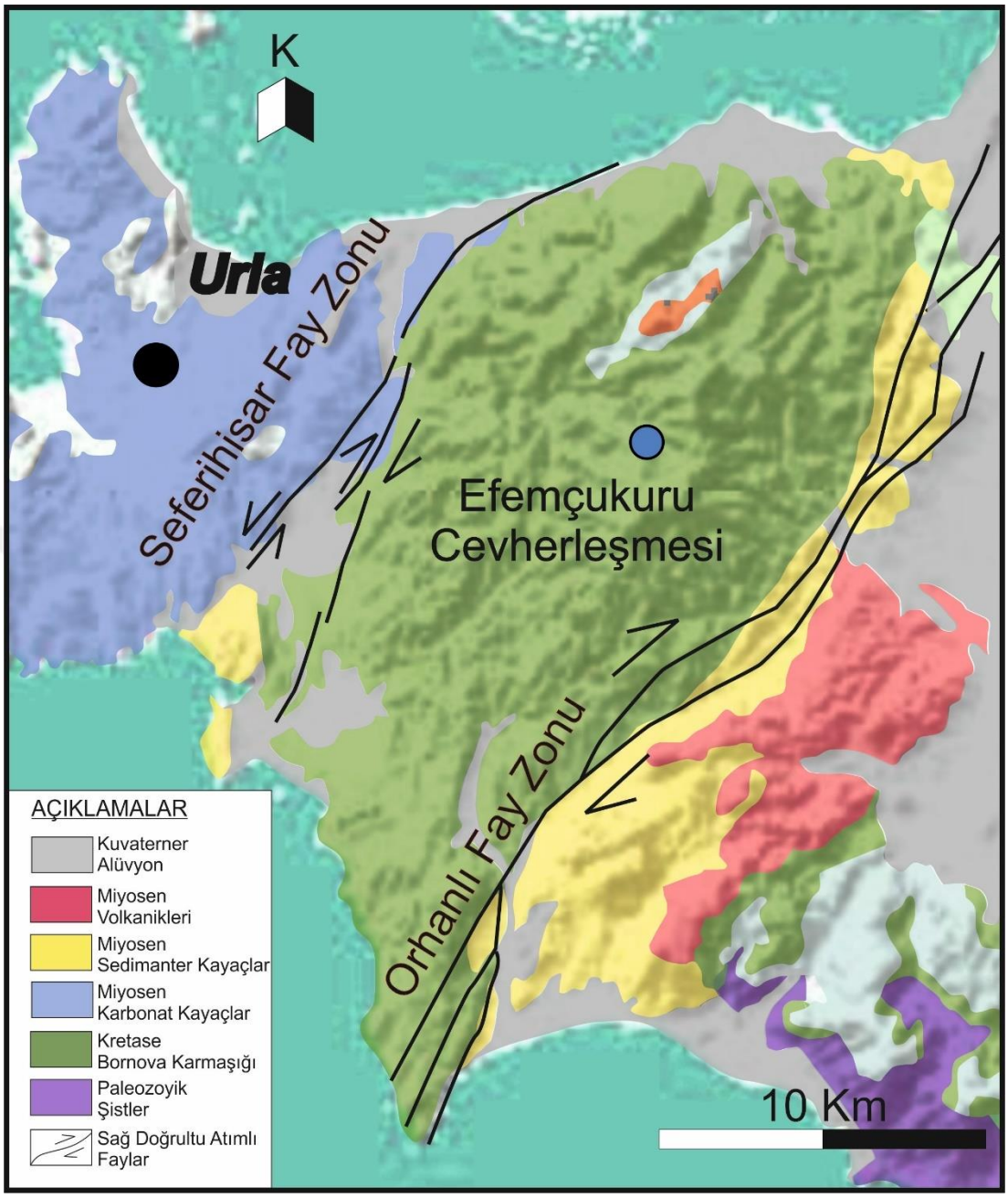
Öte yandan orojenik çökme modeli, Paleosen'deki Neotetis'in kuzey kolunun kapanmasının ardından aşırı kalınlaşmış bir kabuğun yayılmasına ve incelmesine neden olmuştur (Bozkurt ve Mittwede, 2005; Bozkurt, 2003; Yılmaz ve diğer., 2000).

Üçüncü model (orojenik çökme), belirli bir süreç içerisinde gerçekleşen birden fazla olayın, Simav sıyrılma fayı boyunca kuzey ve güney Menderes çekirdek kompleksinin yüzeylemesi ve Miyosen yaşlı volkanik kırıntılı birimlerin oluşmasını,

dalan levhanın geriye terslenmesi veya orojenik çöküşün Erken-Orta Miyosen genleşmesine neden olduğunu tartışmaktadır.

Yüksek açılı normal faylanma tarafından sağlanan kuzey-güney genleşmenin ikinci fazı, devamındaki Pliyosen-Kuvaterner alkalin volkanizması, tektonik kaçış modeline dayandırılmaktadır. iki genleşme fazı, 4-6 milyon yıllık bir zaman boşluğu ile birbirinden ayrılır (Bozkurt ve Mittwede, 2005; Uzel ve diğer., 2015; Uzel, Sözbilir, Özkaymak, Kaymakçı ve Langereis, 2013; Yılmaz ve diğer., 2000). Her bir genleşme fazı, zamanı ve varlığı elde edilmiş jeokronolojik veriler ile tartışılsa da, tüm Batı Anadolu genleşme süreci için yaygın olarak levhanın geriye terslenmesi teorisi (slab roll-back) kabul görmektedir (Uzel ve diğer., 2015, 2013, Uzel, Sözbilir ve Özkaymak, 2012; Jolivet ve diğer., 2013).

Efemçukuru (İzmir-Türkiye) hidrotermal Au-Ag cevherleşmesi, doğuda Orhanlı fay zonu, batıda Seferihisar fay zonu ile sınırlı Seferihisar yükseltisi üzerinde yer almaktadır. Yükselti, Bornova Melanjı olarak adlandırılan Üst Kretase-Paleojen yaşlı kaya birimlerinden yapılıdır. İlk olarak Okay ve Siyako (1991) tarafından tanımlanmış İzmir-Balıkesir Transfer Zonu, Geç Kretase boyunca filişi oluşturan kayaçların çökeldiği düşünülmüştür. Erken-Orta Miyosen periyodunca, sınır fayları tarafından doğu-batı sıkıştırma kuvvetleri altında kalmıştır (Uzel ve Sözbilir, 2008). Muhtemelen, alkali riyolitik daykların yerleşimi Erken-Orta Miyosen tektonik aktivitesi ile ilişkilidir. Lokal olarak metamorfizma geçirmiş ve deforme Mastirityen-Paleosen yaşlı temel olarak kumtaşı-şeyl ardalanmalı matriksten meydana gelen Bornova Melanjı, Mesozoyik kireçtaşı, serpantin ve deniz altı volkanik kayaçlarına ait bloklar içermektedir. Yaygın olarak bulunan kırıntılı kayaçlardan şeyller, dereceli olarak kiltaşı-çamurtaşına ardalanmaktadır (Erdoğan, 1990). Menderes Masifi ve tektonik olarak üzerleyen Bornova Melanjı, Neojen volkanik sedimenter birlikler tarafından uyumsuzlukla örtülür (Kaya, 1979; 1981; Uzel ve Sözbilir, 2008) (Şekil 2.2).



Şekil 2.2 Bölgenin jeoloji haritası

2.2 Lokal Jeoloji

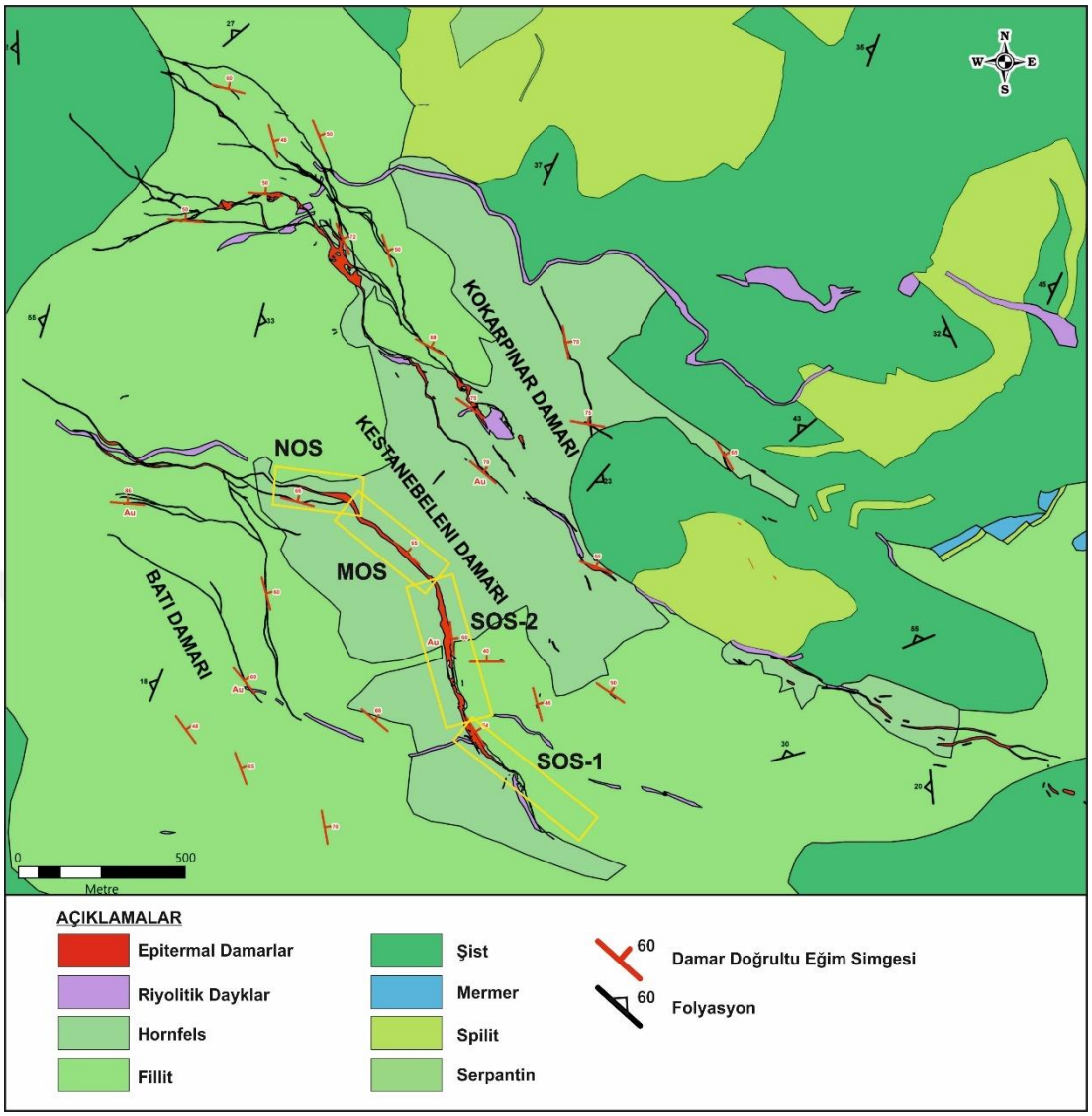
Efemçukuru hidrotermal damar sistemleri, Bornova Melanjı olarak adlandırılan filiş fasiyesinde oluşmuş kırıntılı istif içerisinde yer almaktadır. Saha içerisinde Bornova Melanjı'nın matriksini oluşturan kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından meydana gelen birim yaygın olarak dağılım sunar. Bu birimin çamurşeyl seviyeleri, kiltaşından çamurtaşına derecelenir (Oyman, 2003). Karaburun Platformuna ait

kireçtaşı blokları filiş matriks içerisine itilerek yerleşim sunmuştur. Ayrıca alanda, diyabazik ve spilitik volkanik kaya birimleri kuzeydoğu-güneybatı yönlü dar fay zonları boyunca yer almaktadır (Oyman, 2003).

Cumaovası magmatik aktivitesinin gözlendiği alandan yaklaşık 20 km uzakta bulunan cevherleşme alanında, bu magmatik aktivitenin eşlenikleri olarak kabul edilen riyolitik dom ve dayk formundaki volkanik kayaçlar, Bornova Melanjı kayaçları içerisine yerleşmiştir. Genellikle alkali karakterde olan Cumaovası volkaniklerinden, ilk yaş verisi Borsi, Ferrara, Innocenti ve Mazzuoli (1972) tarafından 11,9 milyon yıl, sonrasında Karacık ve Genç (2013) tarafından yapılan çalışmada ise 17,9 ± 0,6 – 17,2 ± 0,5 milyon yıl öncesine ait yaşlar elde edilmiştir. Efemçukuru sahasında Boucher ve Miskovic (2015) tarafından riyolitlerden yapılan jeokronolojik yaşlandırma sonuçları 13,17 ± 0,25 milyon yıl olarak belirlenmiştir. Cumaovası volkanikleri ile Efemçukuru sahasında gözlenen alkali riyolitlerin bileşimi ve yaş yakınlığı, eşlenik olabileceklerine dair görüş oluşturur.

Bölgedeki hipabisal magmatik aktivite ve ilişkili volkanizma etkisi ile mineralizasyon bölgesinde bulunan yan kayaçların, izokimyasal metamorfizma geçirdiği düşünülmektedir. Bu metamorfizma sonucu, Bornova Melanjı matriksine ait ince tabakalı şeyl ve karbonatlı kırıntılı seviyeler içeren birimler, hornfels ve fillite dönüşmüşlerdir. Özellikle masif yapıda olan hornfelsler, kendi içerisindeki sedimanter seviyelerdeki mineral komposizyonunun değişiminden dolayı, bantlı-katmansı bir görünüme sahip olduğu gözlenir. Filiş matriks, albit-epidot fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir (Oyman, 2003). Ek olarak, amfibol ve epidot ile kalksilikat minerallerinden piroksenin gözlenmesi, metamorfizma koşullarının hornblend-hornfels fasiyesine kadar ilerlediğini göstermektedir. Ayrıca, değişik oranlarda kuvars, kalsit, klorit ve titanit mineralleri hornfels içerisinde gözlenmektedir (Oyman, 2003).

Efemçukuru damar sistemlerinin kökeni tam olarak belirlenmemiş olup, birçok çalışmacı tarafından Cumaovası magmatik aktivitesi ile ilişkilendirilmektedir. Sahanın bilinen en genç üyesi Efemçukuru cevher damarlarıdır. Tüm birimler ile olan relatif yaş ilişkisine bağlı olarak, Erken-Orta Miyosen periyodu ve sonrasında oluştuğu kesinlik taşımaktadır (Şekil 2.3).



Şekil 2.3 Lokal jeoloji haritası

Damar sistemlerinin tanımı, mineralojileri, jeokimyasal özellikleri ve geometrileri Maden Jeolojisi başlığı altında incelenecektir.

2.2.1 Fillit

Bornova Karmaşığı olarak adlandırdığımız ve Ankara-İzmir Zonu boyunca bulunan kil-çamur taşının düşük basınç ve düşük sıcaklık metamorfizması sonucu oluşan gri-gri siyah renkli, karbonatça zengin ve klivaj yapısı içeren kayadır. Kestanebeleni damarının güney parçasının tavan taşında ve damarın kuzey parcasının tavan taşında bulunur (Şekil 2.4).

Türedikleri şeyllerin deformasyon kalıntılarınıda yansıtmaktadırlar. Bu birim türbiditik karakterli olup santimetre ölçeğinde tekrarlanmış tane boylanması ve çöküntü tip çökelme ile karakterizedir. Ayrıca klastiklerden karbonatlara dereceli geçişlidir. Ayrıca fillitin subvolkanik dayk dokanaklarında daha dayanımlı olan hornfelse doğru geçişlidir. Bu birim Kestane Beleni Damar Zonu'nun güney kısmında yaklaşık 600 m boyunca tavan bloğunu oluşturur.

Şekil 2.4 Çalışma alanındaki fillit yan kayasınn karot örneği (Kişisel arşiv, 2016)

2.2.2 Honfels

Mafik minerallerden oluşan (hornblend – amfibol vb.), yeşil – koyu yeşil renkli, ilksel kayacı saha içerisinde çamurtaşı-kumtaşı- fillit olan yüksek sıcaklık metamorfizmasına maruz kalmış, kontak metamorfik bir kayadır. Kestanebeleni damarının güney kısmında taban taşında, orta kısmında hem taban taşı hemde tavan taşında ve kuzeyinde de bazı yerlerinde sadece taban taşında bazı yerlerinde de hem tavan hem de taban taşında bulunur (Şekil 2.5).

Hornfels değişik kalınlıklarda laminasyon ve kıvrımlanma yapıları gözlenmektedir. Hornfels, terminolojik olarak fillitlere göre daha metamorfize olmuş, riyolitik dayklarında türediği sanılan plütonik oluşuklara daha yakın zonlarda oluşmuş olan kayaç tipi için kullanılmaktadır. Fillit ve hornfels sahadaki metamorfik birimler olup, metamorfizma ve alterasyon dereceleriyle ayrılırlar. Yer yer orjinal tabakaların görüldüğü skarn tipi alterasyonun açık renkli epidot ve koyu renkli aktinolitlerin gözlendiği bölgelerde bu birim içinde tanımlanmaktadırlar.

Hornfels ile riyolit daykların kesiştiği kısımlarda yaygın olan propilitik alterasyon zonları görülür. Alterasyon klorit, karbonat, serizit, kuvars ve pirit parajenezlidir. Kestane Beleni Damar Zonu taban bloğunun tamamı ve kuzey kısmında da tavan bloğunun yaklaşık olarak 500 metresini hornfelsler oluşturmaktadır.

Şekil 2.5 Çalışma alanındaki Hornfels yan kayasının karot örnekleri (Kişisel arşiv, 2016)

2.2.3 Riyolit

Asidik volkanizma ürünü olan beyaz-krem renkli riyolitler genellikle hipokristalen felsitik dokuda olup %60'a varan SiO_2 içeriğine sahiptir. Kestanebeleni damarının güney ve kuzey bölümlerinde dayk formunda gözlenmektedir. Güneyde cevher damarlarıyla yaklaşık paralel ve dik olmak üzere 2 set halinde gözlenirken, kuzeyde yaklaşık doğu-batı uzanımlı olarak cevher damarı sınırında ve bu sınıra paralel bir yerleşim sunmaktadır. Hornfels ve Fillitleri keserek yerleşen bu yapılar cevher damarlarından daha yaşlılardır.

Çalışma alanı içerisinde incelenen taze örneklerde, grimsi beyaz renkli, kuvars ve alkali feldspat hamur (%60) içerisinde, 1-4 mm boyutlarda kuvars ve ortoklas fenokristallerinden yapılıdır (Şekil 2.6).

Şekil 2.6 Güney bölgedeki, kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu Riyolit'in 350 kotundan alınmış el örneği (Kişisel arşiv, 2018)

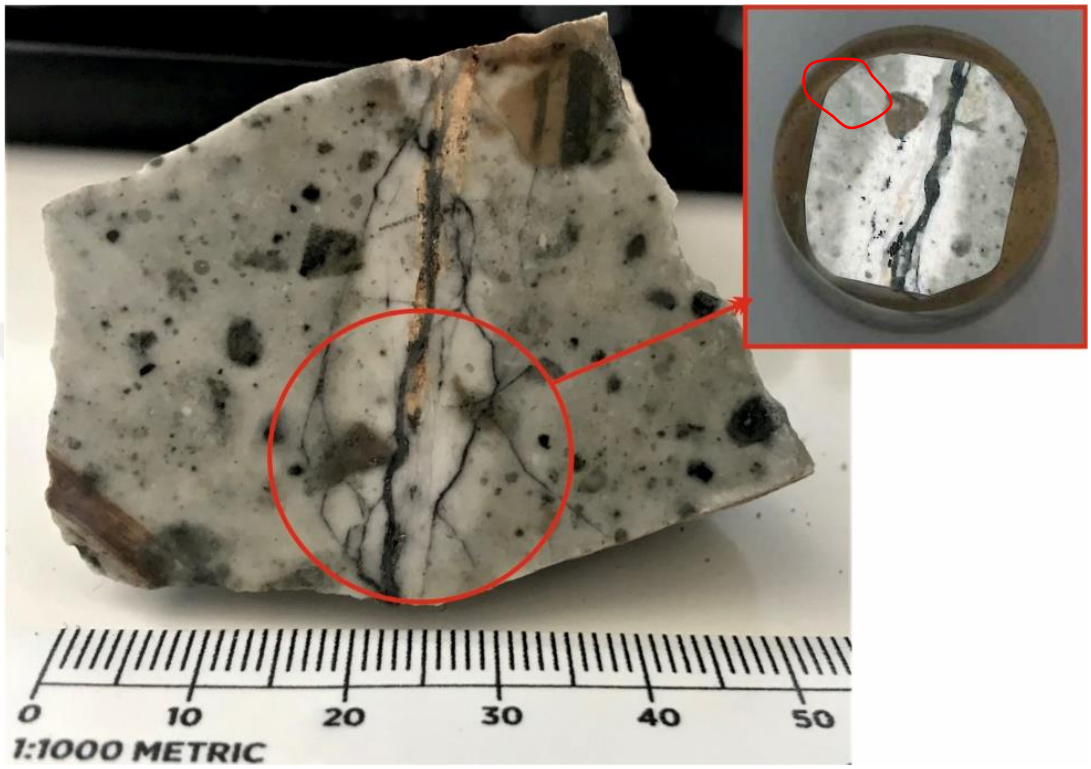
Epitermal cevherleşme ile ilişkili mineralizasyonların bazı bölgelerde riyolitleri üzerlediği gözlemlenmiştir. Hidrotermal aktivite boyunca ilerleyen deformasyon etkisinde gelişen kırıklar boyunca, epitermal fazları kat etmiştir. Damarların kalınlığı mikron boyutundan, 10-20 santimetre kadar ulaştığı el örnekleri ve yeraltında gözlenir (Şekil 2.6).

Şekil 2.7 Riyolitleri kat eden geç evre sülfit fazının görünümü. Breşleşmiş riyolitin, "Şekil 2.8"'de gözlenen haritadaki x: 497978, y: 4238480, Kot: 352 kordinatlı alandaki gözlemi (Kişisel arşiv, 2018)

Yeraltı haritalama çalışmaları esnasında yapılan gözlemlerde, kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı riyolitik daykın taban sınırı boyunca 1-3 metre genişliğinde breşik kenar zonu karekteristik olduğu saptanmıştır. Muhtemelen yerleşim esnasındaki breşleşme süreçleri ile ilişkili, yan kaya parçaları kenar zonu boyunca yerleşim sunduğu düşünülmektedir (Şekil 2.8).

Şekil 2.8 Yeraltında 350 kotu güney bölgedeki Riyolitik daykları gösteren jeolojik harita

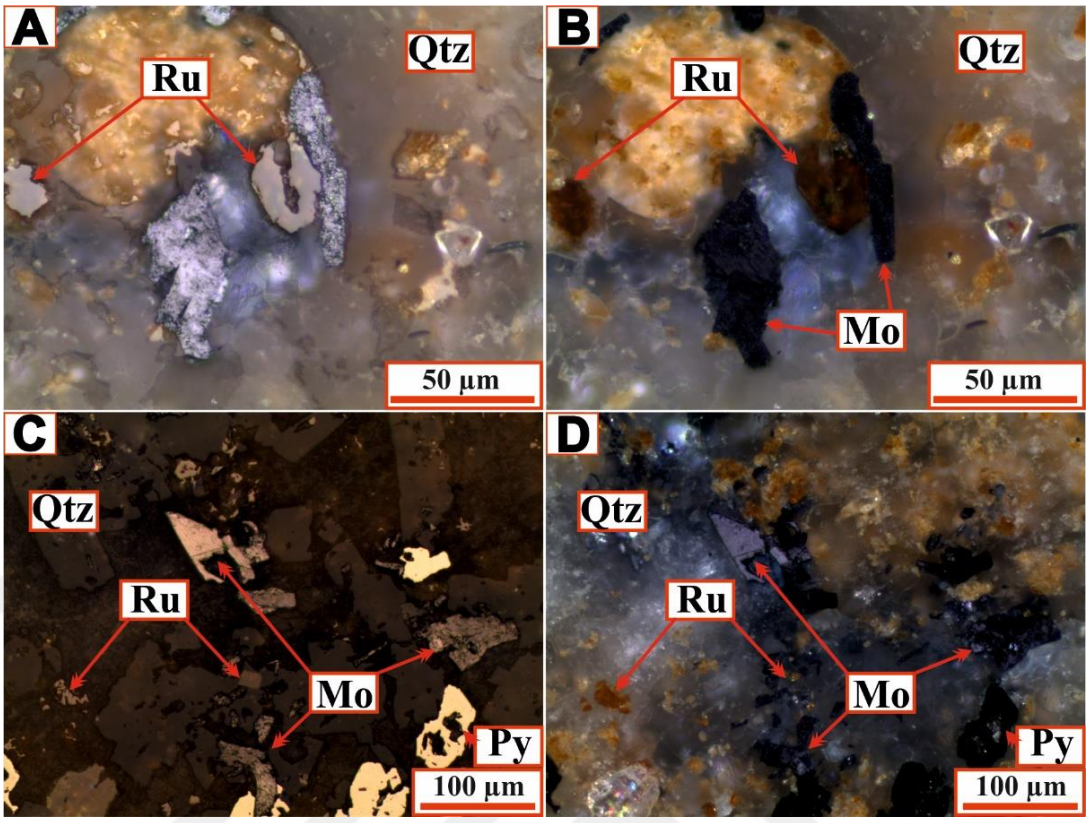
Ek olarak kenar zonu boyunca gözlenen breşik zonda, yankayaç haricinde derin kökenli porfiri sokulumlara ait olduğu düşünülen farklı breşlerin varlığı da izlenmiştir. Mikroskobik çalışmalar sonucu breşlerin, molibden içerdiği gözlenmiştir. Molibdene, pirit ve rutil eşlik etmektedir (Şekil 2.9).



Şekil 2.9 Yeraltından breşik kenar zonundan alınan kaya örneği ve aynı bölümden hazırlanmış parlak kesit numunesinin görünümü. Kökensel olarak farklı olan daha yaşlı sokulumlara ait kahverengimsi breşlerin parlak kesit numunesi üstünde görünümü (Kişisel arşiv, 2018)

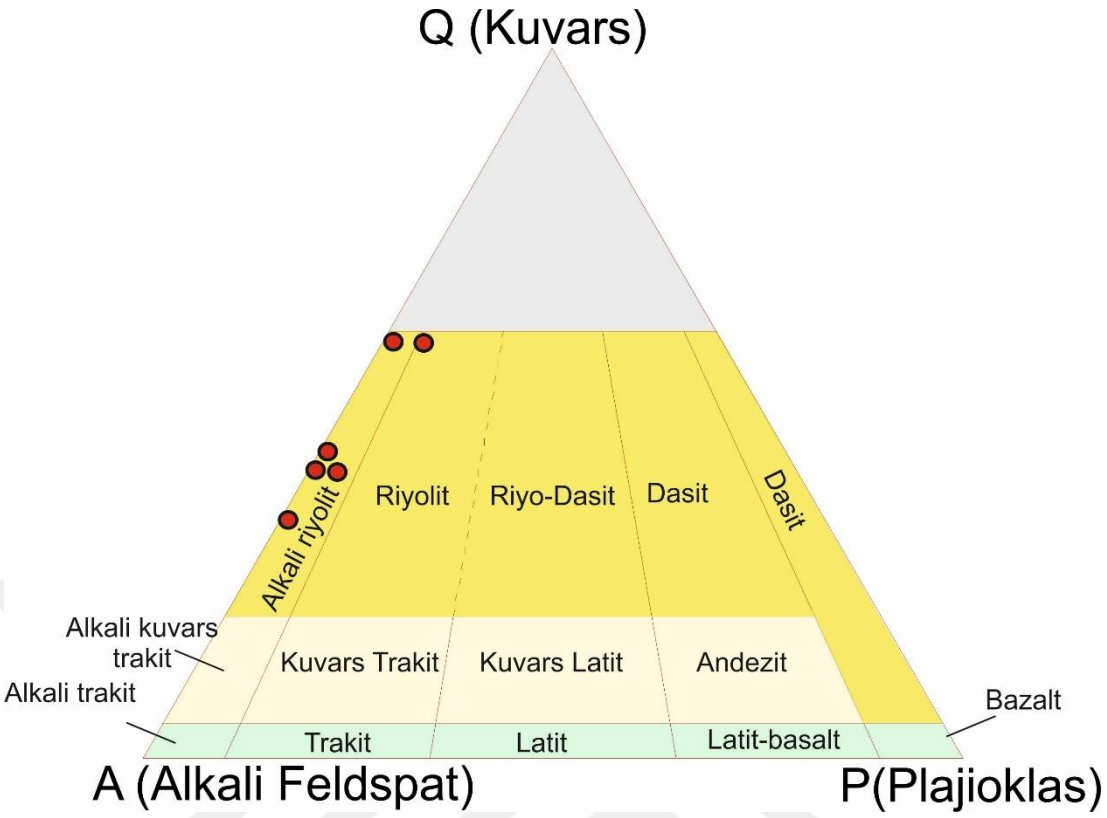
Çalışma alanında yüzlek veren bir sokulum kayacı olmamasına ragmen felsik alkali riyolitik dayklarının derin yerleşimli bir plütonik kompleks ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir. Bazı riyolitik dayklar içerisinde, porfiri sokulumlara ait klastlar gözlemlenmiştir.

Derin yerleşimli muhtemel porfiri sokulumlara ait olduğu düşünülen klastların boyutları 150 mikrona varan molibden kristalleri içermektedir. Ayrıca, pirit ve rutil minerallerinin molibden ile birlikte aynı parajenezde yer aldıkları gözlenmiştir (Şekil 2.10).



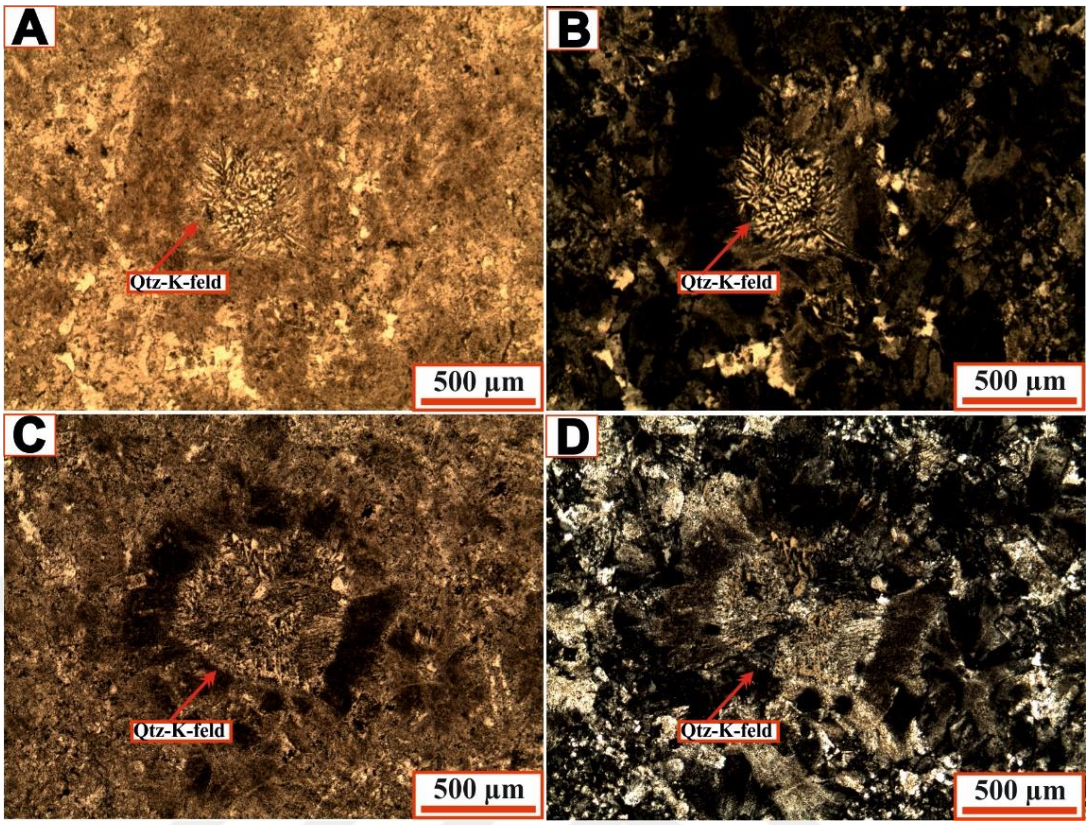
Şekil 2.10 Derin kökenli porfiri sokulumlara ait klastların cevher mikroskobu altında görünümleri. A: Kuvars içerisindeki rutil ve molibden mineralinin //N'deki görünümü. B: Kuvars içerisindeki rutil ve molibden mineralinin +N'deki görünümü. C: Kuvars içerisindeki pirit, molibden ve rutil parajenezinin //N'deki görünümü. D: Kuvars içerisindeki pirit, molibden ve rutil parajenezinin +N'deki görünümü. Qtz: Kuvars, Py: Pirit, Ru: Rutil ve Mo: Molibden

Riyolitlerden hazırlanmış ince kesitlerde yapılan gözlemlerde, yaygın olarak hipokristalen felsitik doku, yer yer ise granofirik doku gözlenmektedir. Bileşimsel kaya sınıflaması Streckeisen (1974)' te, alkali riyolit bölümünde yer almaktadır (Şekil 2.11).



Şekil 2.11 Riyolitik daykların bileşimsel volkanik kaya sınıflamasında bulunduklarını gösteren diyagram (Streckeisen, 1976). (Kırmızı noktalar sahadaki farklı riyolitlerden yapılan petrografik gözlemlere göre yerleştirilmiştir)

Matris devitrifikasyona bağlı olarak yeniden kristallenme sonucu felsitik dokuyu meydana getirmiştir. Devitrifikasyon ile ilişkili yeniden kristallenmeye bağlı gelişen bow-tie (papyon) formundaki sferulitler 400-650 ^{o}C dereceyi temsil etmektedir. Ayrıca, sferulitlerin hızlı soğumanın kanıtlarından biri olduğu da ifade edilir (Lofgren, 1971). Ayrıca, kesitlerde bazı özel dokulara rastlanmıştır. Riyolitlerde, devam eden fraksiyonal kristallenme sürecinde, ortamdaki su basıncı kaybına bağlı katı-katı reaksiyonlar sonucu eş optik yönelimli iç içe büyüyen kuvars-feldspat oluşumları gözlenmiştir. Bu tip oluşumlar granofirik dokunun gelişimini sağlar (Lofgren, 1985) (Şekil 2.12).



Şekil 2.12 Riyolitlerden yapılan ince kesit görüntüleri. A: İç içe büyüyen kuvars ve potasyum feldspat minerallerinin oluşturduğu granofirik dokunun //N polarizan mikroskobu görüntüsü. B: İç içe büyüyen kuvars ve potasyum feldspat minerallerinin oluşturduğu granofirik dokunun +N polarizan mikroskobu görüntüsü. C: Bow-tie (papyon) şekilli sferulitlerin //N polarizan mikroskobisi görünümü. D: Bow-tie (papyon) şekilli sferulitlerin +N polarizan mikroskobisi görünümü. Qtz: Kuvars, K-feld: Potasyum feldspat

2.2.4 Epitermal Damarlar

Sahada en genç yerleşimli yapılar cevherleşmenin bulunduğu epitermal damarlardır. Damar sistemleri yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı olup, kuzeydoğu yönüne dalım yapmaktadır. Konu ile ilgili detaylı anlatımlara sonraki bölümlerde yer verilmiştir.

BÖLÜM ÜÇ
MADEN JEOLOJİSİ

Efemçukuru Altın Maden'nindeki cevherleşme, temel olarak başlıca Kestanebeleni, Kokarpınar ve Batı olmak üzere üç farklı damar sisteminden meydana gelmektedir. Bu damar sistemlerinden, Kestanebeleni damarı yeraltı madencilik yöntemiyle işletilmekte olup, Kokarpınar ve Batı damarı üzerinde karotlu sondajlarla arama ve bölümsel olarak kaynak model geliştirme çalışmaları devam etmektedir. Bu tez kapsamında çalışmalar Kestanebeleni damarı üzerinde sürdürülmüştür.

Kestanebeleni damar sistemi, geometrik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerine bağlı olarak 4 adet damar zonuna ayrılmıştır. Bunlar; SOS (güney cevher zonu), MOS (orta cevher zonu), NOS (kuzey cevher zonu) ve KBNW (kuzeybatı cevher zonu) olarak güneyden kuzeye birbirleri ile devamlılığı gözlenen ve aynı zamanda mineralojik, jeokimyasal ve fiziko-kimyasal özellikleri bakımından benzerlik ve farklılıklar gösteren, epitermal damar tipi cevherleşme gövdeleridir.

Jeokimyasal olarak değerlendirildiğinde, güneyden kuzeye gidildikçe belirgin sülfit mineral bolluğunda artışı, bağıl olarakta mangan silikat oranında düşüş saptanmıştır.

SOS, baskın olarak kuvars, rodonit, kalsit (mangan-silikat) ve superjen mangan oksit mineral topluluklarından oluşur. Ek olarak, sülfit mineralleri saçınımlar halinde, mangan-silikat toplulukları içerisinde de görülebilir. Ayrıca, daha genç kuvars-sülfitli ince cevherleşme zonları %10'a kadar sülfit mineralleri içerir. Cevherleşmenin güney bölümü düşük sülfit içerikli olup, yaygın olarak mangan-silikat grubu minerallerinden yapılı damarlardan oluşur. Gümüş/altın oranı yaklaşık 1 olarak gözlenir. SOS'ta damar zonu kalınlığı konumsal olarak değişkenlik gösterir ve SOS-1 ve SOS-2 olmak üzere 2 parçadan oluşmaktadır.

SOS-1, en güneyde 0,5 metre civarına kadar incelmekte ve tavan bloğu zonundaki stokvörk zonlar dahil edildiğinde 5 metreye ulaştığı alanlar gözlenir. Kuzeye gidildikçe fay segmentasyonu ile ilişkili alanlarda, stokvörk zon dahilinde 30 ile 35 metre arasında kalınlıklar gözlenmektedir. Doğrultu, güneyde 45-55 kuzeybatı yönlü olup, 45-50 derece arasında değişen eğimler kuzeydoğu yönlüdür.

SOS-2, kuzeyde MOS ile örtüştüğü alanda 1 ile 2 metre kalınlıkta olup, güneye doğru stokvörk zonlar ile 8 metreyi aşan kalınlıklara ulaşır. Doğrultu, 15-25 kuzeybatı yönlü olup, 55-65 derece arasında değişen eğimler kuzeydoğu yönlüdür.

MOS ise sülfit içeriği bakımından zengin mangan silikat fazlarından yapılı olup, daha genç baz metal fazları tarafından kesilmiş bir bölümdür. Yapısal olarak birden fazla büyük fay ve fay segmentinin tektonik olarak kontrol ettiği lokal gerilme alanında, çoklu fazlı hidrotermal aktivitenin gelişmesi sonucu oluşmuştur. Bu sebeble, bu bölge cevherleşme açısından oldukça karmaşık bir yapıya sahiptir. Bu zonun kalınlığı stokvörk zonlar dahilinde, yüzeye yakın kotlarda 40 metrelik kalınlığa ulaşır. Doğrultu 40-45 derece kuzeybatı yönlü olup, 55-65 derece arasında değişen açılar ile kuzeydoğuya eğimlidir. Gümüş/altın oranı yaklaşık olarak 3'tür. Tez kapsamında özellikle bu bölgede yapılan jeolojik ve yapısal ögeler ile bağlantılı 1/100, 1/200 ve 1/500 ölçekli detay faz haritaları ile cevherleşme-yapısal jeoloji ilişkisi ortaya koyulmuştur.

NOS'ta genellikle sülfit mineral topluluklarından yapılı fazlar yaygın olup, birbirine benzer baz metal ve kuvars sülfitli epitermal fazların egemen olduğu damar zonudur. Diğer cevher bölümlerine göre dar, 3 ile 5 metre arasında değişken zonuna sahiptir. Gümüş/altın oranı 10 civarındadır. Genişlemenin olduğu bölgeler, cevherleşme fazlarının yerleştiği kırıkların birbiri üzerine gelişmesi ile kontrol edilen yerel yersel stres alanları ile örtüşmektedir. Bu alanlarda yapılan faz haritalama çalışmaları sonucu, genel damar doğrultusundan farklı yönelimlere sahip damar fazlarının varlığı saptanmıştır. Bu alanların özellikleri ve gelişim mekanizmaları ilerleyen bölümlerde anlatılacaktır.

Bu jeokimyasal farklılıkların nedenleri daha önceki bölümlerde de ifade edildiği gibi çoklu fazlı epitermal fazların varlığı ve damar sisteminin bazı bölümlerinde yoğunlaşmaları ile ilişkilidir.

3.1 Epitermal Fazlar

Efemçukuru'nda gözlemlenen epitermal fazlar iki ana grupta incelenebilir. Genellikle erken evre hidrotermal aktivite ürünleri az oranda sülfit içerikli (<10%),

mangan silikat ± (Mn-karbonat) minerallerinden yapılıdır. İlerleyen evreler de sülfit miktarı belirgin bir şekilde artar. Geç evre fazlar, baz metal veya kuvars sülfit içerikli damarları meydana getirir. Tüm damar zonları için ortak tanımlanabilecek 6 ayrı cevherleşme fazı mevcuttur. Bunların dışında bazı cevherleşme zonlarında yer alan, alt gruplarda ayrıca tanımlanmıştır.

Bunlar relatif yaş ilişkisine bağlı olarak; 1) Pre-epitermal, 2) Kuvars, 3) Rodonit, 4) Kuvars-Rodonit, 5) Kuvars-Rodonit+Sülfit ve 6) Sülfit olarak sıralanırlar. 7) Kuvars-Karbonat fazı, epitermal evrenin erken ve geç evrelerinde değişken mineral topluluklarına sahip olması ile bağıl yaş ilişkisine uygun olarak sınıflandırılamaz.

Bu fazların dokusu, yapısal kontrol ve ilişkili hidrotermal aktivite tarafomdan kontrol edilmektedir.

3.1.1 Pre-epitermal evre

Hidrotermal aktivitenin en yaşlı üyelerinden birisidir. Bu faz yatak genelinde yaygın olarak bulunmasına ragmen, çalışılan alanlarda genç hidrotermal fazlar tarafından üzerlenir. Bu nedenle devamlılığı, çoğu zaman takip edilemez.

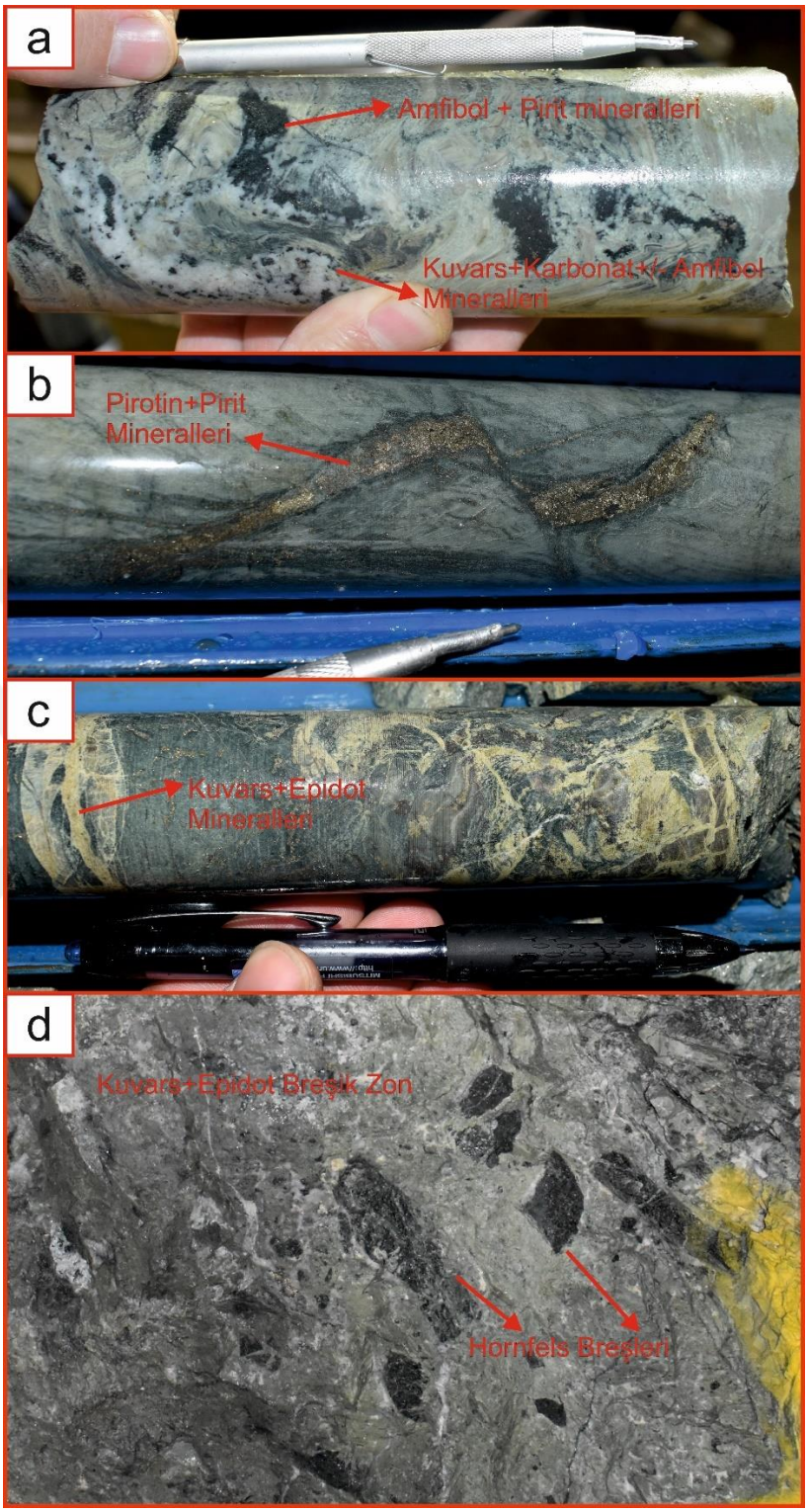
Haritalama ve karotlu sondaj çalışmaları esnasında çoğu zaman hornfels içerisinde kuvars+epidot+/-pirit+/-kalsit mineral birliğine sahip kalınlıkları milimetreden santimetre ölçeğine değişen ağsal damarcıklar ile temsil edilir. Damar ve damarcıkların yoğunlaştığı alanlarda breşik formdaki yapılar, özellikle haritalama çalışmaları sırasında Kestanebeleni damarı tavan bloğunda yaygın olduğu gözlenmiştir. Yaygın olarak kırık-çatlak sistemlerini takip ettiği saptanmıştır.

Parajenez, kuvars, epidot, kalsit, +/-pirit, +/-galen, +/-sfalerit ve +/-kalkopirittir. Mikroskobik çalışmalar esnasında, faz ile ilişkili altın minerali gözlenmemiştir.

Epitermal damar yerleşimi öncesinde gelişen riyolitik dayklar da bu evrenin ürünleri tarafından üzerlenmiştir. Muhtemelen epitermal evre öncesi ilk kırıklanma başladığı süreçte geliştiği düşünülmektedir.

(Boucher, 2016) ise bu evreye ait ürünleri, kalk-silika alterasyonu ile ilişkilendirmiştir. Çalışmalar esnasındaki gözlemlerde, saha genelindeki ölçekte

kuvars, amfibol, +/-K-feldspat, pirit, pirotin, kalkopirit, +/-hematit ve +/-manyetit mineral topluluklarından oluşan saçınımlı tipte, düzensiz damar ve damarcık formlarında gözlemlenen üyelerin yaygın olduğu izlenmiştir. Kuvars+epidot, +/-pirit, +/-galen, +/-sfalerit ve +/-kalkopirit parajenezinden oluşan Kuvars-Epidot faz üyesi ise mekansal olarak epitermal cevherleşme ile yakından ilişkili olduğu gözlenir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Pre-epitermal evreye ait karekteristik örneklerin görünümü. a) Hornfels üzerinde yamalar ve damarcıklar halinde gözlenen pirit+amfibol ve kuvars+karbonat+amfibol mineral topluluğunu gösteren görsel. b) Hornfels üzerinde yamalar ve damarcıklar halinde gözlenen pirit ve pirotin birliği. c) Damar zonuna yakın alanlarda gözlenen kuvars+epidot damarcıkları. d) Damar zonu tavan ve taban kayacında gözlenebilen kuvars+epidot breşik zon (Kişisel arşiv, 2019)

3.1.2 Kuvars

Yaygın olarak gözlenmeyen bir faz olmamasına karşın rodonit fazından önce birçok kırığa yerleştiği gözlenmiştir. Grimsi beyaz renkli olup, yankayaça ait breşler içermesi ve tüm fazlar tarafından keslip katedilmesi ile ayrılabilmektedir.

Genellikle kırık kesişimlerinin olduğu bölgelerde gözenekliliğin artışına bağlı olarak 1 metreye kadar kalınlığa ulaşabilmektedir.

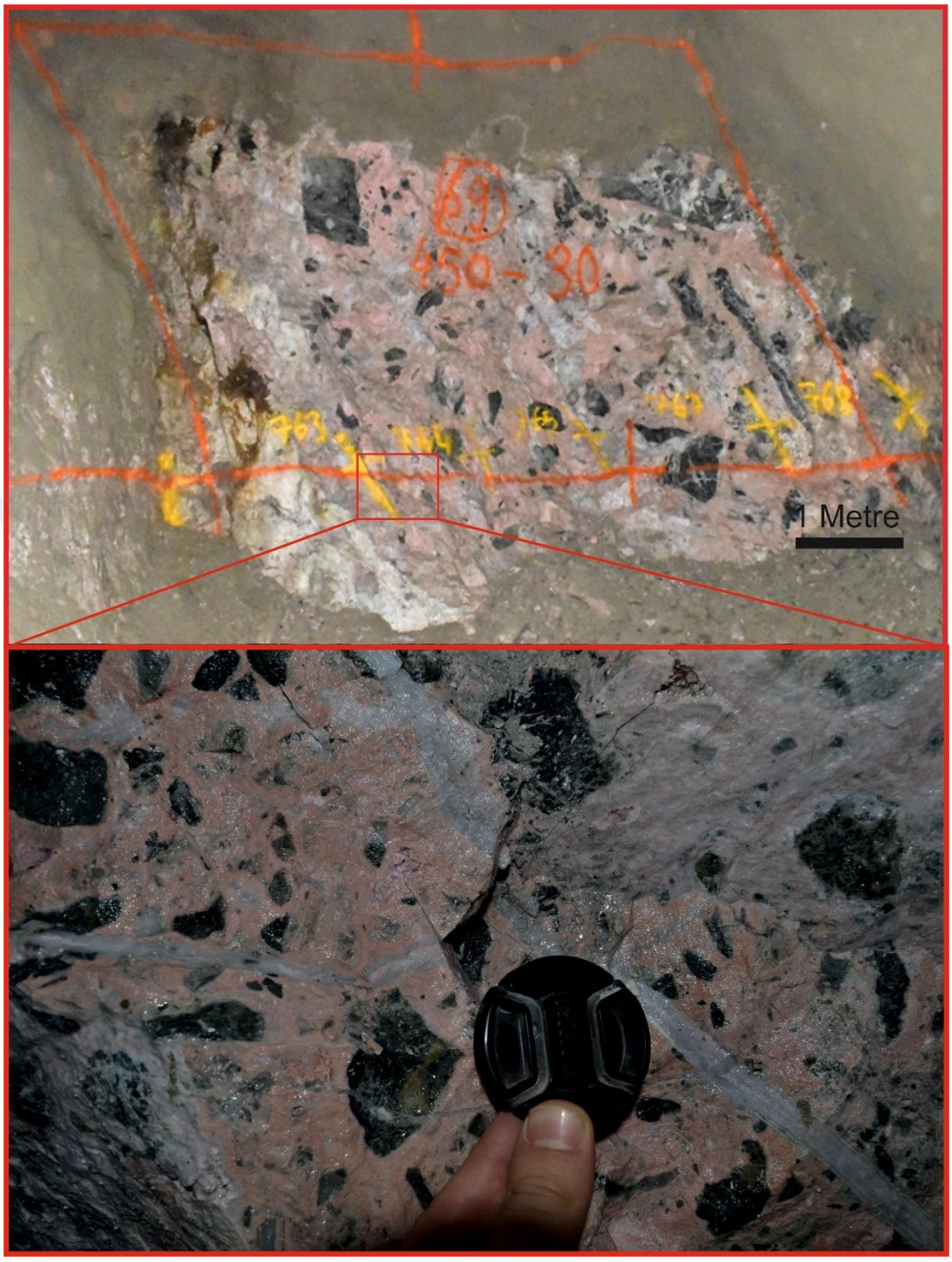
Yaygın olarak mineralizasyon ile ilişkili olarak gözlenmemesine ragmen cevher damarının bazı bölgelerinde çok düşük oranda saçımlar halinde pirit içerdiği de gözlemlenmiştir. Mineralojik-petrografik çalışmalar, bu erken kuvars fazının altın ile ilişkili olduğuna dair bir veri ortaya koyamamıştır.

3.1.3 Rodonit

Kestanebeleni damar sisteminin hemen hemen her bölümünde gözlenen ilk epitermal fazdır. SOS'ta yaygın olarak, ilerleyen deformasyon ve ilişkili geniş fay zonlarını doldurduğu alanlardaki breş dokusu yaygın ve karekteristiktir. Faylanma ile ilişkili breşler, genellikle hornfels ve fillit litolojisine sahip çeşitli boylardadır. Bazı alanlardaki yankayaça ait breşlerin, çapları metre boyutlarına ulaşır. Bu sebeple faylanma ile ilişkili breş dokusu kolaylıkla tanınmaktadır (Şekil 3.2).

Damar zonu içerisinde ve özellikle tavan kayacı sınırındaki hidrotermal akışkan basıncının meydana getirdiği breşik dokulu alanlar, yankayaca ait köşeli breşik formlar ile öne çıkar. Akışkan basıncı ile breşleşmenin gerçekleştiği bu tip alanlardaki puzzle dokulu rodonit damarlarının varlığı durumu tanımlayan en yaygın belirteçlerdendir.

Parajenez, rodonit, kuvars ve +/-pirittir. Bu fazın gözlendiği damar bölümlerinde Altın çoğu zaman, klastlar etrafındaki zayıf ardalanma gösteren kuvars, kalsit, rodonit ve rodokrozit mineral bantlaşmasının olduğu alanlarda lokal olarak kapanlanmaktadır. Bu sebeple altın mineralizasyonunun, damar zonu içerisinde bir doğrultu boyunca yanalda ve yüşeydeki devamlılık aralığı dardır. Çoğu zaman yeraltında alınan örneklerde, altın değeri 1 ppm altındadır.



Şekil 3.2 Yeraltı üretim aynasında Rodonit Fazı'nın görünümü (Kişisel arşiv, 2018)

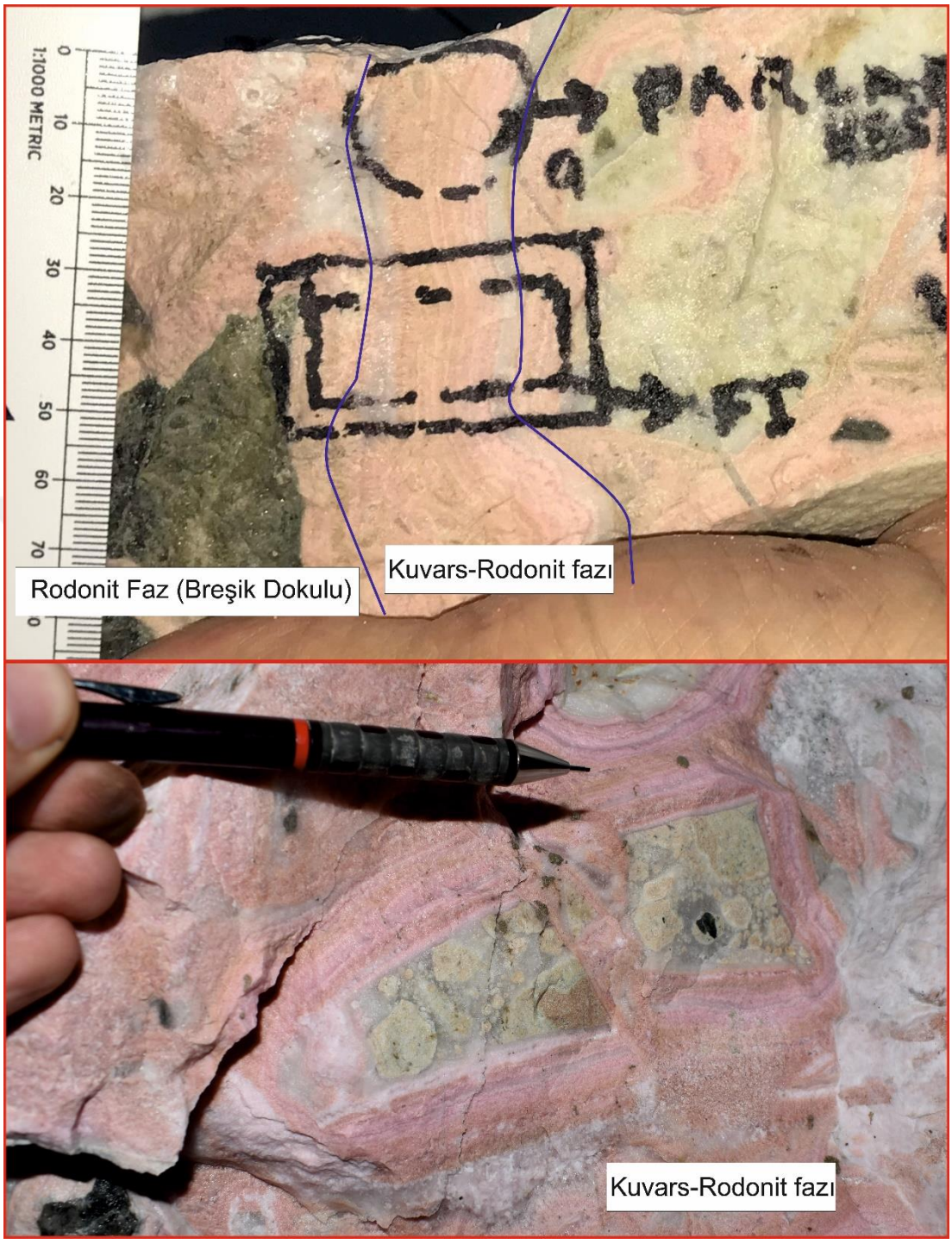
3.1.4 Kuvars-Rodonit

Rodonit fazı ile aynı özellik ve dağılıma sahiptir. Gelişimi ile ilişkili olarak dokusal ve mineralojik farklılıklara sahiptir. Benzer şekilde tüm damar bölümlerinde yaygın olarak gözlenir. Mangan silikatlı sistemin uç üyelerinden biri olan bu faz, yaş ilişkisi ne bağlı olarak "Rodonit" fazını üzerlemesi ve dokusal farklılıklar barındırması ile ayrılmaktadır. Ayrıca, ekonomik anlamda altın cevherleşmesi, silikat ve sülfit mineralleri ile ilişkilidir (Şekil 3.3).

Çoğu zaman bantlı ve kabuğumsu doku, ritmik mineral çökelimine bağlı olarak kuvars, rodonit, rodokrozit ve kalsitten yapılıdır. Sülfit minerallerinin, kuvars bantları içerisinde yoğunlaştığı gözlenir (Şekil 3.3).

Bu fazda, majör dokusal farklılıklar yapısal kontrole bağlı, damar içerisindeki minor dokusal farklılıklar, hidrotermal olayların işlevleri ile şekillendiği izlenir.

Parajenez, kuvars, rodonit, +/-rodokrozit, pirit ve kalsittir. Altın içeriği genellikle 1 ppm üstündedir. Epitermal akışkanın fiziko-kimyasal özellikleri altın çökelimini kontrol etmektedir. Optimum koşullarda altın 10 ppm üstüne çıktığı gözlenir (Karadag ve Oyman, 2019).



Şekil 3.3 Kuvars-Rodonit fazına ait örnek görseller (Kişisel arşiv, 2018)

3.1.5 Kuvars-Rodonit+Sülfit

Mangan silikatlı sisteme önemli oranda sülfit katılımı ile meydana gelen bu faz, sülfit ve silikatların karışımından meydana gelmektedir. Kendinden genç fazlardan,

sülfit oranı, dokusal farklılıkları ve göreceli yaş ilişkisi ile kolayca ayrılabilmektedir (Şekil 3.4).

Fazların oluşturduğu epitermal damarların özellikle kalınlıkları ve yaygınlıkları, yapısal kontrol ile ilişkilidir. Fay segmentasyonu ve segmentlerin bileşimi esnasında gelişen lokal stres alanlarında ve örtüşen fayların geliştirdiği fay rampalarının bulunduğu alanlarda önemli oranda kalınlık artışına sahiptirler. Bu yapısal kontrolle ilişkili olarak ortamda artan permabilite, fiziko-kimyasal koşullardaki denge ve optimum koşulların sürdürülebilirliği, altın çökelimi için önemli ortamı sağlar. Altın tenörünün, optimal koşullar altında 15-20 ppm üzerine çıktığı gözlenir (Karadag ve Oyman, 2019).

Altın, büyük ölçüde sülfit mineralleri ile ilişki olup, altın ile ilişkili en önemli sülfit minerali pirittir. Piriti altın ile ilişkisi açısından azalan oranda, galen, sfalerit ve kalkopirit takip eder.

Sülfit mineralleri içerisinde kapanımlar halinde gözlenen altının tane boyutu ve altının birlikte bulunduğu sülfit topluluğu, damarın farklı bölümlerinde değişkenlik göstermektedir. Örneğin, MOS'ta altın mineralizasyonu daha çok pirit ile ilişkili ve altın tane boyu 200 mikrona ulaşırken, altının SOS'ta pirit-galen-sfalerit ile ortak bir ilişki söz konusu olup tane boyu 50 mikrona ulaşmaktadır.

Parajenez, oluşum sırasına göre kuvars, rodonit, kalsit, pirit, galen, sfalerit ve +/- kalkopiritten meydana gelir.

Şekil 3.4 Kuvars-Rodonit+Sülfit fazına ait örnek görseller (Kişisel arşiv, 2019)

3.1.6 Sülfit

Kestanebeleni damar sisteminin, cevherleşme ile ilişki en genç fazıdır. Yapılan haritalama çalışmaları sonucunda, bu faza ait birbirleri arasında relatif yaş ilişkisi olan alt mineral topluluklarının varlığı saptanmıştır. Bunlar göreceli olarak erken evreden geç evreye; a) Kuvars-Sülfit, b) Baz Metal, c) Kuvars-Sülfit+Hematit ve d) Kuvars-Pirit-Manyetit-Hematit olarak sıralanırlar. Alt mineral topluluklarının, Kestanebeleni damarının bütün bölümlerinde gözlenmemektedir.

Altın, genellikle arseonopirit, pirit, galen, sfalerit ve kalkopirit mineralleri ile ilişkili olup, nadiren kuvars mineralleri içerisinde serbest tanecikler halinde gözlenmektedir. Sülfitlerle ilişkili altın oluşumlarının tane boyutları 20 mikrona ulaştığı gözlenmektedir. Silika içindeki serbest altın tane boyları 5-10 mikron civarında olduğu belirlenmiştir.

3.1.6.1 Kuvars-Sülfit

Kestanebeleni damarının birçok yerinde, mangan-silikatlı+/-sülfitli fazları üzerleyen altın açısından genellikle yüksek değer içeren önemli fazlardan biridir (Şekil 3.5).

Hidrotermal işlevler ile ilişkili olarak farklı dokulara sahip formlar mevcuttur. Parajenez, genel olarak pirit, galen, sfalerit, kalkopirit ve kuvarstan meydana gelir. Süksesyon parajenetik dizilimi izlemektedir.

Altınca zengin örnekler incelendiğinde, altının genellikle pirit ile ilişkili olduğu gözlenmiştir. Ayrıca, ortalama altın tane boyları 50 mikron ve üstünde olduğu gözlemlenmiştir. İlişki azalan oranda galen, sfalerit ve kalkopirit dizinimini izlemektedir.

Yaygın olarak MOS ve NOS'ta gözlenmektedir.

Şekil 3.5 Kuvars+Sülfit fazına ait örnek görseller (Kişisel arşiv, 2019)

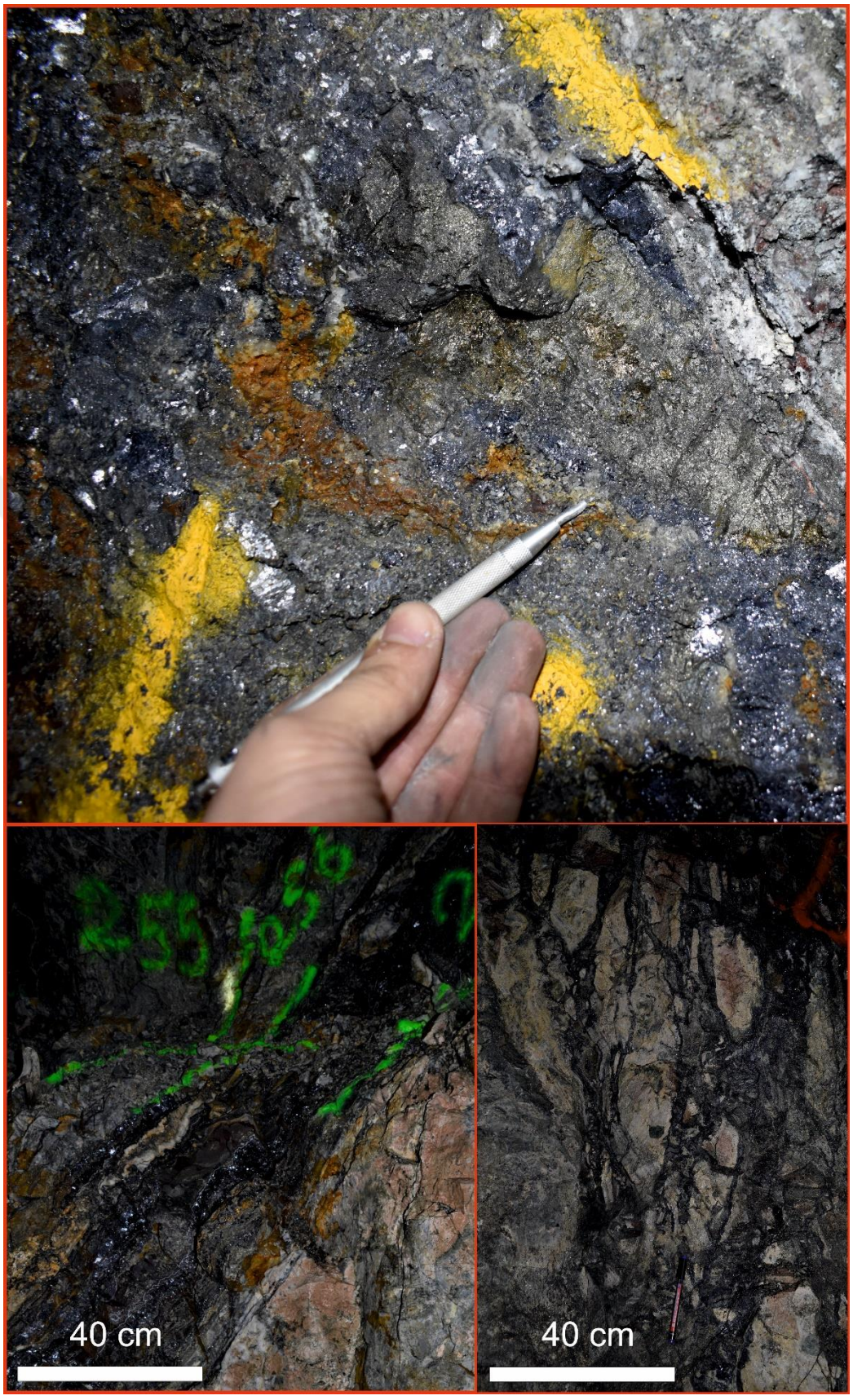
3.1.6.2 Baz Metal

Yaygın olarak MOS ve NOS'ta gözlenen bu faz, kuvars sülfitli fazların üzerine gelişmiştir. Masif doku gözlenen örnekler genellikle %70-%80 oranında galenden yapılıdır. Bantlı doku gözlenen örneklerde, pirit, galen, sfalerit ve kalkopiritin ardalanmalı çökeliminden meydana gelen doku ve yapılar mevcuttur. Az oranda, arsenopirit, hematit, pirotin, bornit, kalkozin-kovellin, gümüş mineralleri ve kuvarsın katılımı söz konusu olduğu örneklerde gözlenmiştir (Şekil 3.6).

Kayaç örnekleri analizlerinde, Ag/Au oranı en düşük 3 olduğu gözlenirken, gümüş mineralleri çoğu zaman galenler içerisinde kapanımlar halinde bulunmaktadır.

Ayrıca, yapılan çalışmalarda galenlerin gümüşün yanı sıra bizmut elementince zenginleştiği saptanmıştır.

Altın oluşumunun büyük oranda arsenopirit ve pirit ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Cevher mikroskobisi çalışmaları altın oluşumunun pirit ve arsenopirit ile yakın ilişkili olduğunu göstermiştir.



Şekil 3.6 Baz Metal fazına ait görseller (Kişisel arşiv, 2019)

3.1.6.3 Kuvars-Sülfit+Hematit

Genellikle yaygın olarak NOS'ta gözlenmekte olup, sülfit fazları içerisinde ayrılması güç olan bir cevherleşme fazıdır. Baz metal alt üyesini üzerlediği alanlarda ayrılabilmektedir. Kuvarsa, pirit ve galen eşlik ettiği örnekleri mevcuttur. Özellikle, kuzey cevherleşme alanında süperjen hematitin yaygın olması sebebiyle, hipojen-süperjen hematit minerallerinin makro ölçekte ayrımı zordur. Mikroskobik gözlemlere göre, faza ait olan hematitler hipojendir. Ortalama kalınlığı 10 ila 20 cm arasında değişkenlik göstermektedir.

Şekil 3.7 Kuvars-Sülfit+Hematit fazına ait görseller (Kişisel arşiv, 2019)

3.1.6.4 Kuvars-Pirit-Manyetit-Hematit

NOS'ta yapılan haritalama çalışmaları sırasında, tüm fazları üzerleyen manyetit-hematit damarcıkları gözlenmiştir. 1-2 cm kalınlığını aşmayan damarcık formundaki dolgularda merkezde manyetit gözlenirken, damarların sınırlarına doğru manyetitin hematite dönüştüğü bölümler gözlenmiştir.

Sadece NOS ta gözlemlenen bir fazdır.

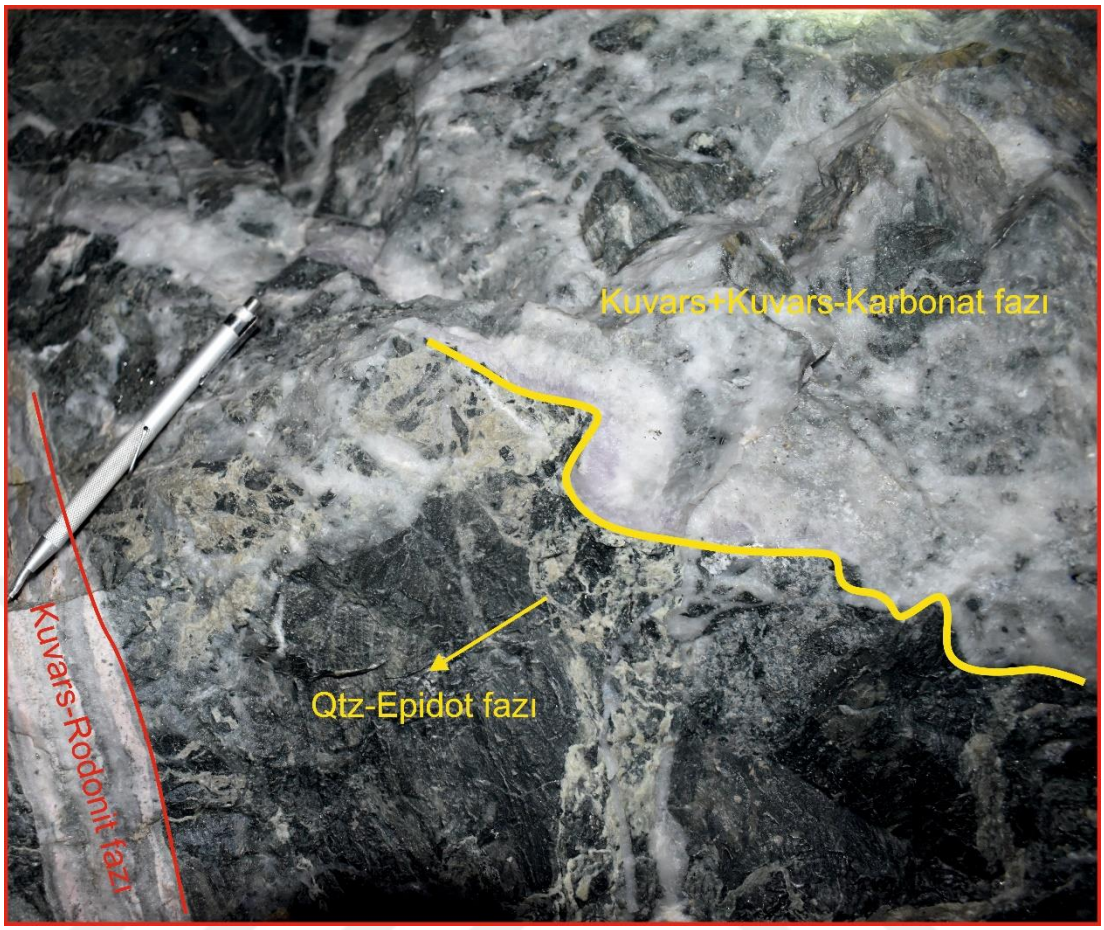
3.1.7 Kuvars-Karbonat

Kuvars ve karbonat mineral birlikteliğinin baskın olduğu fazdır. Karbonat grubu minerallerinden çoğunlukla kalsit ve rodokrozit yaygındır. Alt üyelerinin ayrımı ancak mineral oranı ve dokusal değişimler göz önünde bulundurulduğu koşullarda ayrıtlanabilir.

Sülfitçe zengin üyeleri yaygın olarak gözlenmez ve cevherleşmenin bütün aşamalarında görülebilmektedir.

Erken evre epitermal üyelerde şeker dokulu (Saccharoidal), sülfit mineral birlikleri eşliğindeki geç evre üyelerde ise bantlı ve kokart formlar yaygındır. Özellikle bantlı geç evre sülfit içerikli üyeler, altın çökelimi için potansiyel ürünler olarak kabul görür.

Geç evre sülfitçe fakir üyelerde taraksı ve bladed dokulu formlar yaygındır (Şekil 3.8).



Şekil 3.8 Geç evre Kuvars+Kuvars-Karbonat fazına ait örnek görsel (Kişisel arşiv, 2019)

3.2 Epitermal Doku ve Yapı

Epitermal sistemlerde dokusal özelliklerin tanınması, hidrotermal aktivite esnasında gelişen olayların ve cevher oluşum koşullarının-ortamının anlaşılmasında önemli bir basamaktır. Doku ve yapı kavramı özellikle birden fazla işlev ve süreçle ilişkili olduğunda karmaşık bir hal alabilir. Hidrotermal sistemlerde, kimi zaman tamamen hidrotermal akışkan basıncı işlevleriyle, kimi zaman ise yapısal kontrole bağlı olarak ritmik veya seçinimli mineral kristallenmesi sayesinde, kimi zaman ise sistemdeki fiziksel-mekanik ve kimyasal koşul-dengelerin değişmine bağlı olarak şekillenmektedir.

Kısaca, doku-yapıyı iyi anlamak ve tanımlamak hidrotermal aktivite süreçi boyunca gelişen olayların anlaşılmasında önemli bir basamaktır.

Efemçukuru epitermal sisteminde, makro ve mikro ölçekte birçok doku ve yapı örneği gözlenmektedir. Gözlenen tüm doku ve yapılar örnekler ile “BÖLÜM BEŞ – CEVHER MİNERALOJİSİ” ‘te incelenecektir.

BÖLÜM DÖRT
YAPISAL JEOLOJİ

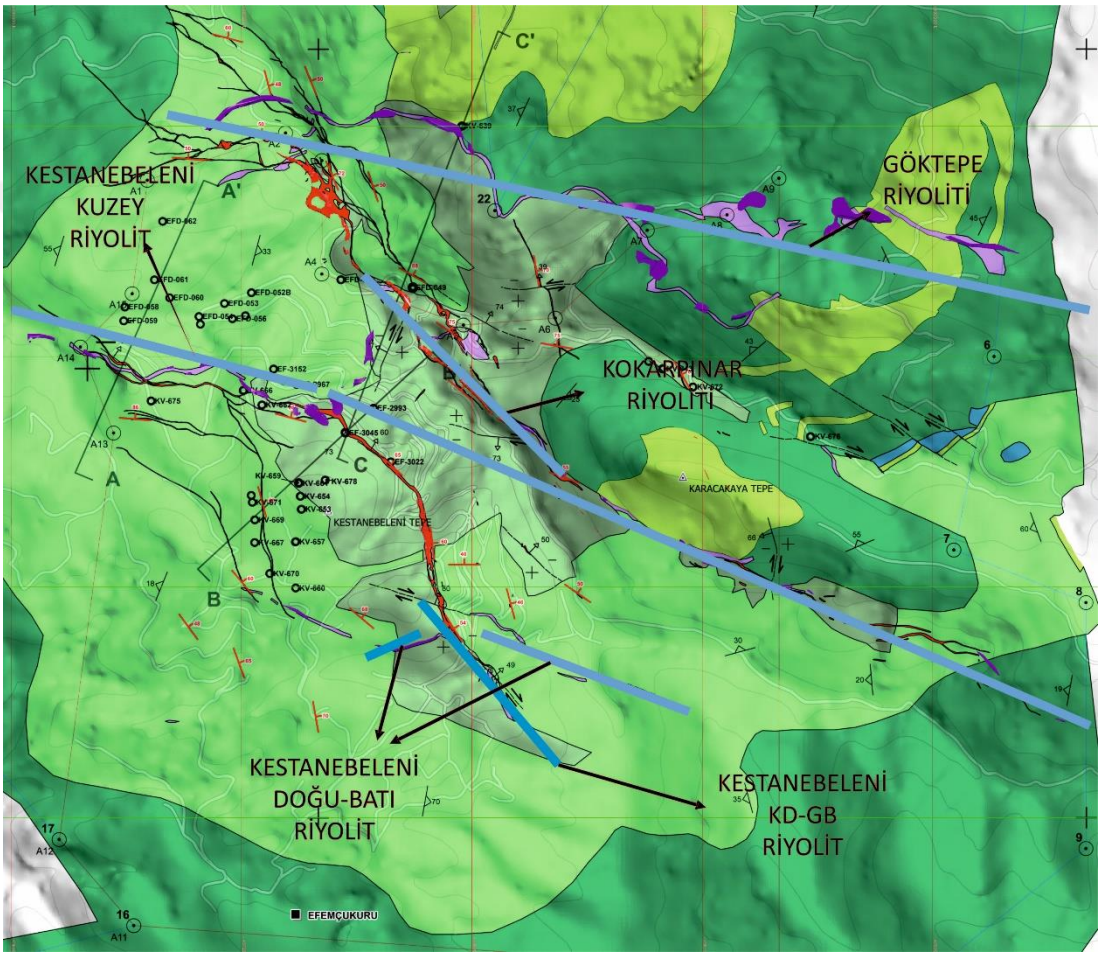
Tektonizma ve yapı, özellikle ekonomik cevher yığışımlarının yerleşiminde hayati bir öneme sahiptir. Birçok yapısal kontrol etkisinde gelişen hidrotermal cevher yatağında, fay, kırık ve çatlaklar formasyonlarda göreceli olarak geniş boşlukların oluşumunu sağlayıp, mineralizasyona ev sahipliği yapmaktır. Kimi zaman ise yan kayaç ilksel gözenekliliği ile ilişkili mineral yığışımları da gözlenmektedir.

Türkiye'de özellikle Batı Anadolu'nun güneyinde, kuzey-güney genleşme tektoniği ile ilişkili, yaklaşık batı-doğu uzanımlı grabenlerin oluşmaya başlaması, yaklaşık Geç Oligosen-Erken Miyosen başlarına denk gelmektedir. Aynı zaman diliminde, Menderes Masifinin yüzeylemesi ile ilişkili gelişen sıyrılma faylarının etkisi ile yaklaşık kuzey-güney uzanımlı yeni grabenlerin gelişimi de söz konusudur. Menderes Masifi'nin batı ucuna denk gelen ve aynı zamanda sıyrılma fayları ile kontrol edilmiş "Batı Anadolu Transfer Zonu" (Gessner, Gallardo, Markwitz, Ring ve Thomson, 2013) veya "İzmir-Balıkesir Transfer Zonu" (Okay ve Siyako, 1991) olarak tanımlanan alan, Miyosen ve Miyosen'den daha genç yaşlı magmatik ve hipabisal volkanik aktivite ile ilişkili hidrotermal maden yatağına ev sahipliği yapmaktadır. Benzer olarak Menderes Masifi'nin doğu ucunda kalan, (Karaoğlu ve Helvacı, 2012) tarafından "Uşak Muğla Transfer Zonu" olarak tanımlanan alan içerisinde de, ekonomik anlamda damar tipi hidrotermal altın cevherleşmeleri bulunmaktadır. Transtansional rejim ile ilişkili normal ve oblik fay zonları boyunca gözlenen yaygın magmatik aktivite, damar tipi mineralizasyonların gelişiminde etkili olmuştur.

Bu bölümde lokal olarak çalışılan Kestanebeleni damar sisteminin yapısal oluşum mekanizması ortaya koyulmaya çalışılacaktır. Cevherleşmeyi oluşturan yapısal elemanlar üzerinde yeterli kinematik veri gözlenmemesine rağmen, detaylı faz haritalamaları esnasında ortaya koyulan damar desenleri, yapısal gelişim mekanizması hakkında önemli bilgiler yansıtmaktadır.

Öncelikle, damar sistemindeki damar bölümlerinin ve alandaki riyolitik dayklarının ortalama konumları hakkında bilgi verilecektir.

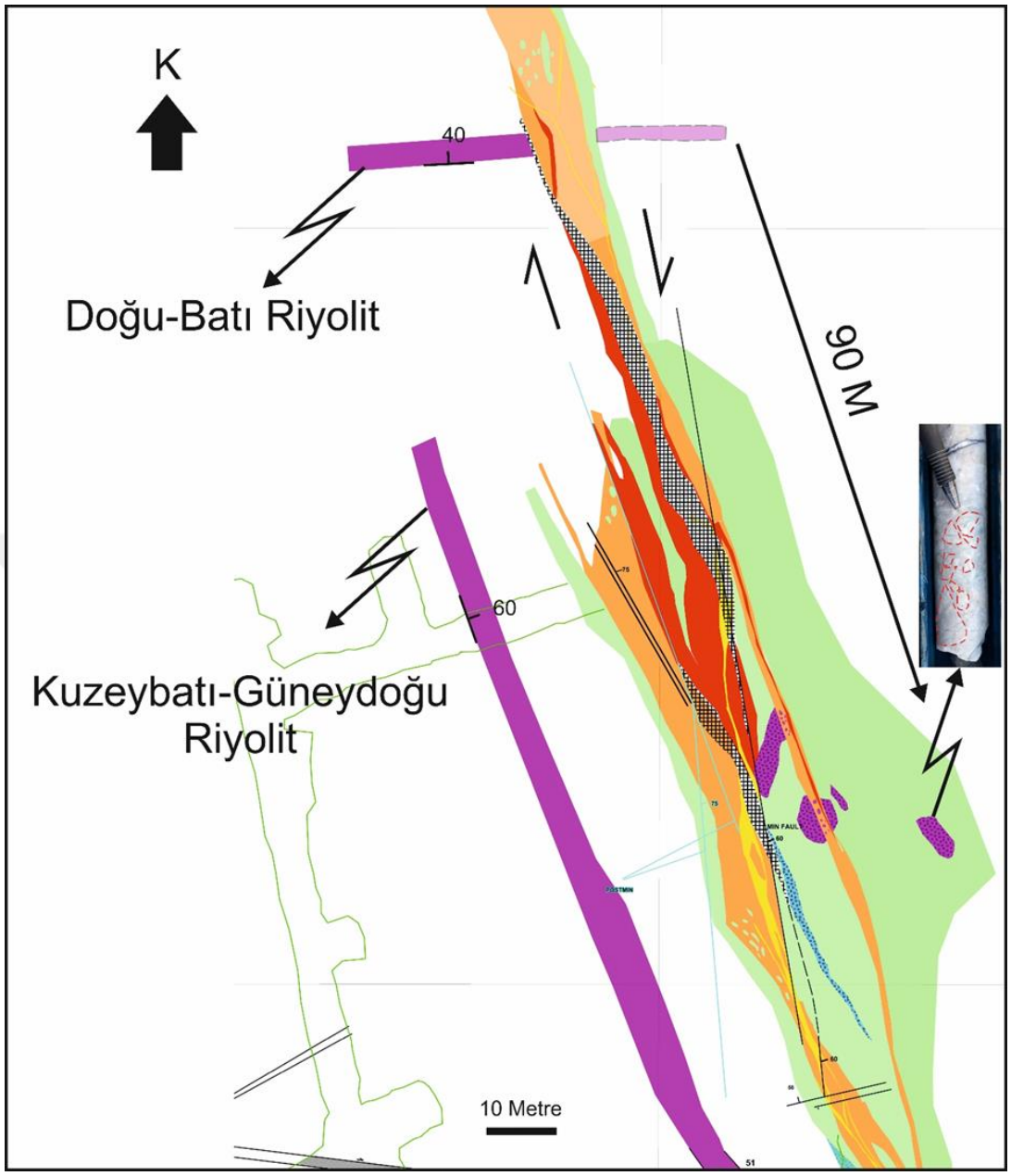
Sahada geniş yayılım ve uzanıma sahip riyolitik dayklar, cevherleşme öncesinde yerleşim sunmuştur. Bunlar, üç set halinde gözlenmekte ve genellikle doğu-batı ve kuzeybatı-güneydoğu uzanımlıdır. Kuzeyden güneye, Göktepe, Kokarpınar, Kestanebeleni olarak sıralanmaktadır (Şekil 4.1).



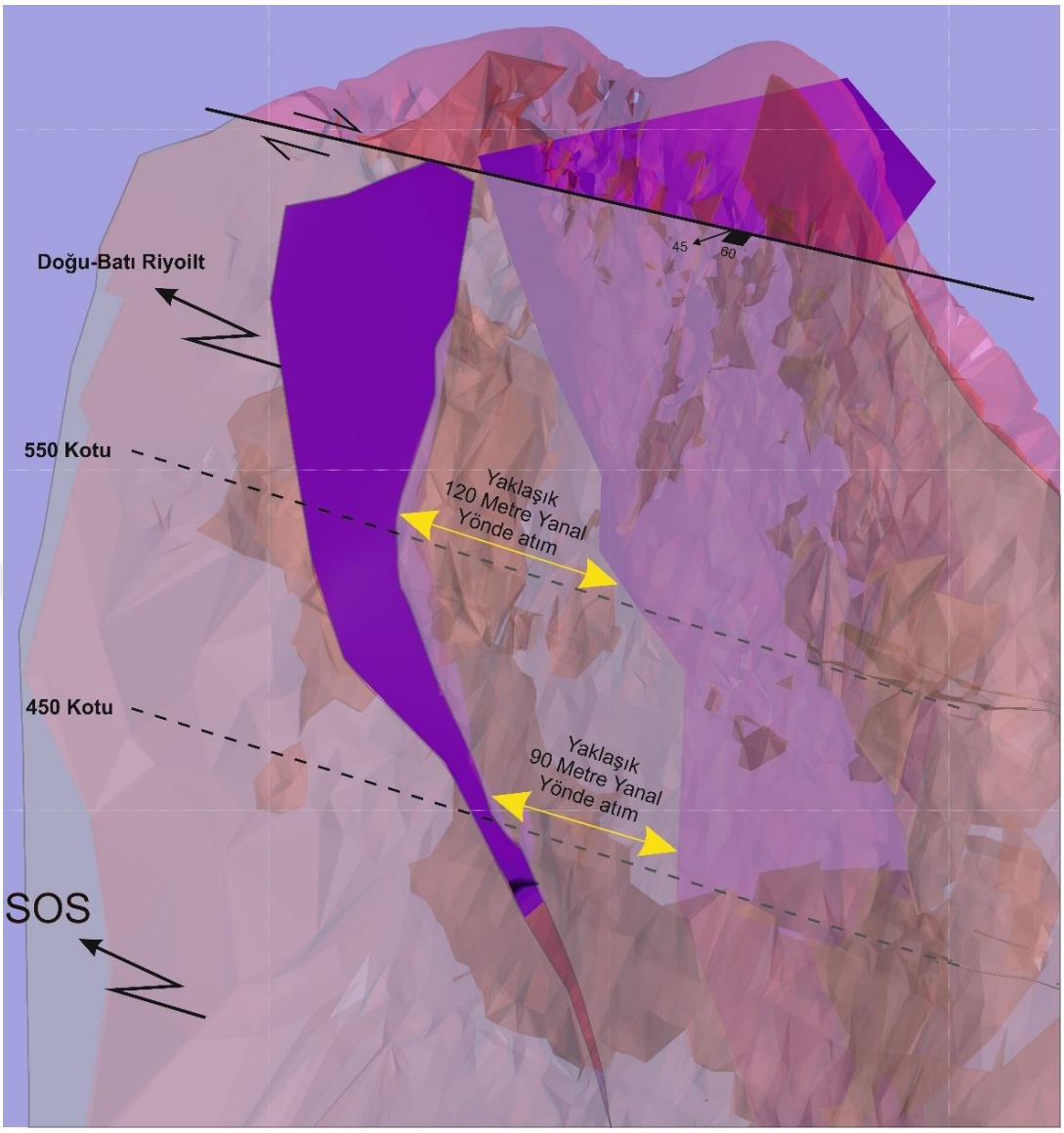
Şekil 4.1 Riyolit dayklarının yüzey jeoloji haritasında gösterimi

Göktepe Riyoliti, yaklaşık K48B doğrultulu olup, 50-60 derece kuzeydoğuya eğimlidir. Kokarpınar damar sisteminin kuzeyinde konumlanmaktadır. Kokarpınar Riyoliti, Kokarpınar Güney ve orta olarak iki parçadan oluşmaktadır. Kokarpınar Güney, yaklaşık K70B doğrultulu, 30 derece kuzeydoğuya eğimlidir. Kokarpınar Orta, yaklaşık K45B doğrultulu, 30 derece kuzeydoğuya eğimlidir. Bu iki parça, Kokarpınar Damarının yerleştiği faylar boyunca yanalda ve düşeyde ötelendiği de gözlenir.

Kestanebeleni Kuzey Riyoliti, Kestanebeleni Damar Sistemini kuzeyde sınırlamaktadır. Doğrultusu yaklaşık doğu-batı yönlü olup, eğimi 45 derece kuzeye doğrudur. Kestanebeleni Riyoliti, farklı doğrultulu 2 ayrı parçadan meydana gelmektedir. Biri yaklaşık doğu-batı doğrultulu, kuzeye 35-45 derece eğimli olarak Kestanebeleni damarının taban bloğunda gözlenir. Ayrıca SOS cevherleşmesinin yerleştiği fayın tavan bloğunda güneye doğru ötelendiği gözlenir. Durum ile ilgili yeterli kinematik veri olmamasına rağmen, durum üç boyutlu modelleme ve jeolojik haritalamalar ile ortaya koyulmuştur. SOS'un cevherleşme fayı, modellere göre sağ yönlü oblik olarak çalıştığı düşünülmektedir. Bu hareket sonucu Kestanebeleni damarının güney bölümündeki yaklaşık doğu-batı duran riyolitik dayk, yeraltında farklı seviyelerde 100 metrenin üstünde yanal olarak atıltığı gözlenir (Şekil. 4.3; 4.4). Diğeri ise SOS'ta damar ile yaklaşık paralel doğrultuda olup, 50-60 derece kuzeydoğuya eğimli olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.2).



Şekil 4.2 SOS'taki cevherleşme fayının yanal yöndeki hakeretini gösteren 450 kotu haritası



Şekil 4.3 SOS'taki cevherleşme fayının, doğu-batı Riyolit daykını öteleğini gösteren üç boyutlu model

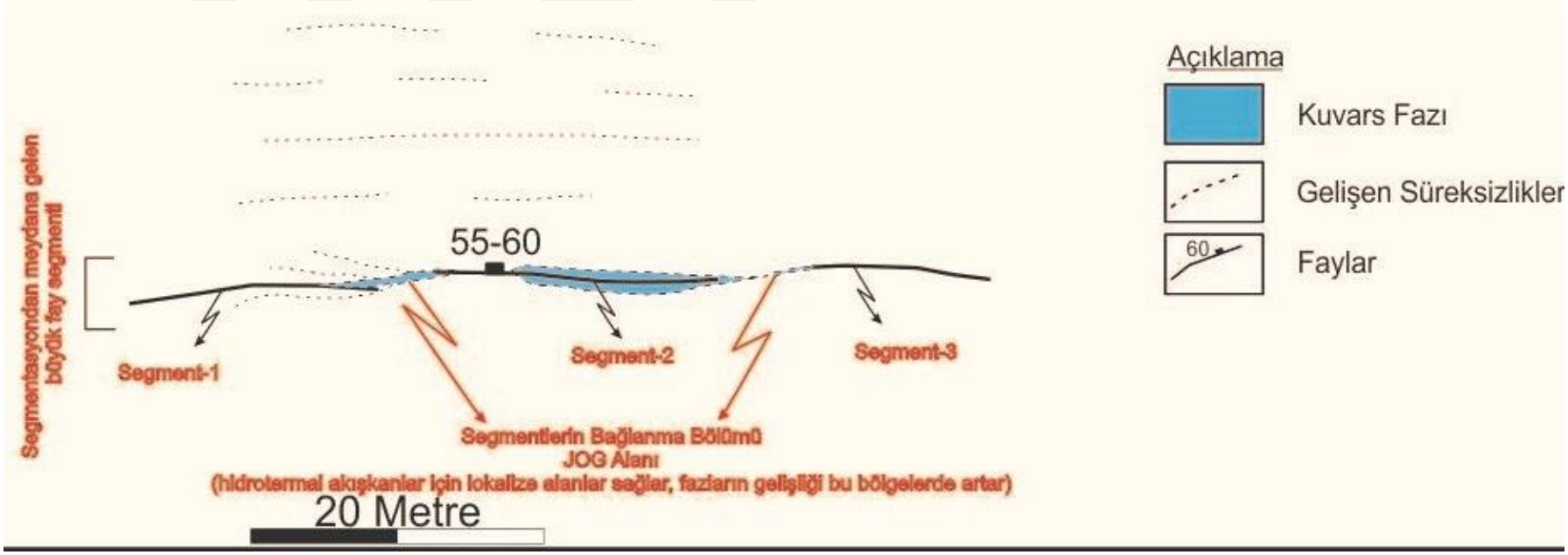
Sahadaki epitermal damar tipi cevheleşmeler, riyolitik dayklar ile benzer oryantasyonda ve daykların sınırladığı özel alanlar içerisinde gözlenir. Yukarıda anlatıldığı gibi belirgin relatif yaş ilişkisinin olması, riyolitik dayklar ile cevher damarlarının yerleşimi arasında zamansal bir farklılığın olduğunu ortaya koyar. Tüm gözlem ve çalışmalar, damar tipi cevherleşmelerin riyolit yerleşiminden daha genç olduğunu destekler. Özellikle yeraltındaki detaylı jeolojik çalışmalar, Kestanebeleni Damar Sisteminin yapısal kontrol etkisinde gelişen çok fazlı hidrotermal aktivitenin bir ürünü olduğunu gösterir. İlerleyen deformasyon süresince devam eden hidrotermal aktivite, ard arda gelişen farklı cevherleşme fazlarının varlığından sorumlu olmuştur.

Cevherleşme ile ilişkili yapısal elemanlar üzerindeki kinematik veriler, hidrotermal akışkanlar tarafından tahrip edilmiştir. Yeterli kinematik verinin bulunmaması, sistemin oluşum mekanizmasının açıklanmasını zorlaştırmaktadır. Bu sebeple daha uzun ve zor bir yöntem seçilerek, tüm epitermal fazlar haritalanmıştır. Çalışmalar sonucu ortaya çıkan damar desenleri yardımıyla oluşum mekanizmasına yaklaşım yapılacaktır.

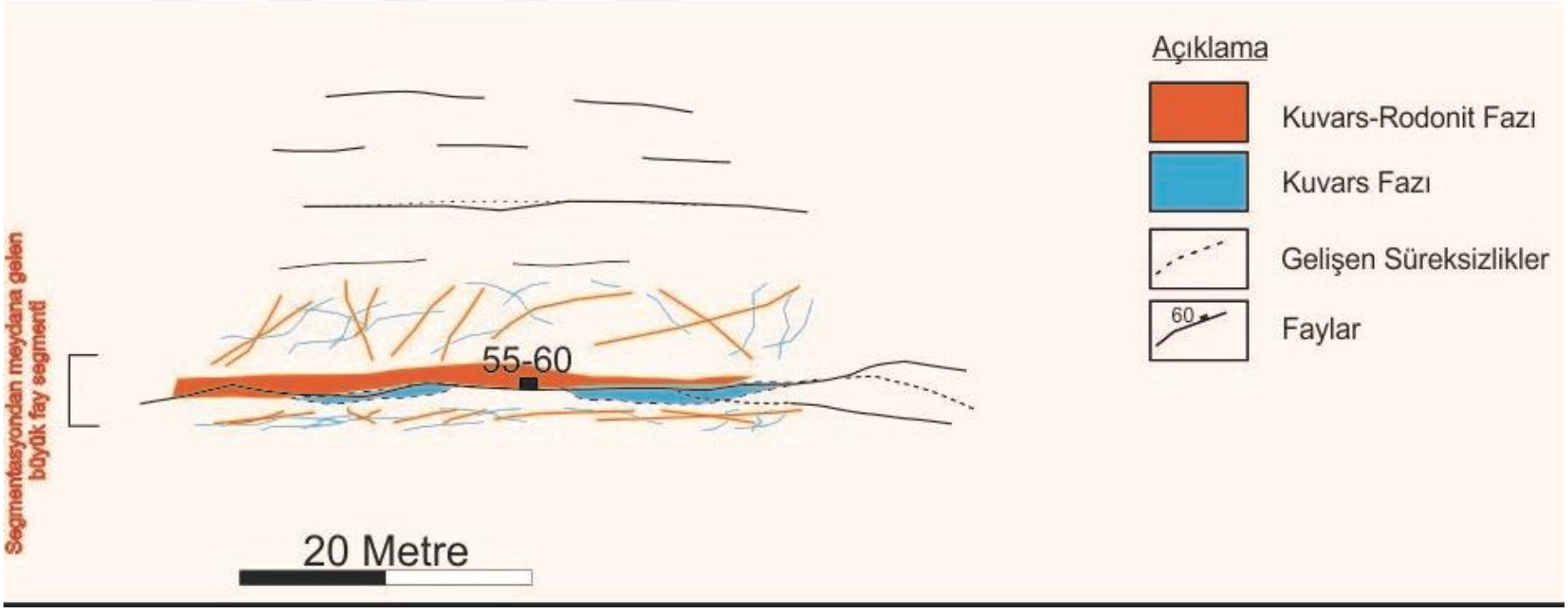
Sisteminin yapısal evrimi süresince, hidrotermal aktivitenin farklı veya benzer faz üyeleri kırık sistemlerine yerleşir. Bu durum göz önüne alındığında, öncelikle küçük fay parçacıklarının büyük fay segmentlerini oluşturduğu saptanmıştır.

Devam eden deformasyon etkisinde büyüyen fay segmentleri arasındaki çeşitli etkileşimler, kırık sisteminin gelişimini sağlar. Segmentler arasındaki ilişki ve etkileşim, cevherleşmenin boyutunu ve jeokimyasal özelliklerine doğrudan etki etmektedir. Etkileşime ve iletişime geçen izole kırıklar, özel lokal stres alanlarının gelişimini sağlar. Normal ve oblik faylanmalar ile kontrol edilen genleşme tektoniği etkisindeki alanlarda, örtüşen faylar boyunca fay ramplarının gelişimi gözlenmiştir. Fayların kesiştiği alanlarda ise, deformasyon daha geniş bir alana yayılır. Durumla ilişkili olarak, damar zonunda kalınlık artışı meydana gelir.

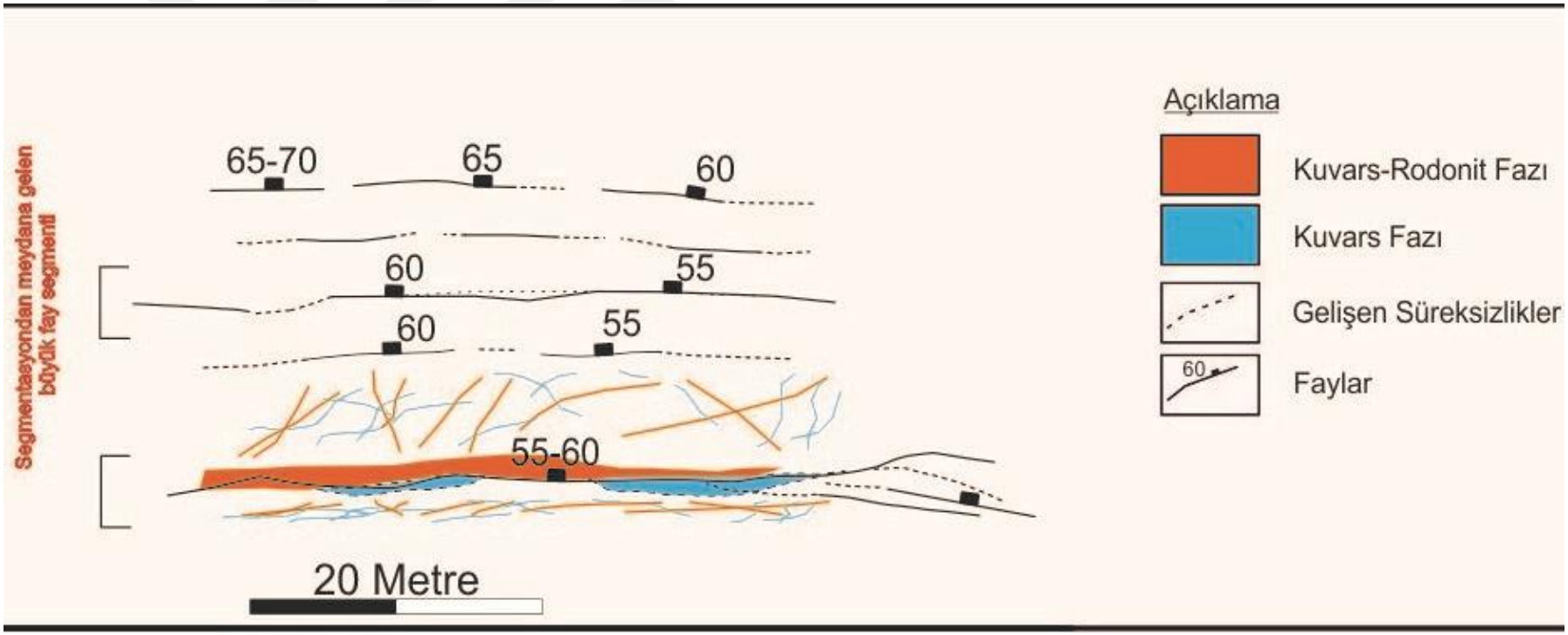
İlerleyen deformasyon etkisinde gelişen yeni kırık zonları, çoğu zaman daha genç epitermal faz üyeleri tarafından doldurulmaktadır. Farklı akışkan fazlarının oluşan yeni boşlukları doldurması, farkedilir bir kırık deseninin ortaya çıkmasında önem arz etmektedir. Damar fazlarının oluşturduğu desenler ve yapılan geometrik analizler, mekanizmanın gelişiminin açıklanmasına yardımcı olur. İlerleyen deformasyon ve zamana bağlı gelişim skeç çizimlerle ifade edilecektir (Şekil 4.5; 4.6; 4.7; 4.8; 4.9; 4.10; 4.11; 4.12; 4.13 ve 4.14).



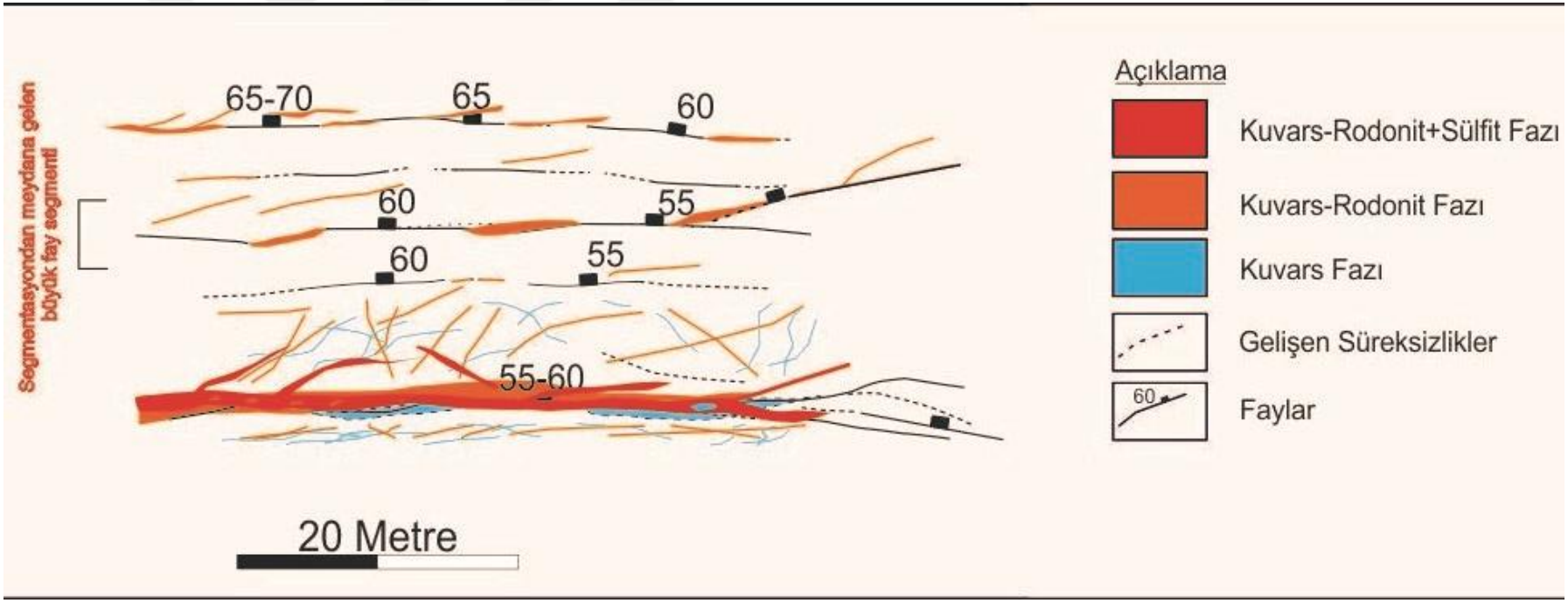
Şekil 4.4 Stres altında, kırıklanmanın başlaması ve fay segmentlerinin oluşumunun gösterildiği evre



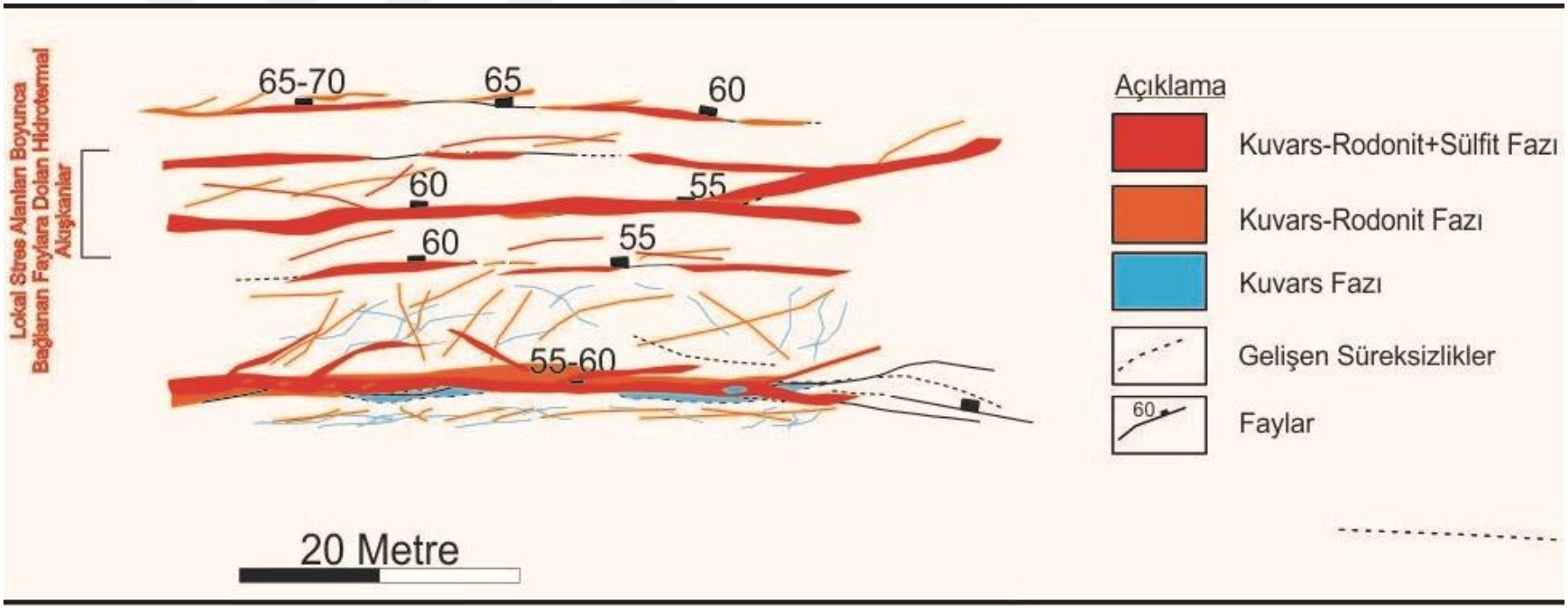
Şekil 4.5 İlerleyen deformasyon etkisinde yeni kırıkların oluşumu, büyüyen fay parçacıklarının segmentleri oluşturması ve birbirleri ile bağlanması sonucu jog alanlarının gelişimi. Oluşan yeni fay boşluklarına epitermal akışkanların dolarak damar ve stokvörk zonu geliştirmesi



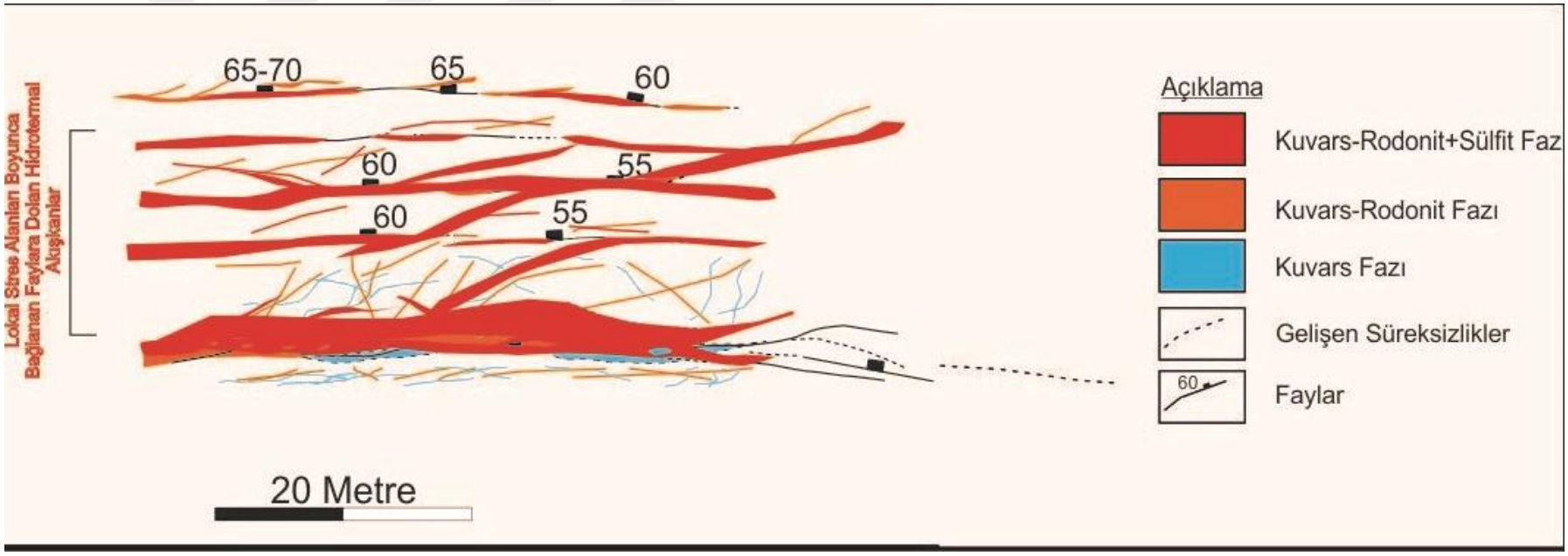
Şekil 4.6 Yeni süreksizlikler üzerinde artan stress etkisinde genç segmentlerin daha büyük fayları oluşturması



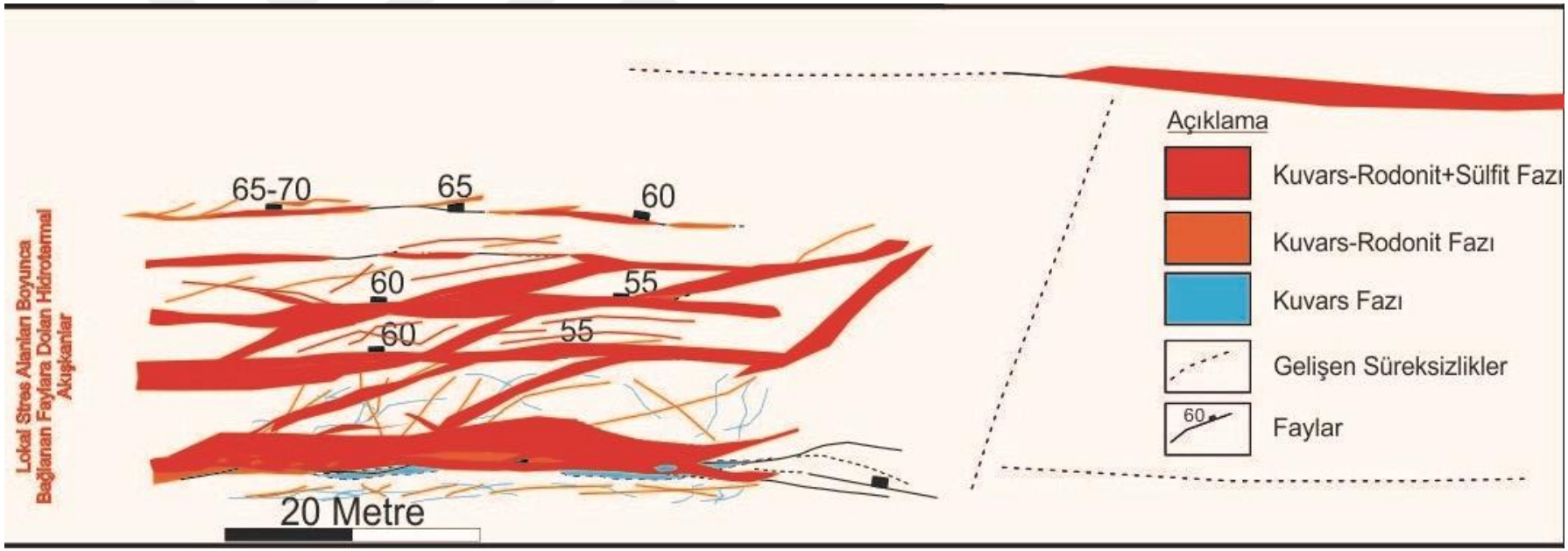
Şekil 4.7 Gelişen yeni faylara ve jog bölgelerine yeni epitermal akışkanların gelimi. Yeni damar fazlarının yerleşimi



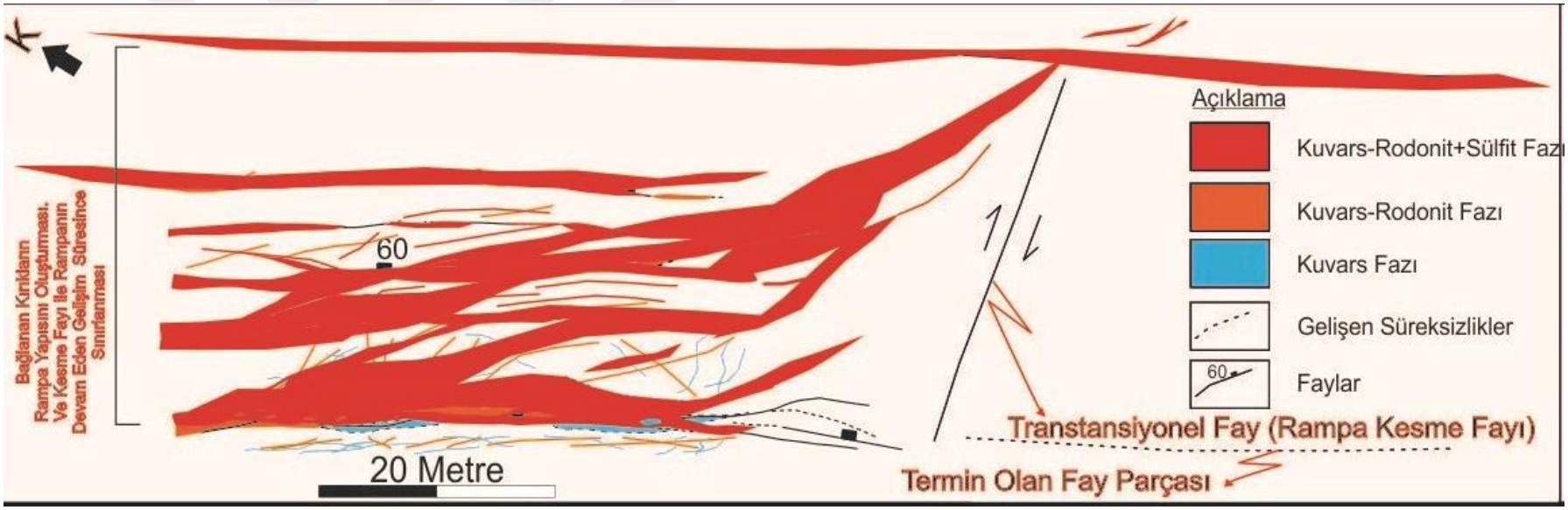
Şekil 4.8 Büyüyen faylar arasındaki lokal stress alanlarında genç rampa faylarının gelişimi ve Rodonit+Sülfitli akışkanların, rampa kırıklarını doldurması



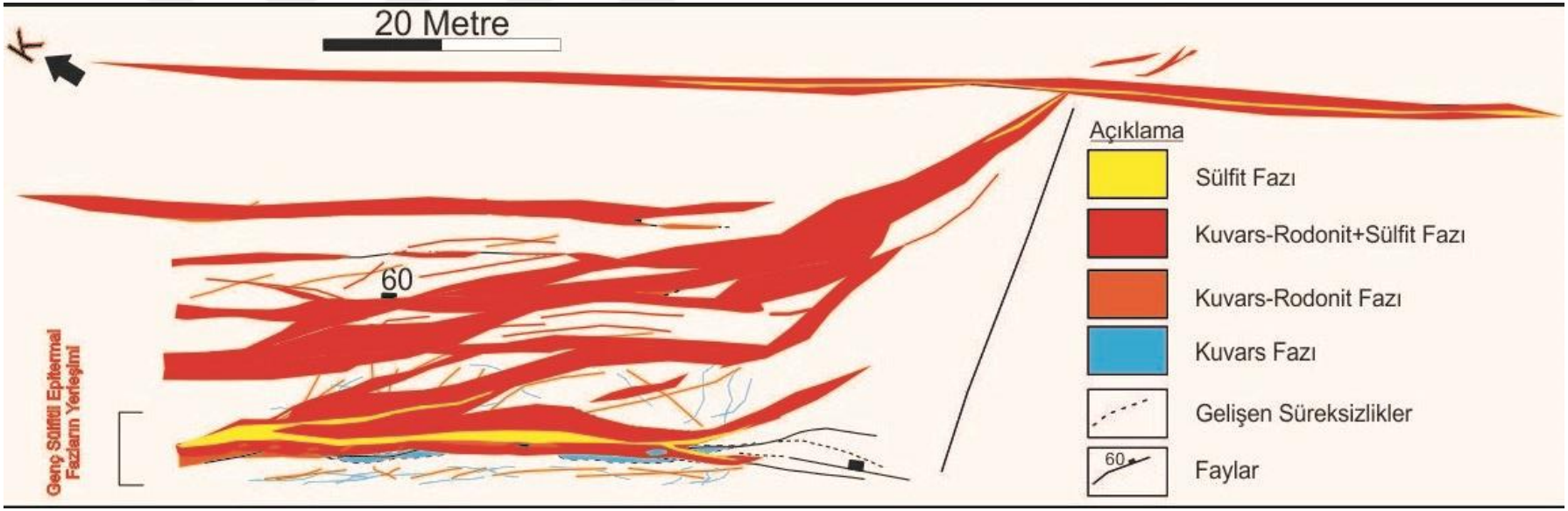
Şekil 4.9 Büyüyen faylar arasındaki lokal stres alanlarındaki küçük rampaların gelişerek büyük fay rampası oluşumuna sebep olması. Eş zamanlı olarak Rodonit+Sülfit damarlarının, gelişen kırıklara yerleşimi



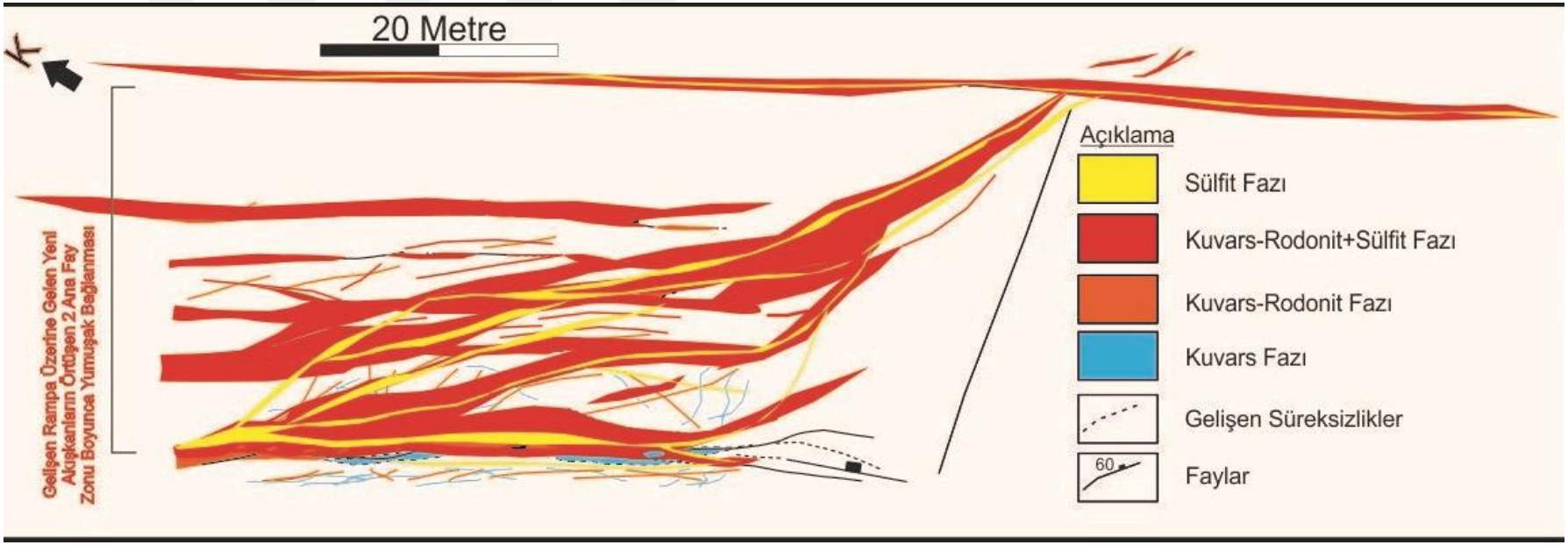
Şekil 4.10 Alandaki büyüyen yeni fayların gelişimi, örtüşmeye başlaması ve iki ana fay arasında büyük bir rampa yapısı oluşumu başlaması



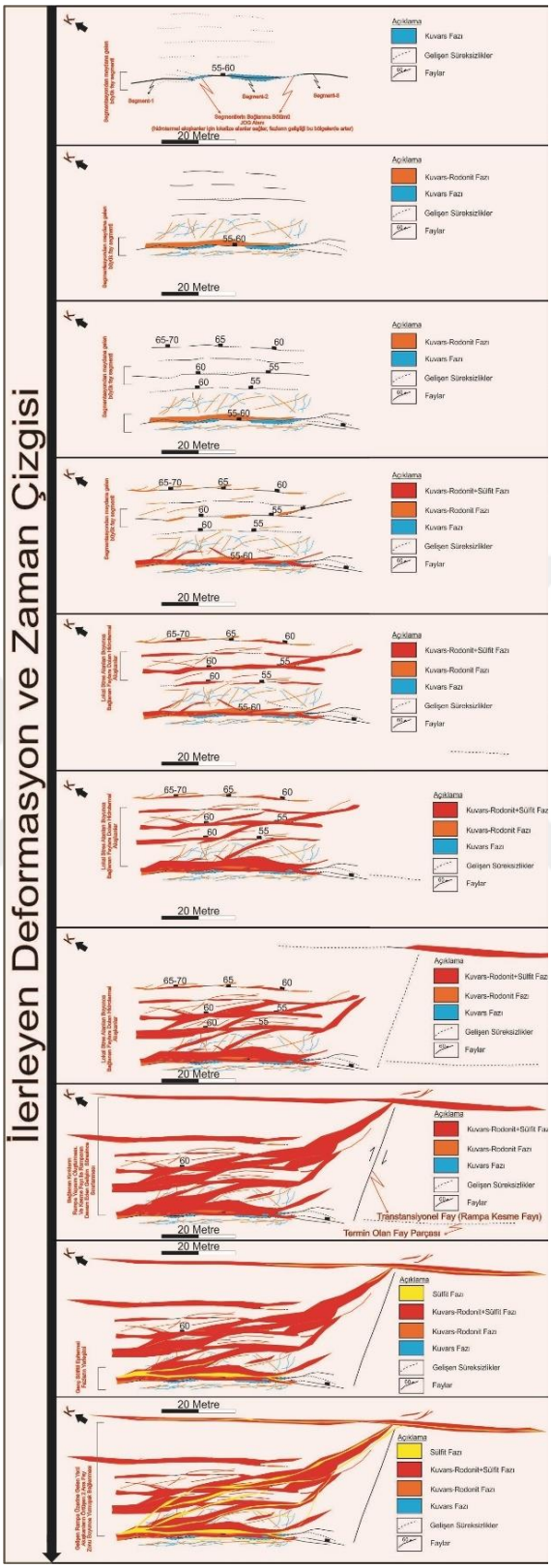
Şekil 4.11 İki ana eğim atımlı fay arasında rampa oluşumunun gelişmesinin gösterimi. İlerleyen deformasyon sürecinde stresin aktarılmasını sağlayacak olan yeni yanal bileşenli transtansiyon fayının gelişimi ve transtansiyonel fayın rampayı keserek “Hard Link” sert bağlanmayı oluşturması



Şekil 4.12 Stresin azalarak genleşmenin devam etmesi ve yeni gelişen süreksizliklere Sülfitli epitermal akışkanların yerleşimi. İki ana kırık arasında kalan bölgede yeni bir rampanın gelişmeye başlaması



Şekil 4.13 Bağlanan kırıkların “Soft Link” yumuşak bağlantı yaparak rampa oluşumunun tamamlanması



Şekil 4.14 Deformasyon etkisinde, kırık segmantasyonunun ve segmentlerin birbirlerine bağlanıp daha büyük fayları oluşturarak gelişimi. Sürecin ilerleyen deformasyon ve zaman içerisinde evriminin gösterimi

Ayrıca, yapısal kontrolün, oluşan yeni akışkan yolları ve lokal stres alanları boyunca, epitermal akışkanların fiziko-kimyasal özellikleri üzerinde de belirleyici rol oynadığı saptanmıştır. Konu ile ilgili detaylı bilgi sıvı kapanım bölümünde anlatılacaktır. Bu bölümde, Kestanebeleni damarı üzerinde gelişen örnekler anlatılacak ve tartışılacaktır. Konuya geçmeden önce kırık desenlerinin gelişimini kontrol eden diğer önemli işlev ve durumlar şunlardır;

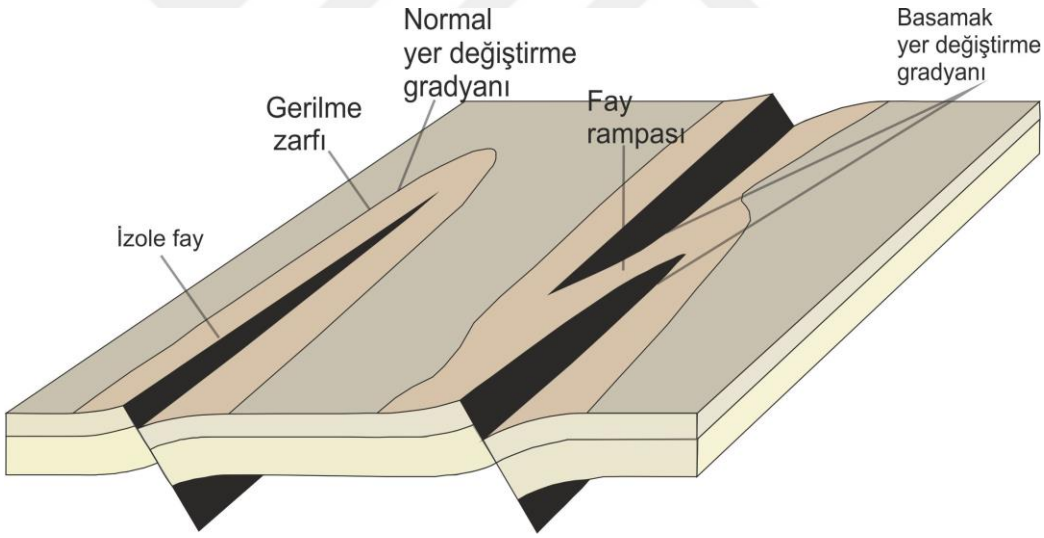
- Litolojik kontrol (Lito-Mekanik kontrol)
- Keşisen yapısal elemanların birbirleri arasındaki geometrik ilişki
- Örtüşen kırıkların, örtüşme miktarı
- Örtüşme ara mesafesi
- Etkileşimde olan yapısal elemanların kinematik özellikleri ve bireysel hareket mekanizması

Kayaçlar stres altında farklı davranışlar sergilemektedir. Eğer masif ve rijit özelliklere sahip bir kayaç stres altında, düşük litostatik basınç ortamında kırılgan deformasyona uğrayacaktır. Bu sebeple faylar tarafından kat edilen bu tip kaya formasyonlarında gelişecek olan kırık zonu, geniş fay boşluklarının oluşumunu sağlayacaktır. Efemçukuru cevherleşmeside bu kontrol etkisinde, geniş fay zonlarının gelişimi mümkün olmuştur. Hidrotermal akışkan bu alanlarda geniş damar zonlarının gelişimini sağlamıştır. Yan kayanın hornfels olduğu alanlarda durum anlatılan gibi olmakla beraber, fillitin yaygın olduğu alanlarda damar zonları dar ve ondülasyonlu bir formda gözlenir.

Normal fay rampa yapıları, bütün ölçekte fayların kesişimi veya büyümeleri esnasında kendi düzlemlerinin dışına çıkması ile gelişirler. Fayların büyümesinin en etkili yollarından biri de birden fazla fay parçasının ardışık oluşumu ve birlik oluşturarak gelişimi ile sağlanır. Bu ilerleyen faylanma gelişimi, üst üste örtüşen fayların hareketinden, gerilme birikimini kendi içine hapseden; tamamen parçalanmış deformasyon zonlarının gelişimine neden olur. Başlangıçta katmanların veya birimlerin bükülmesi ile başlayan süreç, kırıklanma ve yeni yardımcı faylanmalarla

devam eder. Bu küçük ölçekli yapılar, bireysel fayların meydana getirdiği normal şartlardaki deformasyon alanlarından çok daha karmaşık yön ve desene sahiptir. Örtüşen fayların kesilerek parçaladığı alanlarda eğimlenme veya bükülme meydana gelirken, kritik seviyede kırıklanma, lokal litomekanik koşullara bağlıdır. Ancak, deformasyonun ilerlediği süreçte, kesme fayının kırılmaya başladığı esnada, rampa eğiminin 10-15 derece olması yaygın olarak gözlenir (Fossen ve Rotevant, 2016). Rampa zonları, sadece yanal yönde akışkan dolaşımını sağlayan yollar yaratmaz. Aynı zamanda ileri derecede deformasyon gelişen bölgelerde düşey yönde akışkan dolaşımını sağlayan koşulları yaratır. Magmadaki karbondioksitin ayrılmasını sağlayan akışkan yollarını yaratan bu önemli sistemler, özellikle hidrotermal cevher yataklarının oluşumuna önemli oranda hizmet etmektedir.

Rampa ve transfer yapıları, fayların birbirleri ile etkileşime geçtiği alanlarda gözlenir. Gerilme veya yerdeğiştirme bir kırıktan diğerine aktarılır (Şekil 4.15).

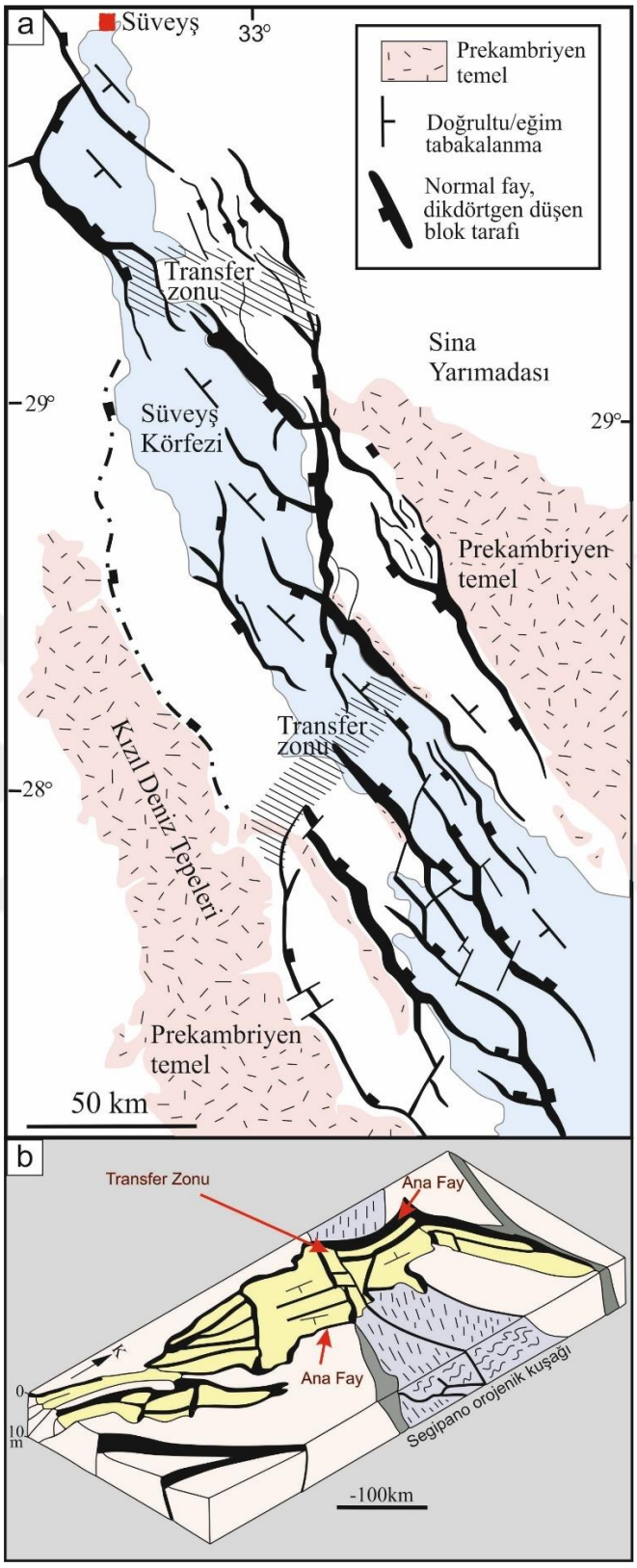


Şekil 4.15 Normal Fay Rampla yapılarının nasıl geliştiğini gösteren görsel. Sağdaki bölümde büyüyerek örtüşen iki fayın rampa yapısını oluşturduğunu ifade etmektedir. Soldaki bölümde ise izole fayın gelişimi gösterilmektedir

Bu yapılar özel sınırlı uzunlukta özel faylanmaların olmasına izin verir ve böylece doğrultu boyunca gerilme veya ötelenmeler meydana gelir. Aktarım rampaları ve transfer yapıları doğal olarak birçok ortamda ve farklı ölçekte oluşur. Birçok kırık popülasyonun büyümesi ile gelişir. Genellikle, kıvrımlı formasyonların gelişimi ve aynı zamanda kırıklanmanın, damar oluşumunun ve fay popülasyonunun arttığı her

tektonik rejimde gelişebilirler. Bununla birlikte, güncel kullanımı faylarla ilişkili olanlarıdır.

Transfer zonu ve yerleşim zonu sonraki çalışmacılar tarafından, genişlemeli kırıklanma olarak kullanılmıştır (Bosworth, 1985, 1987; Rosendahl, Reynolds, Lorber, Burgess, McGill, Scott, Lambiase ve Derksen, 1986; Morley, Nelson, Patton ve Munn, 1990; Gawthorpe ve Hurst, 1993). Bu alanlar, farklı karekteristiklere ve yapıya veya eğim yönüne sahip tipik olarak 100 km den büyük ölçekte yapısal ana hatlarla ayrılmıştır. Riftin bir kenarındaki transfer fayı geriliminin diğerine aktarılması, ve rift sistemlerindeki yarım graben sınır faylarına doğru sergilenen transfer veya yerleşim zonları için olan klasik modeler, Doğu Afrika Rift sisteminde gözlenmektedir. 1980'li yıllarda bu modeller düşük açılı sıyrılma fayları ile Bosworth (1985) ve Faulds ve Varga (1998)'de tasvir edilirdi. Geçmişte, listirik ve genişlemeli sıyrılma faylarına çok fazla odaklanılmasının sebebleri, jeofizik veya jeolojik datalara bağlı net gözlemler yapılmasıydı. Bunun olası sebebi, jeolojik kurallar üzerinden kesin kararlar vererek, bilinen yapılar üzerinden jeolojik yorumlar yapılmasıdır. Bununla birlikte çoğu transfer zonu, düşük açılı sıyrılma fayları ile ilişkili olmayıp, belirgin bir şekilde kavisli ana faylar tarafından kontrol edilmesi gerekmez. Rift sistemlerindeki transfer zonları birinci derece fay rampa yapıları olmakla birlikte aynı zamanda da içerdiği ikinci derece fay rampaları, yapısal jeoloji ve petrol jeolojisi açısından önemli yapılardır. Bu nedenle, teknik olarak temel fay rampaları olan transfer zonları, belirli ana fayların ve onların daha küçük parçalarının kontrol ettiği alanlardır. Rampa yapısı terimi basitçe, iki adet fayın veya bu fayların büyüyen parçalarının etkileşimi ile gelişen özel alanlar için kullanılır. Sonuç olarak, transfer zonları tipik olarak fay rampaları içerir.



Şekil 4.16 a) Mısır'daki Suez Rifti'nin yapısal jeoloji haritası, Bosworth (2015) tarafından yapılmıştır. b) Kretase yaşlı Tucano Rifti'nin üç boyutlu modelini gösteren görsel Milani ve Davison (1988)'den değiştirilmiştir

Onlarca yıldır rampa yapısı jeolojik terim olarak kullanılmamasına rağmen, ilk kez Larsen (1988) tarafından doğu Grönlve'ın Permiyen yaşlı kayalarında bir genişlemeli fay dizisinin haritalanması sonrasında keşifedilmiştir. Bu durumun ortaya koyulması ve açıklanmasına kadar geçen süreçte fay rampaları anlaşılamıştır. Bu süreçten sonra genişlemeli ortamlardaki fayların etkileşiminden oluşan alanlar için, fay rampası terimi kullanılmaya başlanmıştır.

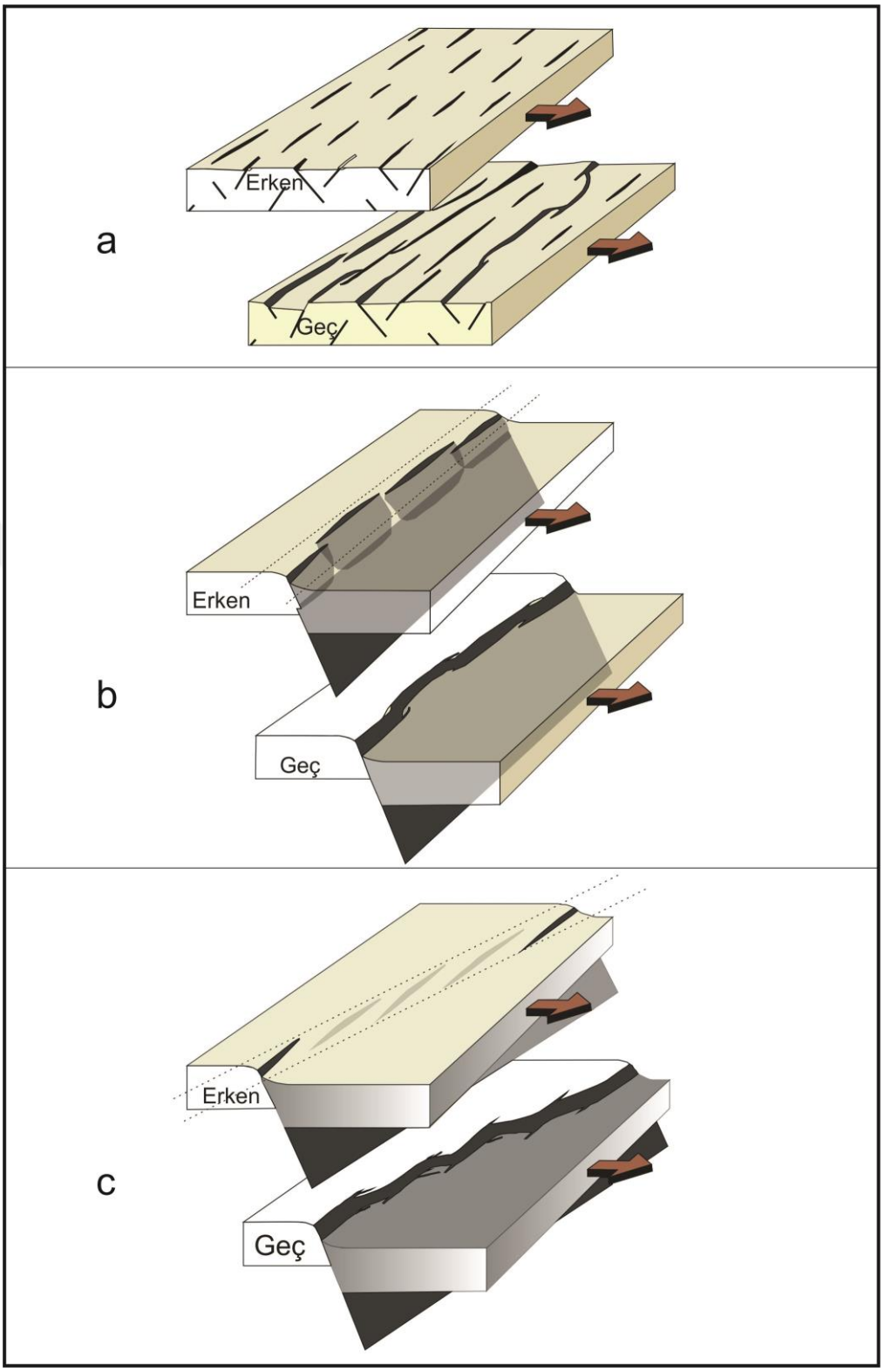
Büyük fay yapılarının gelişimi bir veya birden fazla birbirini izleyen mekanizma ile oluşturulur.

- Basit tip, büyüme ve birleşme veya başta izole olan fayların birleşmesi (izole olmuş fayların büyümesi).
- Düşey yönde önemli miktarda büyüme ve atım olmaksızın, fayların uzanımı boyunca hızlıca maksimum uzunluğa ulaşması.
- Yukarıdaki fayların bağlanmasını öneren mekanizma her iki mekanizma, fayların gelişim modelini açıklamaya çalışan birbirine rakip modellerdir. Aslında iki model de halen geçerli ve aynı bölge veya genleşme bölgesi için kullanılabilir modellerdir. Ve Fayların büyümesinin temsili için önerilen son modeldir (Fossen ve Rotevant, 2016). Her iki modelde doğada eşit kullanılabilir modeler olmakla birlikte, aynı bölge veya genleşme bölgesinde kullanılabilmektedir. Fayların büyümesinin temsili için önerilen modellerin son üyesini temsil etmektedir. Her iki modelde doğada eşit anlamda uygulanabilir olup, muhtemelen aynı bölge veya genişleme bölgesinde geçerlidir.

İzole olmuş fayların büyümesi olayı, doğal olarak heterojenliği olan litolojik birimlerdeki çok veya az birbirinden bağımsız bireysel küçük fay popülasyonlarından gelişen, uzun faylar ile meydana gelmektedir. Kum-kutusu deneylerindeki ortam, bağıl olarak homojen olarak deformasyon geçirecek silika jel veya kauçuk tabaka ile yapılan deneylerdir. Doğal örnekleri olarak, dayanıklı kaya birimlerinden oluşan bir sistem olacağını öngörürüz. Bu formasyonel birimler kumtaşı-kireçtaşı altta ve üzerine yumuşak veya daha viskoz birim olarak şeyl, tuz veya kırıntılı tortulların, evaporit dekolmanı üzerinde kayması gibi benzer doğal oluşumlu birçok örnek mevcuttur. Bu

tip ortamların sayısal modelleri, fayların birbirlerine bağlanması olayının küçük fay yapılarının büyüyerek etkileşime geçmesiyle oluştuğunu göstermiştir. Bu nedenle, izole olmuş fay büyüme modeli için sınır koşullar gerekir. Bunlar, göreceli olarak geniş bir alanda kırılmaya başlayan izole ve özel fayların oluşumu için yeterince homojen stres dağılımı gerekmektedir.

Bir diğer tutarlı model ise, gömülü bir fay boyunca gelişen reaktivasyon sonucu meydana gelmesiyle temsil edilir (Giba, Walsh ve Nicol, 2012).



Şekil 4.17 a) Bazı fayların büyüyerek diğerleri ile etkileşime girmesi, yeni faylanma popülasyonunu üremesini gösteren şekil. b) Temel kayaç kontrollü genleşme tarafından "en-echelon" faylarının temeldeki düzlemsel olmayan büyük bir faya bağlanmasını gösteren şekil. c) "Şekil b)" den farklı olarak genleşme yönünün değişimine bağlı olarak gelişen kırık bağlanma sistemini gösteren şekil

Bu gömülü aktif olmayan fayın hareketi ile üzerinde olan faylara lokalize olan bir stress yüklenir. Ve meydana gelen homojen olmayan genleşme ile ilişkili olarak, alttaki yaşlı fayda başlayan hareketle birlikte yukarıdaki faylar bağlanarak büyür birlikte hareket eder (Childs, Manzocchi, Walsh, Bonson, Nicol ve Schöpfer, 2009). Ayrıntılı olarak, mekanik katmanlanma fayın büyüme geçmişini karmaşıklaştırır. Örneğin, faylar taban bloğu üzerinde strese dayanıklı katmanlar (birimler) de başlayabilir, daha sonra düşeyde ve yanalda büyüyerek etkileşime girerek "enchelon" faylarına gönüşebilir (Jackson ve Rotevatn, 2013).

Bu modelin çeşitleri, en düşük sıkıştırma gerilmesinin (G3) yönü, bu yapılar boyunca kayma yerdeğiştirmeleri üreten temel faylarının doğrultusuna parallel olduğunda meydana gelmektedir.

Üzerindeki fay dizisinin açısal ilişkisine bağlı olarak, mevcut stres alanına göre, G3'e dik, dizinimli bireysel segmentlerden meydana gelme eğiliminde olacak (Şekil 4.17 c).). En güzel örneklerin gelişimi aktif volkanik alanlarda bulunmakta olup, Havai ve Iceland bunlara örnektir (Acocella, Gudmundsson ve Funiciello, 2000; Tentler ve Mazzoli, 2005; Podolsky ve Roberts, 2008). Aynı zamanda bu alanlar rift ve kıtasal sınırlardır (Giba ve diğer., 2012; Jackson ve Rotevatn, 2013). Faylardaki reaktivasyonun olup olmayacağı yeni stress alanina ve önceden var olan kırıkların yönüne ve büyüklüğüne bağlıdır. Bott (1959), bu nedenle herbir durumun katkısı lokal faktörlere bağlı olacaktır. Her iki durumda, bağlanmış fay sistemleri, bireysel segmentlerin birbirleri ile etkileşime girdiği ve bağlandıkları bir rampa formasyonundan meydana gelir. Bu tip durumların sonucunda, birden fazla özel küçük faylarların bağlanmasından meydana gelen büyük faylar oluşur.

Belirli bir fay popülasyonunda fayların etkileşime girme olasılığı sadece gerilmeye bağlı olmayıp bazı diğer faktörlere de bağlıdır. Örneğin, fay yoğunluğu, fay popülasyonundaki özel kümelenme ve fayların dağılımına, aktif olmayan fayların bağıl olarak büyümesine ve elastik gerilmenin büyüklüğü veya streslere bağlı fayların etrafındaki deformasyona bağlıdır (Cowie, Gupta ve Dawers, 2000; Walsh, Bailey, Childs ve diğer., 2003; Soliva, Benedicto ve Maerten, 2006). Bununla birlikte, deformasyona uğramış kayaçların hacmi boyunca çok veya az, rastgele dağılmış olmasına bağldır. Veya fay segmentasyonunun, derin kırıkların karmaşık dikey

yayılımının bir sonucu olup olmadığına Soliva and Schultz (2008), dayk yerleşimi geometrisi ile ilgili literatürde defalarca açıklanmış olan dayk saçaklarının (yerleşim şekli) bükülmüş geometriye benzer (Anderson, 1951; Delaney ve Pollard, 1981) (Şekil 4.17 c).). Sınır koşullar için, derine giden faylanmış alan veya kayaçların hacmi, bu açıdan önemli bir faktördür.

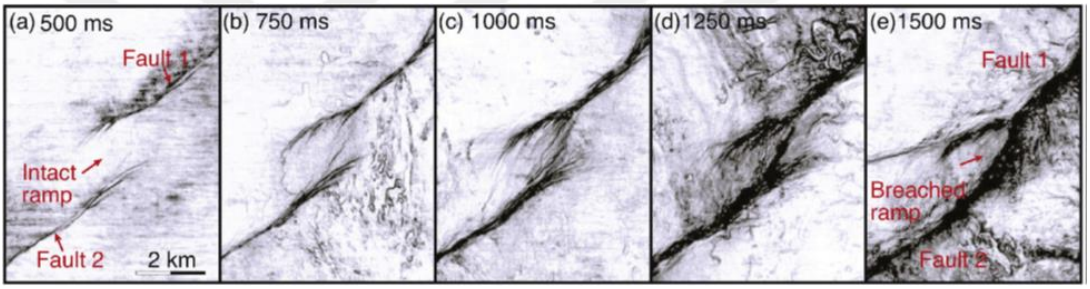
Popülasyondaki tüm fayların dizinimi veya dağılımı, kinematik sınır koşullar (reolojik ve katmanların mekanik özellikleri) tarafından kontrol edilir. Kinematik sınır koşulları derken, deformasyon geçirmiş kayaçlar veya sedimanlardaki gerilmenin büyüklüğü ve tipi üzerindeki kontroller kastedilmektedir. Sınır koşulları fiziksel modellerde olduğu gibi kum kutusu deneyinde kolay gözlenir. Doğada, deforme olmuş sedimanter istifin temel kayaları veya sıyrılma veya tuz katmanının temel kayaları veya lokasyonun süreksizlikleri ve mekanik olarak zayıf eski faylar ile heterojenliği, oryantasyon ve dizinimin potalsiyel olarak etkisi ve yüzeydeki dağılımı (Şekil 4.17 b) ve c).).

Öncelikle iki yarı parallel olan fay segmentleri yeteri kadar yakınlaşır, etkileşimleri başlar (Şekil 4.15). Bu durum fay parçacıklarının uçlarının geçici olarak durması veya geciktiğini, örtüşen zonlarda fay uçlarının kıvrılması, yardımcı kırıkların kompleks zonlarının gelişimi (faylar, kırıklar, deformasyon bantları) ve rampa oluşumu tarafından belirtilir. Rampa, fayların örtüştüğü alanlarda düşey yer değiştirmenin gelişimi sonucunda oluşur. Fay uçlarının etkileşimi, söz konusu fay uçlarının yırtılma-büyüme hızının düştüğünü ifade eder. Ayrıca, fay ucu bölgelerindeki yüksek yerdeğiştirme oranı rampanın, fayların eğim yönünün kinematiği ve dizilimi ile kontrol edilen iki fay segmenti ile oluştuğu üzerinde durulmaktadır.

Fay popülasyonunun büyüme süreci boyunca fay uçlarının etkileşimin anlaşılmasındaki kritik önemli olan, iki fay segmentinin arasındaki uzaklık ve yakınlıkla ilişkilidir. Mekanik olarak bu kritik uzaklık, stresin çevredeki faylar ile azaldığı zonlar ile ilişkilidir. Bu gibi durumlarla bölgedeki stresin düşmesi Willemse, Pollard ve Aydın (1996) tarafından keşfedilmiştir. Gupta ve Scholz (2000) tarafından yapılan modelde, örtüşen fayların stresinin düştüğü alanlarda gelişen fay büyümelerinin yavaşladığı onaylanmıştır. Fay büyüme hızının düşmesi sonucunda, yukarıda bahsi gecen eğik bir yerdeğiştirme profilinin gelişimi fayların örtüşme

bölgesine doğru ortalama yerdeğiştirme, izole fay uçlarından 2.5 kat daha fazladır. Yerdeğiştirme gradyanı profilinin dikleşmesi, örtüşen fayların içindeki stresin düştüğü alanlarda yeni fayların üremesi, fayların uçlarındaki gerilme konsantrasyonunu yükseltir. Rampa içi stresin düşmesini sağlayan fayların oluşması, ana faylar üzerindeki stress artışına sebebiyet verdiği için ana faylardaki deformasyon ve kırılma sürekli hale gelmektedir. Bu sebeple bu deformasyonun devamını sağlayan tetik mekanizması, çok önemli yeni bir sürecin gelişmesine de katkı sağlar.

Ancak bazı kritik stres düşmelerinde fayların üremesi durur. Bunların sonucunda gelişen "soft-linked" fay rampası veya devam eden stresler varsa fay sistemleri tarafında transfer zonları, kesilmiş fay rampaları "hard-linked" oluşur. (Walsh ve Watterson, 1991) (Şekil 4.18).



Şekil 4.18 İki adet fay parçasının örtüşmesi sürecini ve süreç boyunca fay rampasının zamana bağlı gelişimini gösteren harita görüntüsü. a) Birbirlerine doğru büyüyen iki fay. b) örtüşerek etkileşime geçmeye başlama aşaması. c) büyümenin yavaşlaması ve devam eden etkileşimle fay rampasının gelişmi. d) Rampa üzerinde deformasyonun iyice ilerlemesi. e) Rampanın tamamen kesilerek iki fayın birbirine bağlanması "hard linked" ve birlikte çalışması (Giba ve diğer., 2012)

Eğer her iki fay ucu aynı anda büyürse, uçlar birbirlerinin stres düşme bölgesi tarafından etkilenirken her iki uç gradyanları dikleşir.

Aktarım rampaları, kesilmiş veya kesilmemiş olanlar, tipik olarak akışkanların düşeyde taşınması için önemli potansiyel yolları temsil eder. Fay rampalarındaki artan yapısal kompleksleşme ile faylanma ve kırık artışı çok geniş oryantasyon aralığında olması sonucunda olur. Kompleksleşme tek ve izole faylarla ilişkili rampalarda daha azdır. Yerkabuğunda ki sıvı taşınımı üzerindeki önemli kontrol, rampa zonları ile temsil edilir. Bu nedenle rampa zonları, kabukta sıvı taşınması üzerinde önemli bir kontrolü temsil eder. Bu durumdan farklı tip akışkanlar etkilenir. Bunlar şöyle

sıralanabilir; Hidrokarbonlar, karbondioksit ve diğer uçucular, hidrotermal akışkanlar, metamorfik akışkanlar, magma ve yeraltısularıdır.

BÖLÜM BEŞ
CEVHER MİNERALOJİSİ

Efemçukuru epitermal yatağı, önemli oranda altın ve gümüş içeren çeşitli gang minerallerine sahip yapısal kontrollü bir damar tip cevherleşmedir. Batı Anadolu'daki epitermal yataklar içinde de, farklı mineralojik özelliklere sahip olmasıyla öne çıkmaktadır. İlk bakışta Efemçukuru cevherleşmesi, hem düşük hemde ortaç sülfidasyona tip yataklara ait karakteristik mineral topluluklarını içeren, polimetalik cevher yığışımlarına sahip olma özelliğiyle göze çarpmaktadır. Çoklu fazlı hidrotermal aktivite ile ilişkili olarak gelişen damar tipi oluşumlar, birbirini sistematik olarak üzerleyen farklı mineralojik özelliklere sahip epitermal fazlar içermektedir.

Daha önceki bölümlerde de bahsedildiği gibi Kestanebeleni Damar Sistemi'nin bölümlenmesinde, gang ve cevher mineral dağılımı önemli rol oynar. Damar Sistemi boyunca mineral dağılımı farklılıkları ve aynı zamanda jeokimyanın değişmesine bağlı, değerli metal jeokimyasının da doğrudan etkilendiği göze çarpmaktadır. Cevher içeren önemli minerallerin yapısındaki değerli elementlerin; altın, gümüş, çinko, kurşun, bakır, demir, sülfür vb., birbirleri arasında belirgin bir ilişkinin olduğu gözlenir. Bu nedenle, cevher yatağındaki değerli metallerin seçinimli olarak mineralojik kontrol etkisinde dağılımı, gerek madencilik açısından gerekse akademik açıdan önem arz etmektedir.

Özellikle işletilen bir maden ocağında, kazanımı sağlanacak olan değerli metalin ilişkili veya bağlı olduğu mineral ve/veya mineral birliğinin saptanması başlıca yapılması gereken işlemlerden biridir. Cevherleşmenin tipi, oluşumu ve gelişimi ne kadar önemli olsa da üretimin verimli olabilmesi doğrudan cevher minerolojisi ile bağlantılıdır. Bu sebeple metal kazanımını sağlayan tesislerin, dizayn aşamasındaki en önemli kıstaslarının başında mineraloji gelir.

Kestanebeleni Damarı daha önceki bölümlerde de anlatıldığı gibi çeşitli kontroller altında gelişmiş, hem geometrik olarak hemde jeokimyasal olarak farklı özelliklere sahip olan dört ana bölümde incelenmiştir. Damarın güneyi mangan-silikat baskın komposizyonda jeokimyasal özelliklere sahipken, kuzeye gidildikçe belirgin baz metal sülfit artışı ile karakterize olan bölümlere geçiş yapılır.

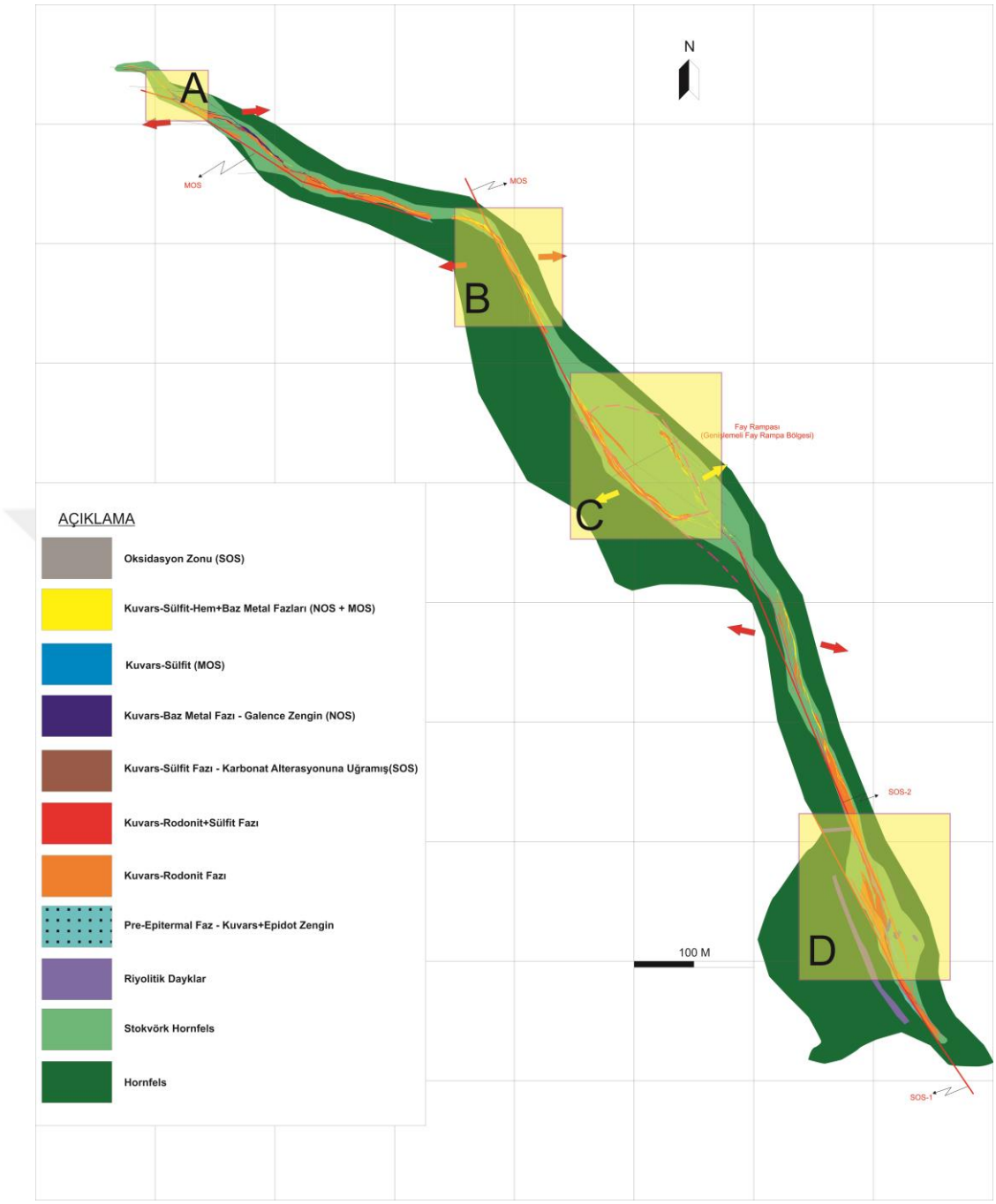
Kestanebeleni altın mineralizasyonu, mangan-silikat ve sülfit mineralleri ile ilişkilidir. Sülfitlerle ilişkili refrakter altın zenginleşmesi, yatağın işletilmekte ve keşfedilmiş olan bölümlerinde ihmal edilecek düzeydedir.

Altın, sülfit mineralleri içerisinde çeşitli boyut ve formlarda kümelenmiş veya bireysel kapanımlar halinde gözlenmektedir. En önemli temsilci pirit olup, galen, sfalerit ve kalkopirit olmak üzere azalan oranda genelleştirilebilecek bir ilişki söz konusudur. Diğer bir önemli grup ise, genellikle silikat ve sülfit mineralleri sınırları boyunca çeşitli form ve boyutlarda bireysel veya kümelenmiş serbest altın taneleri ile karekterize olmaktadır. Yaygın altın mineralleri nabit ve elektrumdur.

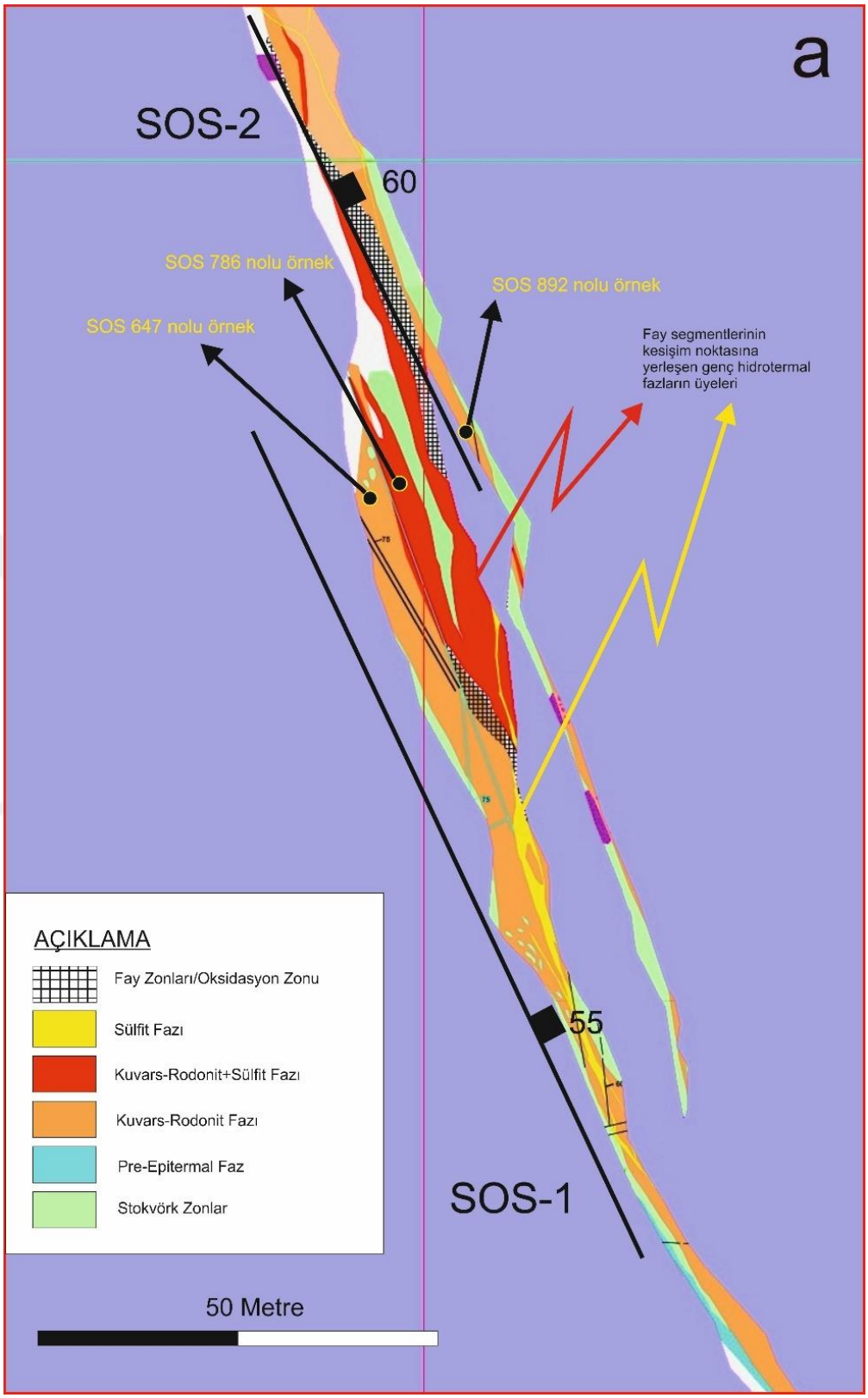
Jeolojik haritalama çalışmaları esnasında, cevherleşmeyi oluşturan epitermal akışkanların fiziko-kimyasal koşullarını belirlemek amacıyla örneklemeler yapılmıştır. Bu süreçte ölçümlerin hedeflenen sonuçlara ulaşması amacıyla, altının ilişkili olduğu mineral fazlarının belirlenmesi ve incelenebilmesi için cevher mikroskobisi çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Ayrıca incelemeler esnasında, bazı minerallerdeki beklenenin dışındaki renk ve yansıtma gücü farklılıkları ile karşılaşılmıştır. Bunun yanında mineraller içinde tanımlanamayan kapanlanmış minerallerinde gözlenmesi sebebiyle, elektron mikroskobisi çalışmalarıda gerçekleştirilmiştir.

5.1 Makro Örnekler

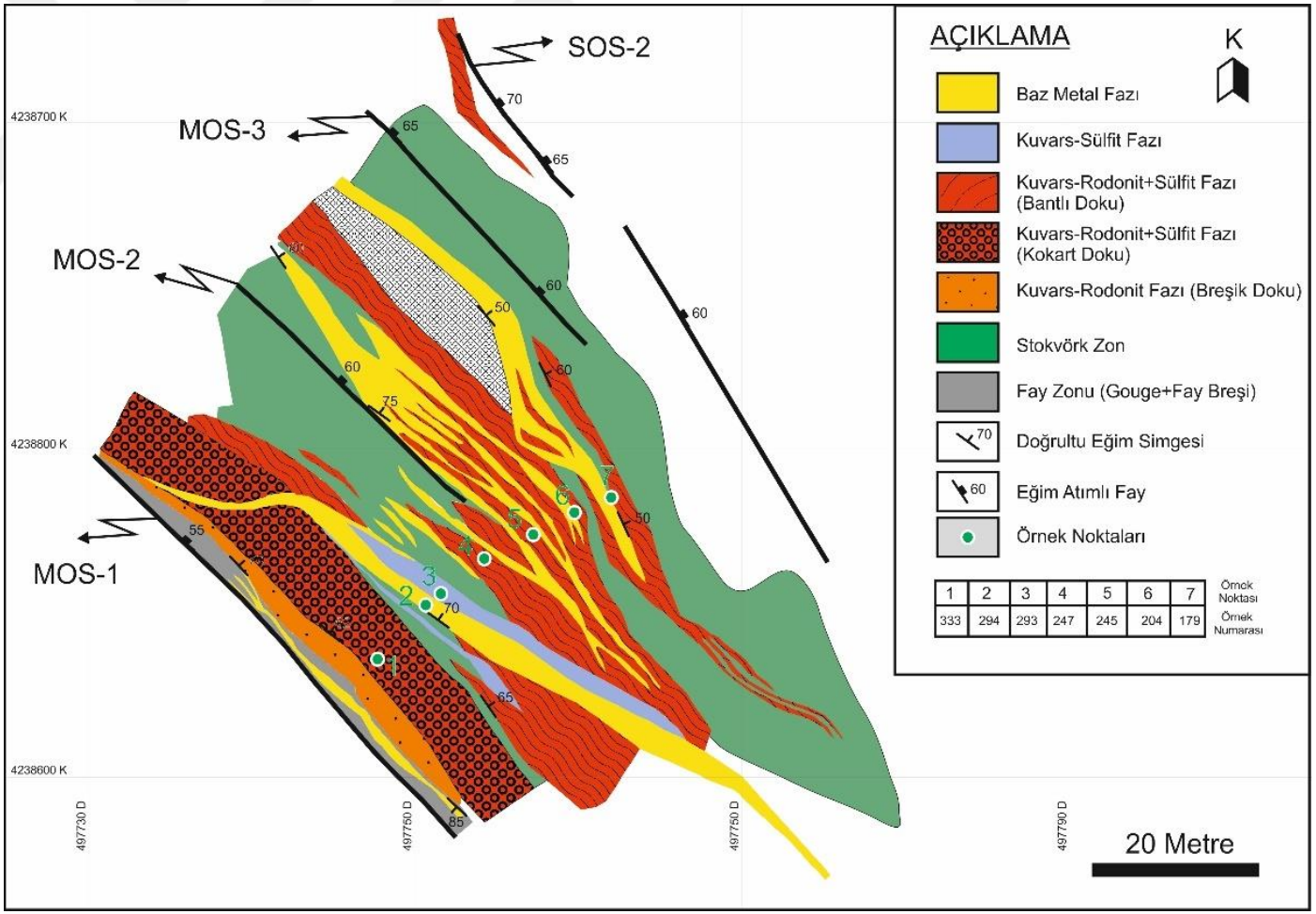
Efemçukuru Damar Sistemini yeraltı haritalama çalışmaları esnasında farklı epitermal fazlara ait kayalar örneklenmiştir. Alınan numuneler arasından, epitermal fazların mineralojik ve fizikokimyasal özellik farklılıkların belirlenebilmesi için numune seçimi yapılmıştır. Bu işlem esnasında cevherleşmenin yapısal kontrolü ve kayaçların tenör ilişkisi göz önünde bulundurulmuştur. Örneklerin tanıtımına geçmeden önce Efemçukuru Damarı'nda yapılan haritalama çalışmaları ve haritalar üzerinde örnek lokasyonları gösterilecektir (Şekil 5.1).



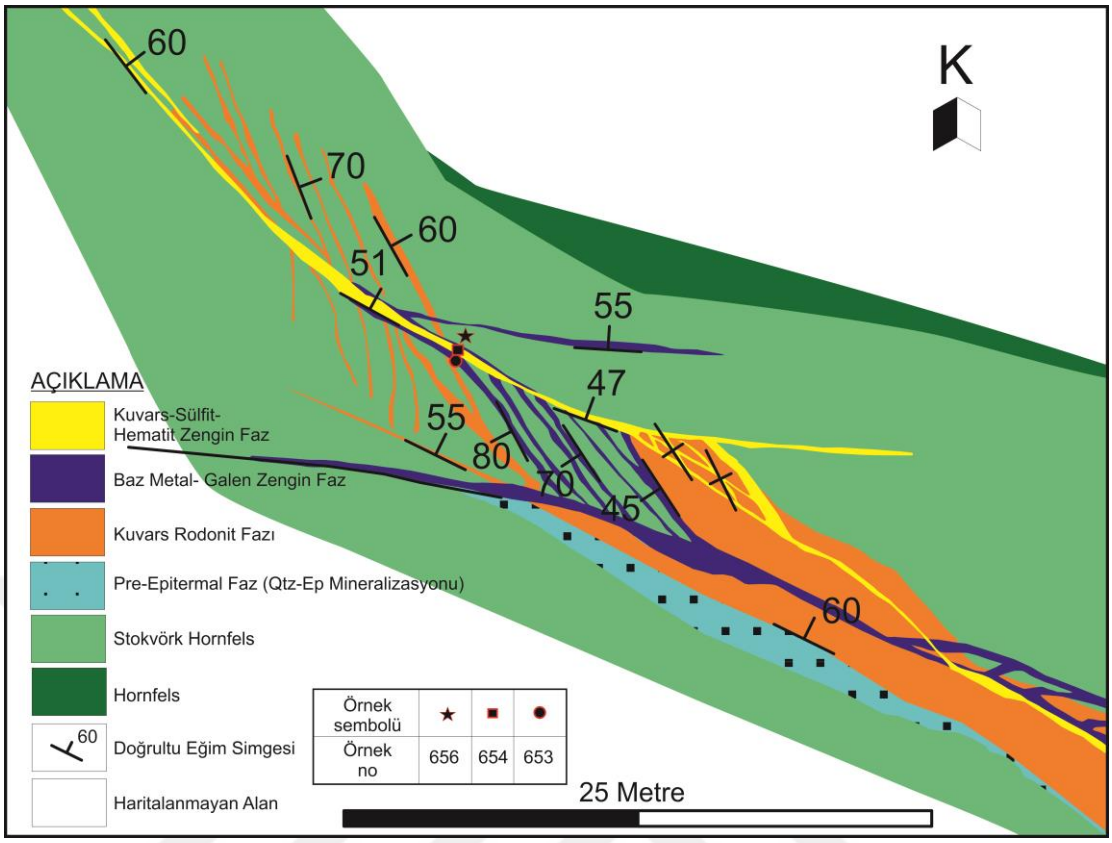
Şekil 5.1 Kestanebeleni Damar Sistemi, 450 kotu faz haritası. Şekildeki "A, B, C ve D" taralı alanlar, örnekleme çalışmalarının yapıldığı bölgeleri göstermektedir



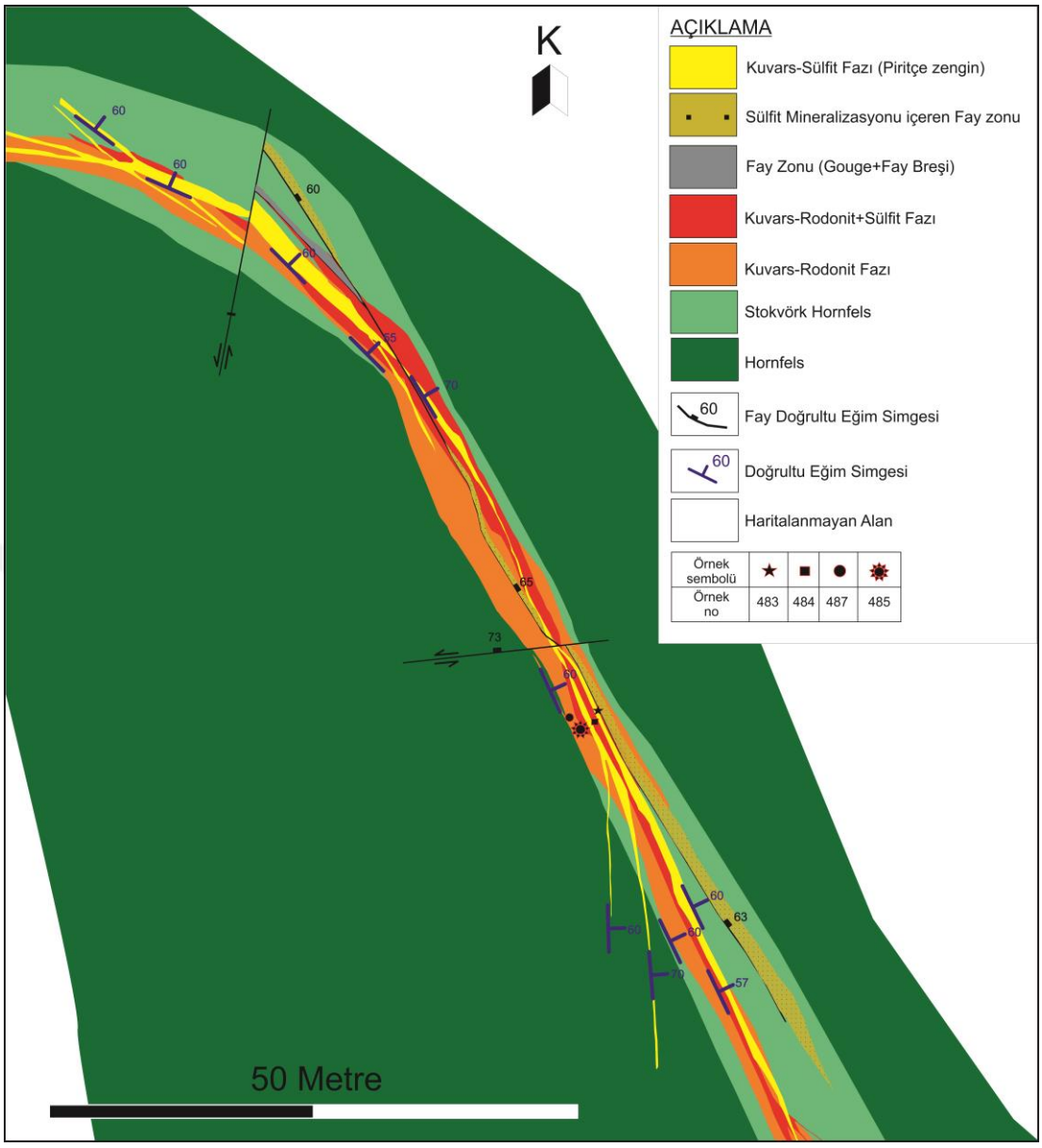
Şekil 5.2 Güney cevher damarı 450 kotu faz haritası ve örnek lokasyonlarını gösterir harita. SOS-1 ve SOS-2 olarak adlandırılmış yapılar güney cevher damarının iki ayrı segmentini temsil etmektedir (Şekil 5.1 "D")



Şekil 5.3 Orta cevher damarı 595 kotun faz haritası ve örnek lokasyonlarını gösterir harita. MOS-1 MOS-2, MOS-3 ve SOS-2 olarak adlandırılmış yapılar ana yapısal hatları göstermektedir (Şekil 5.1 “C”)



Şekil 5.4 Kuzey cevher damarının kuzey bölümü, 450 kotu damar faz haritası ve örnek lokasyonlarını gösterir harita (Şekil 5.1 “A”)



Şekil 5.5 Kuzey cevher damarının güney bölümü, 450 kotu damar faz haritası ve örnek lokasyonlarını gösterir harita (Şekil 5.1 “B”)

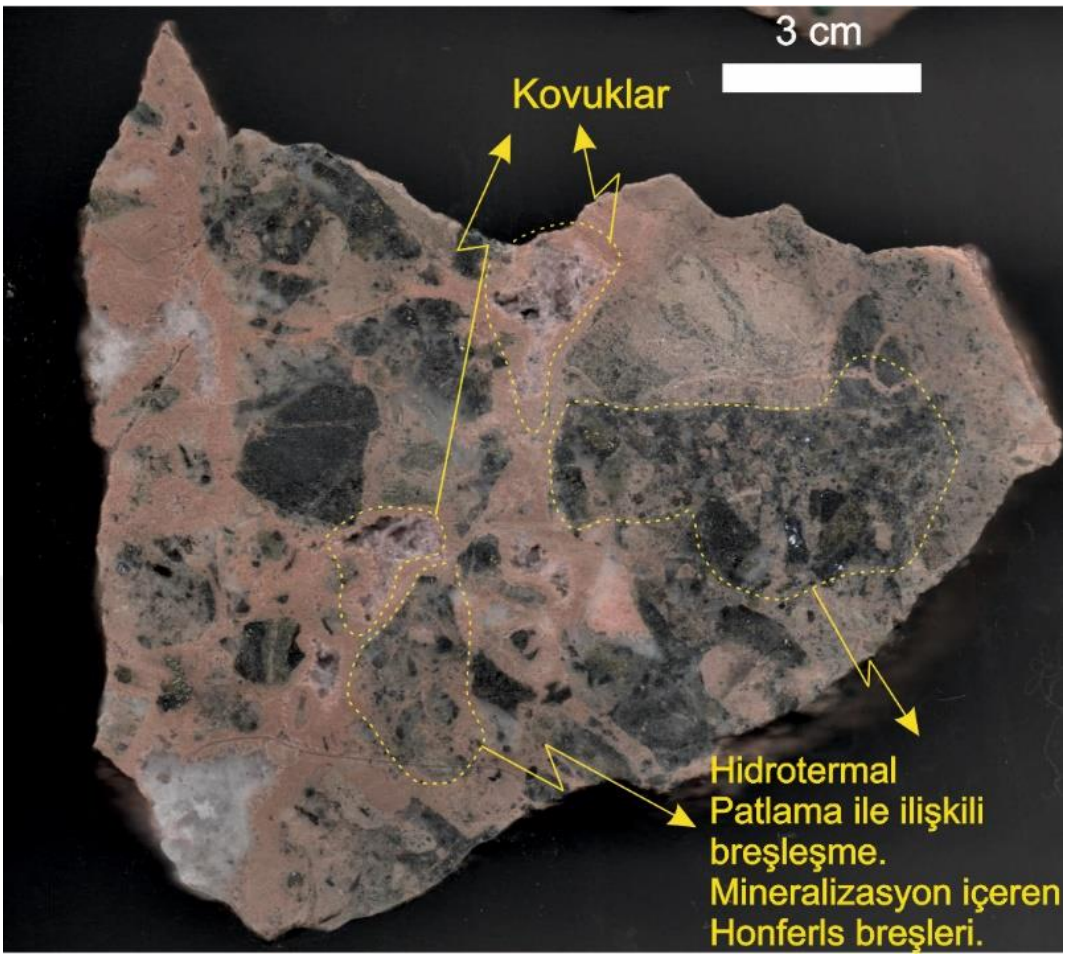
5.1.1 SOS 892

Epitermal fazın ilk evrelerinden biri olan rodonit fazı, faylanma sonucu oluşan breşik fay zonu boyunca dolaşım sağlamıştır. Breşlerin birçoğu tamamen köşeli, bir kısmı ise hidrotermal aktivite esnasında işlenerek köşeleri yuvarlaklaşmıştır (Şekil 5.6).

Örnekleme yapılan cevherleşme zonunda, metre boyutundan milimetre boyutuna değişen yan kayaça ait breşler mevcuttur. Bazıları, kırılma gerçekleştikten sonra pre-epitermal evreye ait baz metal yığışımlarını içermekte, büyük bir çoğunluğu ise herhangibir mineralizasyon izi taşımamaktadır. Bazı bölümlerde ise devam eden hidrotermal aktivite ile ilişkili gelişen hidrotermal patlama breş oluşumları gözlenmektedir (Şekil 5.6). Akışkandan çökelen rodonit mineralleri hidrotermal patlama sonrasında tekrardan breş olarak sonradan çökelen mineraller tarafından üzerlenmiştir.

Kırık boyunca dolaşan hidrotermal akışkanlardan çökelen rodonit mineralleri breşleri kenarları boyunca sarmakta, devam eden çökelime bağlı olarak merkezden dışa ritmik mineral çökelimi devam eder. Rodonit minerallerinden sarılı bir zon boyunca başlayan çökelim dışa doğru kuvars, rodonit ve kalsit ten yapılı ardalı çökelim ile sonlanmaktadır. Mineral zonlanması olmasına karşın bantlı bir dokuyu oluşturacak düzenli ritmik çökelim söz konusu değildir. Çökelimin gerçekleşmediği bazı alanlarda kovuklar gözlenmektedir (Şekil 5.6). Örnekten yapılan kayaç analizlerinde 0,57 ppm altın değeri elde edilmiştir.

Rodonit pembe renkli, kuvars ve karbonat beyaz renkli, hornfels breşleri ise açık yeşilimsiden koyu petrol rengine değişen renklerde gözlenmektedir.



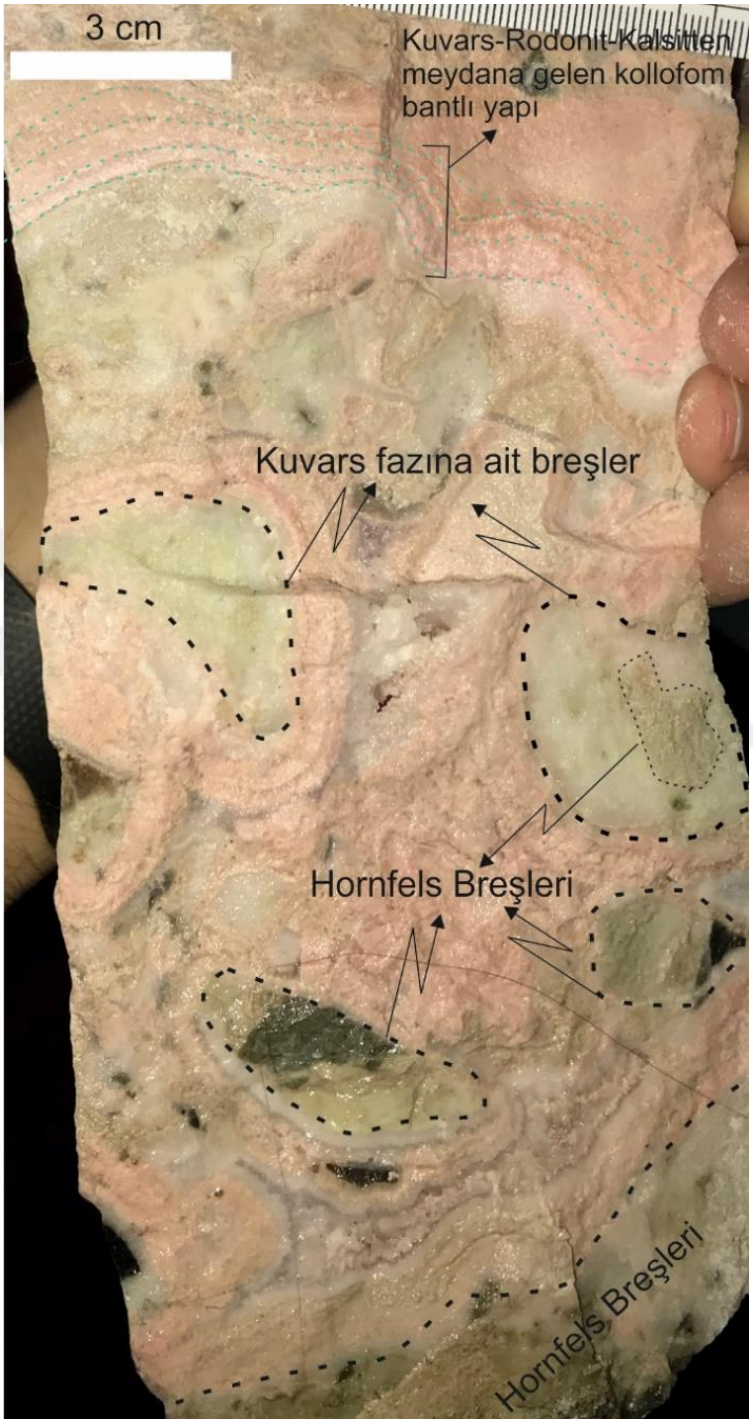
Şekil 5.6 SOS 892 nolu cevher damarının güney bölümünden alınmış kayaç örneği (Kişisel arşiv, 2018)

5.1.2 SOS 647

Güney cevher damarının taban taşı zonundan alınan örnek Pre-epitermal faz sonrasında gelişen sadece kuvarstan meydana gelen epitermal faz tarafından sarılmış honfels breşleri içermektedir. Breşlerin bazıları ilk gelişen kuvars fazı tarafından kısmen işlenmiş, bazıları ise tekrardan breşleşerek sınırları net gözlenmeyen bir hale gelmiştir. Hornfels breşleri yeşilimsi beyazdan, koyu yeşile değişen renklerde gözlenmektedir (Şekil 5.7).

Temelde gözlenen breşik doku devam eden hidrotermal aktivite boyunca ritmik olarak kuvars, kalsit ve rodonit mineral çökelimi ile sarılmıştır. Bu olay sonucu kolloform doku meydana gelmiştir. Ayrıca breşik doku boyunca kalan boşluklarda, geç hidrotermal kuvars ve kalsit dolumu söz konusu olmuştur (Şekil 5.7).

Breşler üzerinde herhangi bir mineralizasyon izi gözlenmezken, gelişen kuvars, kalsit ve rodonitten meydana gelen bantlarda milimetreden küçük boyutlarda pirit ve galen gözlenmektedir. Örnek 4,17 ppm altın değeri içermektedir (Şekil 5.7).



Şekil 5.7 SOS 647 nolu cevher damarının güney bölümünden alınmış kayaç örneği (Kişisel arşiv, 2018)

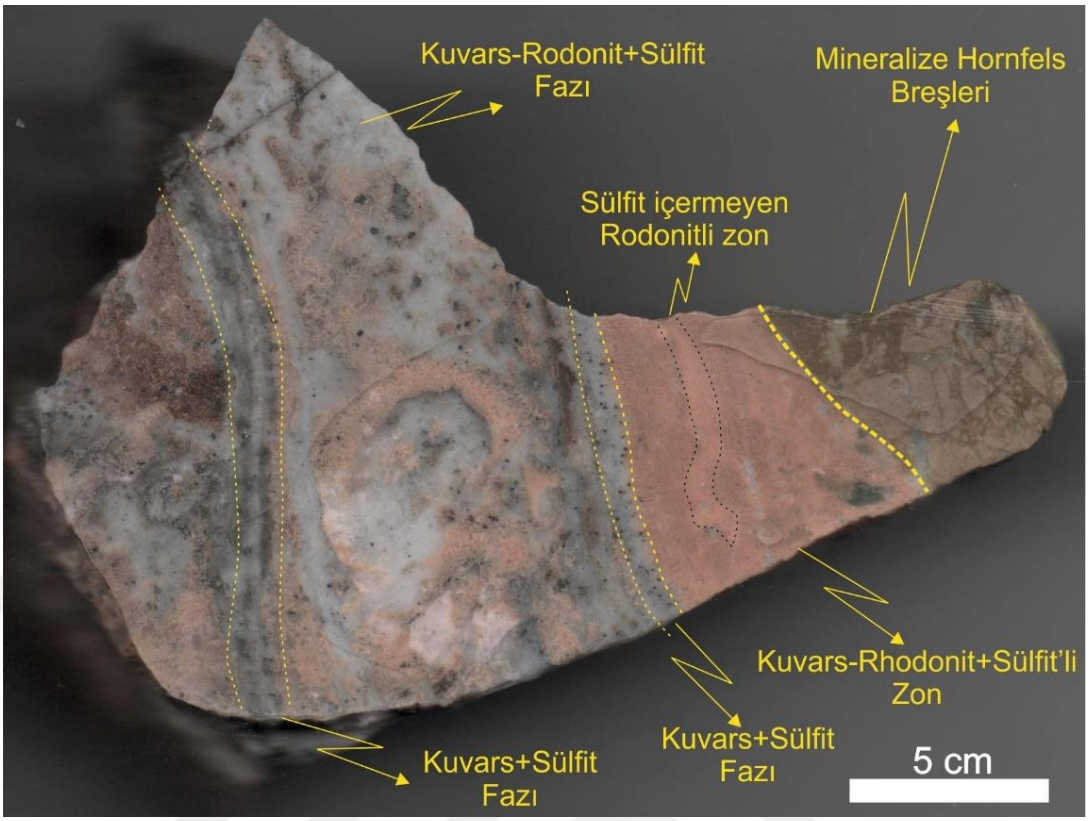
5.1.3 SOS 786

Daha önceki bölümlerde anlatıldığı gibi epitermal faz yerleşimleri bazen tek bir kırık boyunca, bazen iki farklı kırığın örtüştüğü alanlarda, bazen ise iki ayrı kırık segmentinin kesiştiği yerlerde meydana gelmektedir.

İncelenecek olan örnek ise güney cevher damarının iki ayrı parçasının kesişim alanından alınmıştır. Kestanebeleni Damar Sistemindeki bu tip alanlarda genellikle hidrotermal aktivitenin daha genç olan faz üyeleri yerleşim sunmaktadır. Ve genellikle kuvars-sülfit, kuvars-rodonit+sülfit ve sülfitli fazların hakimiyeti söz konusudur. Bu sebeble bu tip alanlarda gelişen damarlar, sülfit minerallerince daha zengindir. Ve sülfit oranı %10 ve üstüne çıktığı gözlenir (Şekil 5.8).

Güney cevher damarının diğer örnekleri ile benzer yapıları içeren bu tip zonlarda, sisteme sülfit katılımı ile devam eden epitermal aktivite eşliğinde rodonit, kuvars, kalsit ve sülfit minerallerinin birlikte çökeldiği gözlenmektedir. Hidrotermal aktivitenin ile ilişkili işlevler sonucu kimi zaman kuvars, kalsit, rodonit, rodokrozit ve sülfit minerallerinin ritmik ve ardalı çökelimi sayesinde bantlı veya kabuğumsu dokularda gelişmektedir. Veya doğrudan kendinden daha önceki fazları kesen masif yapılı Kuvars-Sülfit fazlarının tüm yapıyı kat ettiği gözlenmektedir. Bu durumla ilişkili olarak daha önce tanımlanmış olan kuvars-rodonit+sülfit ve kuvars-sülfit fazlarının yerleşimi gerçekleşir.

Örnekte kuvars-rodonit ve sülfit minerallerinin katılımı ile gerçekleşen bir sıralı çökelim ile daha önceki epitermal fazlardan etkilenmiş hornfels breşlerinin sarıldığı gözlenmektedir. Sonrasında ise içerisinde saçınımlar halinde iri (1 milimetreye kadar) sülfit mineralleri içeren, gri renkli kuvars+sülfit fazı tarafından kat edilmiştir. Sülfit mineral oranı artışı ile paralel olarak altın tenöründe de artış göstermektedir. Bu sebeble altın ile ilişkili olan minerallerin saptanması için cevher mikroskobisi çalışmaları önem kazanmaktadır. Örnekten yapılan analizlerin sonucunda 11,55 ppm altın içerdiği saptanmıştır (Şekil 5.8).



Şekil 5.8 SOS 786 nolu cevher damarının güney bölümündeki iki ana damar segmentinin kesişim bölgesinden alınmış kayaç örneği (Kişisel arşiv, 2018)

5.1.4 MOS 333

Orta cevher zonunun MOS-1 olarak adlandırılan taban taşın tarafındaki ilk gelişen kırık hattı boyunca yerleşim sunan kuvars-rodonit+sülfitli epitermal faza ait örnektir. Yapı ve doku oldukça karmaşık olmasına rağmen birbirini üzerleyen epitermal fazların ürünleri kesen kesilen ilişkisine bağlı olarak ayrılabilmektedir.

Yaklaşık 5 metre genişliğe ulaşan damar zonu diğer kırıklara yerleşen damarlardan doku ve yapısı ile ayrılabilmektedir. 5 metrelik zonun tamamı kesintisiz örneklenmiş, tüm örnekler kesilerek zonu temsil edebilecek en uygun numune seçilmiştir.

Hemen hemen bütün doku tiplerinin gözlenebildiği bu zon temelde, oldukça karmaşık hidrotermal breşleşmeyi üzerleyen daha genç kuvars-rodonit+sülfitli fazlar tarafından sarılarak mix doku (kokart+breşik) meydana gelmiştir.

Her epitermal akışkan gelişi ile ilişkili olarak kendi özelinde breş, bladed, kolloform, krastiform ve kokard dokunun gelişimini sağlayan periyodik ve ritmik faz yerleşimi mevcuttur.

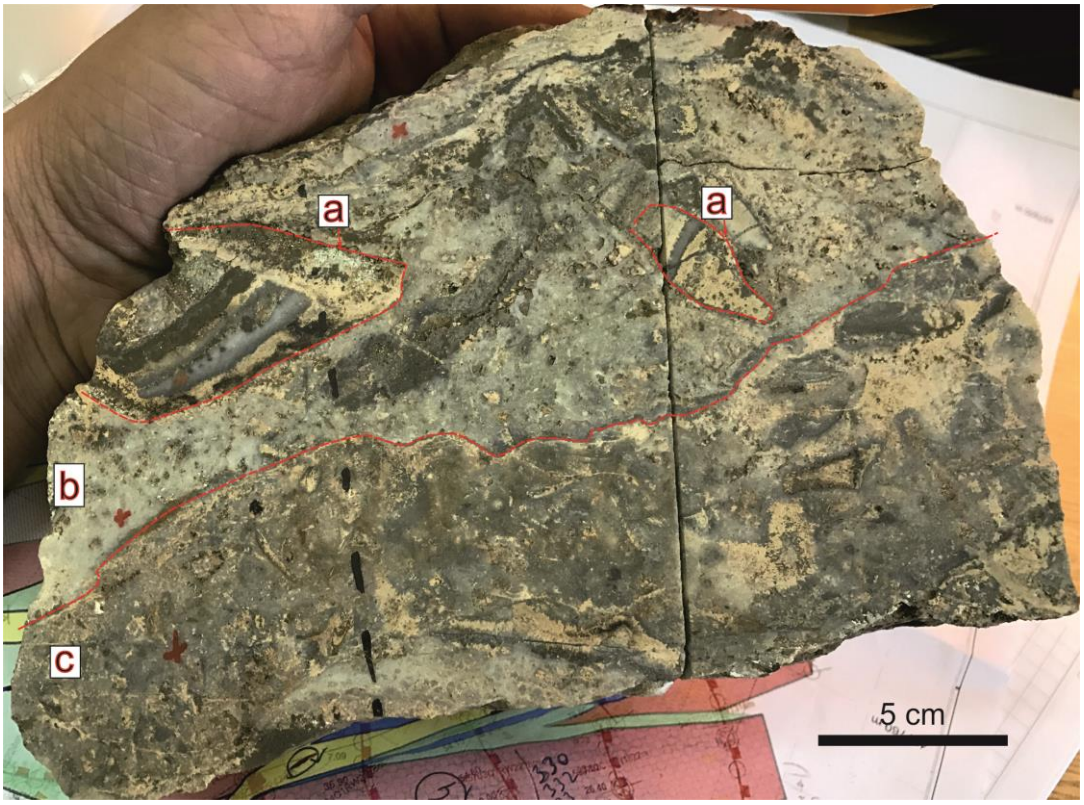
Şekil 5.9 de, "a" olarak adlandırılmış breşler damarın oluşumu esnasında, epitermal akışkandan ilk olarak çökelen ürünlere ait fazları içermektedir. Breş içerisinde yapılan incelemelerde ilk olarak gri renkli amorf silikadan yapılı kuvars fazı, sonrasında kuvars ve ince taneli sülfit mineralleri ve son olarakta pirit, galen, kalkopirit ve tenantit-tetrahedrit içeren sülfit fazı üst üste çökeldiği mikroskobi çalışmaları esnasında belirlenmiştir. Üst üste çökeldiği gözlemlenen bu faz son olarak kuvars-rodonit+sülfit fazı tarafından sarıldığı izlenmektedir.

Sonrasında tekrarlanan hidrotermal aktivite eşliğindeki kinematik hareketler ile kırılarak breşleşleşen ilk damar fazı, daha sonra yerleşen grimsi beyaz renkli kuvars+sülfit "b" fazı breşlerin etrafını sarmıştır. Kuvars+sülfit fazı içerisinde daha önce gelişen fazların ürünleri, breşler halinde üzensiz formda gözlenmektedir. Kuvars+sülfit fazı içerisinde herhangibir zonlanma gözlenmez ve masif formdadır. Özellikle altın bu zonda hem sülfit mineralleri ile ilişkili, hemde kuvars içerisinde saçınımlar halindedir. Kuvars içerisindeki serbest altın taneleri 1-10 mikron boyunda düzensiz saçınımlar halinde yoğunluklu olarak bulunduğu ve özellikle pirit ile kuvarsın mineral sınırları boyunca 10-15 mikrona ulaştığı gözlenir. Sülfitler ile ilişkili altın, kuvars içerisinde olduğu kadar yaygın olmamasına rağmen gözlemlenen taneler 15 mikrondan daha iri boyutlardadır. Altın genellikle pirit ve galen içerisinde kapanımlar halinde olduğu saptanmıştır.

Tüm bu oluşumları üzerleyen "c" olarak işaretlenen en genç epitermal üye, "b" zonu üzerlemektedir. Bu zon bir önceki fazdan daha koyu gri renkli kuvarstan meydana gelmekte ve daha iri saçınımlar halinde sülfit mineralleri içermektedir. Koyu renkli, sınırları çok belirgin olmayan kuvars oluşum sınırları ve kuvars kristal boşlukları boyunca, kuvars-rodonit+sülfitli fazların gelişimi söz konusudur. Altın ilk gelişen iri kuvars kristal sınırları boyunca, sonradan gelişen daha amorf yapıdaki gözenekli kuvars +/-rodonit mineralleri içerisinde ve sülfit minerallerinde kapanımlar halinde izlenmiştir. Silika ve mangan-silikat içerisindeki altın taneciklerinin boyları 5-

15 mikron arasında değişirken, sülfitler (pirit+galen) içerisinde gözlenen tanelerin boyları 10 mikrondan daha iridir.

Örneklenen bu zonda altın miktarı 23 ppm olarak analiz edilmiştir.



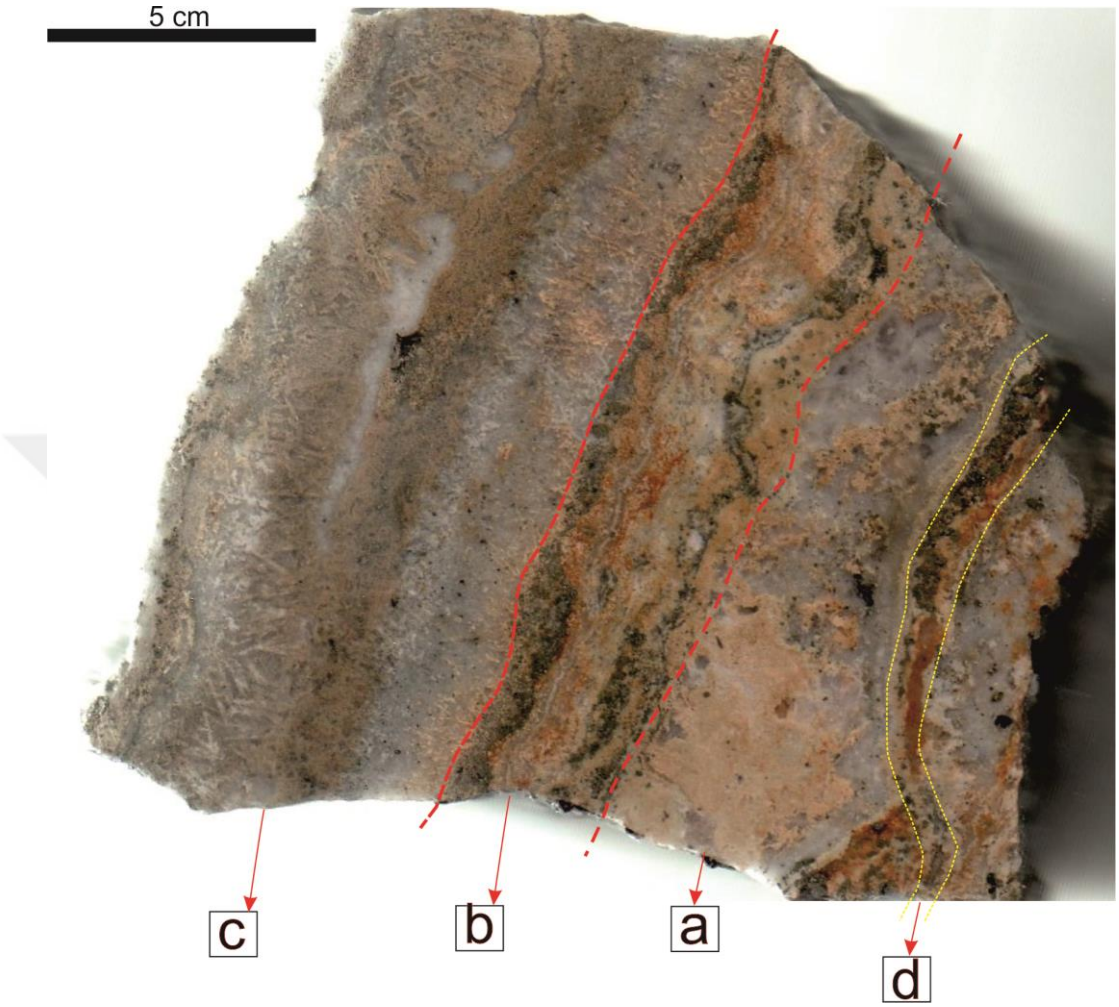
Şekil 5.9 MOS 333 nolu cevher damarının orta bölümündeki taban taşında gözlenen MOS-1 kırık segmenti bölgesinden alınmış kayaç örneği. “a” daha önce gelişen damar fazlarına ait breşleri, “b” breşleşme sonrasında üzerleyen kuvars+sülfitli fazı ve “c” ise son olarak tüm fazları keserek üzerleyen kuvars-rodonit+sülfit fazını temsil etmektedir (Kişisel arşiv, 2018)

5.1.5 MOS 245

Orta cevher zonunun MOS-2 olarak adlandırılan taban taşından tavan taşına doğru gidildiğindeki 2. ana kırık zonundan kuvars-rodonit +/-sülfitli fazdan alınan örnektir. Yapı ve doku, ritmik ve ardalı çökelim sonucu bantlar halinde üst üste çökelen rodonit, kuvars ve kalsit minerallerinden yapılıdır. Son olarak kuvars-rodonit+sülfit fazını üzerleyen sülfit (piritçe zengin) faz tarafından kesilmiştir (Şekil 5.10).

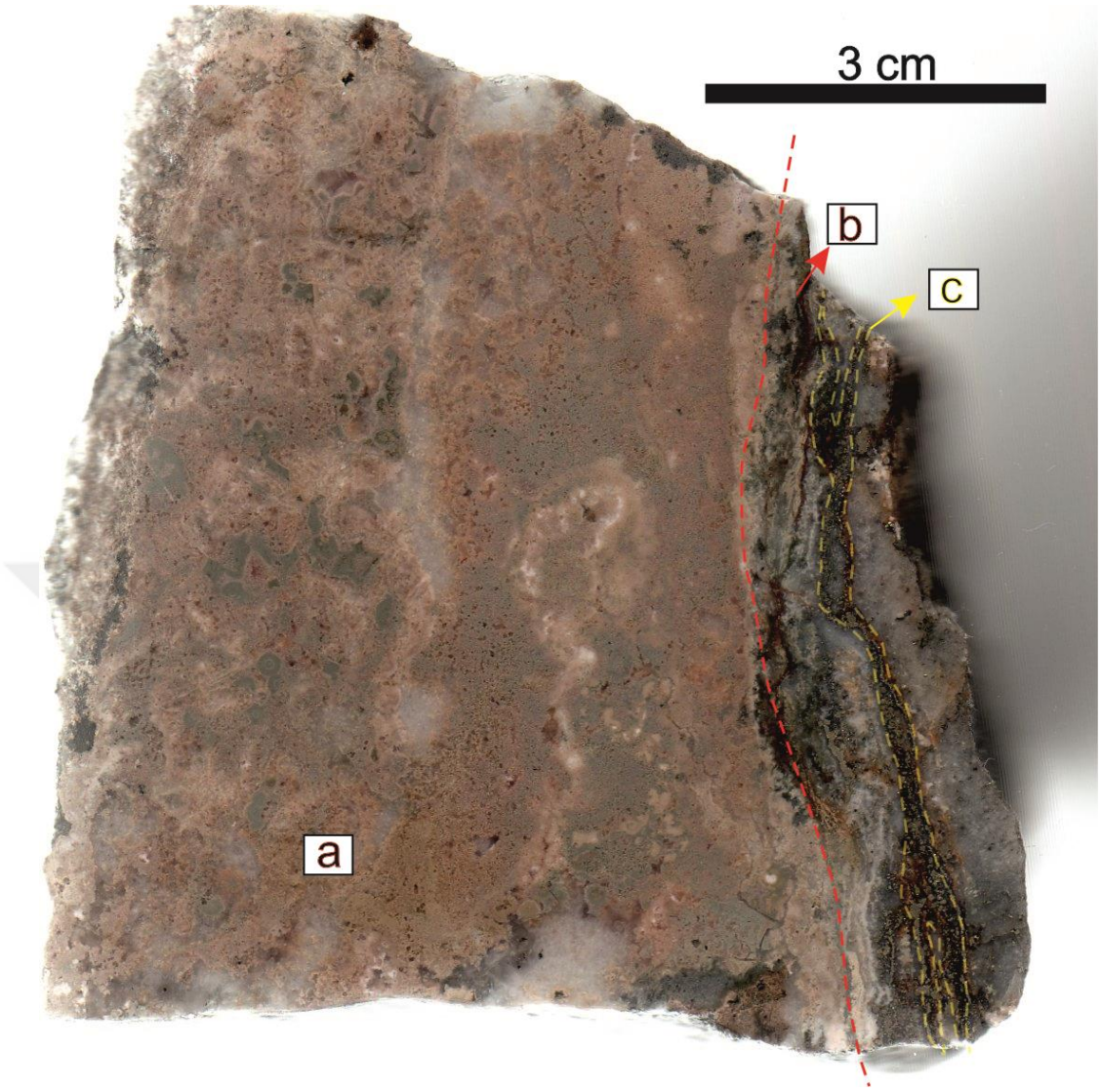
Kalınlığı 3 ile 20 metre arasında değişen genellikle bantlı ve kabuğumsu yapıdaki cevher kütlesi, ilerleyen deformasyon eşliğinde; sülfitçe zenginleşen epitermal fazlar

tarafından kesildiği için, sınırları zorlukla belirlenebilmiştir. Şekil 5.10'da görülen el örneği zonu temsil edebilen en sade formlardan biridir.



Şekil 5.10 MOS 245 nolu orta cevher damarının 2. ana kırığı, MOS-2 segmentinden alınan kayaç örneği (Kişisel arşiv, 2018)

Bunun dışında Şekil 5.10 "a" bölümünde kuvars-rodonitli temel bir fazın olduğu da görülmektedir. Örnekleme alanında bu tabanda görülen kuvars-rodonitli fazı üzerleyen kuvars-sülfitli akışkanların varlığıda gözlenmektedir. Özellikle altın açısından önemli olabilecek kuvars+piritli çok yaygın olmayan bu faza odaklanmak için bu örnek mikroskobi çalışmaları için seçilmiştir (Şekil 5.11). Örneğin altın değeri 16,65 ppm'dir.



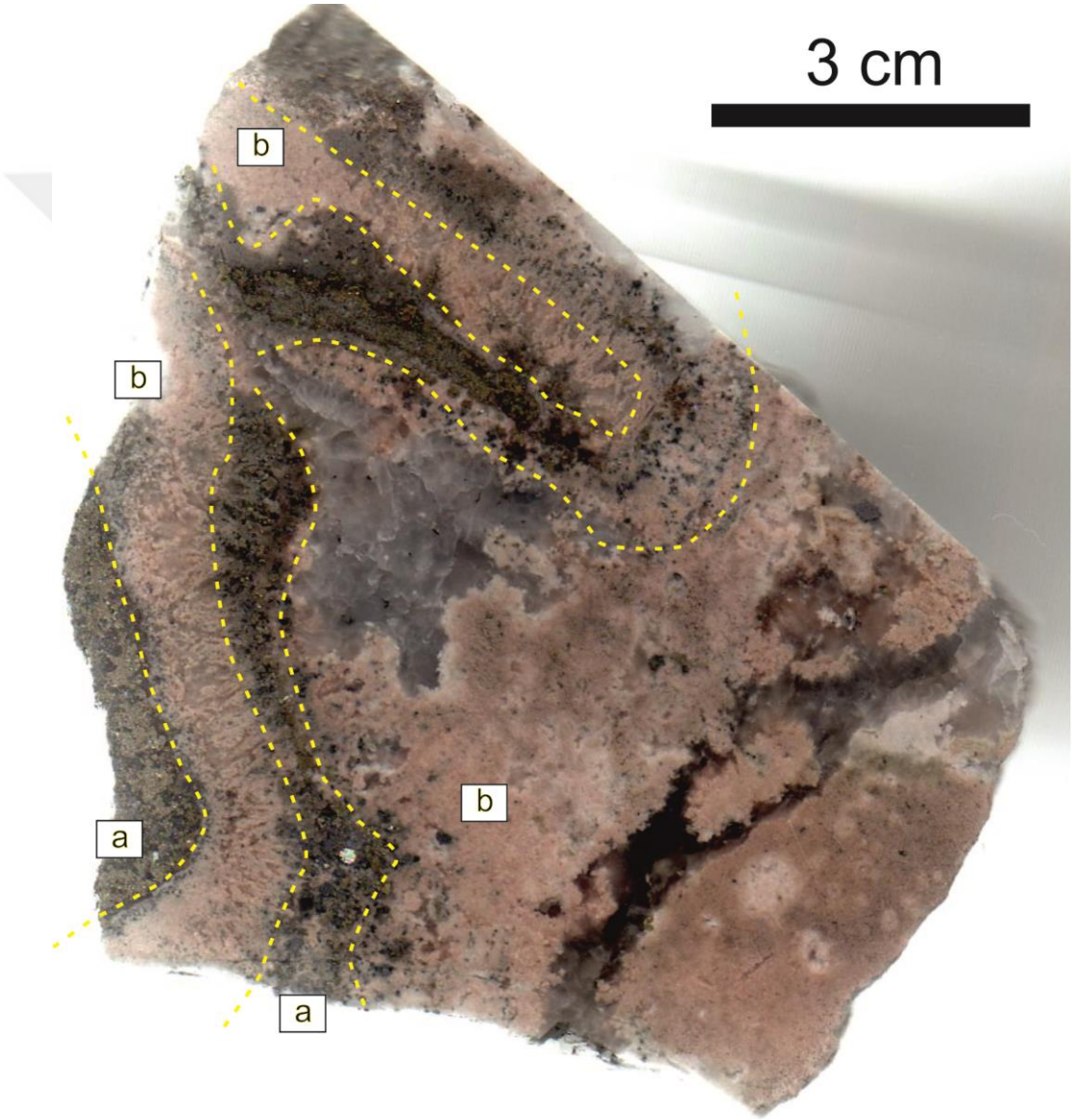
Şekil 5.11 MOS 245 nolu orta cevher damarının 2. ana kırığı, MOS-2 segmentinden alınan kayaç örneği. "a" bölümü temeldeki kuvars-rodonitli fazı, "b" bölümü tüm zonu üzerleyen kuvars+sülfitli, "c" bölümü ise çok yaygın olmayan kuvars+piritli ara fazını gösterir (Kişisel arşiv, 2018)

5.1.6 MOS 247

Orta cevher zonunun MOS-2 olarak adlandırılan taban taşından tavan taşına doğru gidildiğindeki 2. ana kırık zonundan kuvars-rodonit+/-sülfitli fazdan alınan örnektir. Yapı ve doku, ritmik ve ardalı çökelim sonucu bantlar halinde üst üste çökelen rodonit, kuvars, kalsit ve sülfit minerallerinden yapılıdır. "b" bölümleri kuvars-rodonit+sülfit minerallerinden yapılı, "a" bölümü ise pirit, galen, sfalerit, kalkopirit baskın parajeneze sahiptir. Süksesyon aynı parajenetik dizilimi takip eder. Bu örnek zonunu en iyi temsil eden görüntü Şekil 5.12'de gözlenmektedir. Sülfit baskın bantların bazı

örneklerde kuvars-rodonit çökeliminin durduğu alanlarda tüm yapıyı kat ettiği ve benzer şekilde kuvars-rodonitin de sülfitli fazı üzerlediği gözlenebilmektedir (Şekil 5.13“a” ve “b”). Durumun hidrotermal aktivite koşulları ve dinamiklerinin, yapısal kontrol etkisinde değişimi ile ilişkili olduğu düşünülmektedir.

Örneğin altın değeri 49 ppm olup, hem sülfit hemde kuvars mineralleri ile ilişkili olduğu cevher mikroskobu çalışmalarında gözlenmiştir.



Şekil 5.12 MOS 247 nolu orta cevher damarının 2. ana kırığı, MOS-2 segmentinden alınan kayaç örneği. “a” bölümü ağırlıklı olarak sülfit minerallerinden yapılı, “b” bölümü kuvars-rodonit+sülfit minerallerinden yapılı olup birbirleri arasında ritmik ardalı çökelim gözlenmektedir (Kişisel arşiv, 2018)

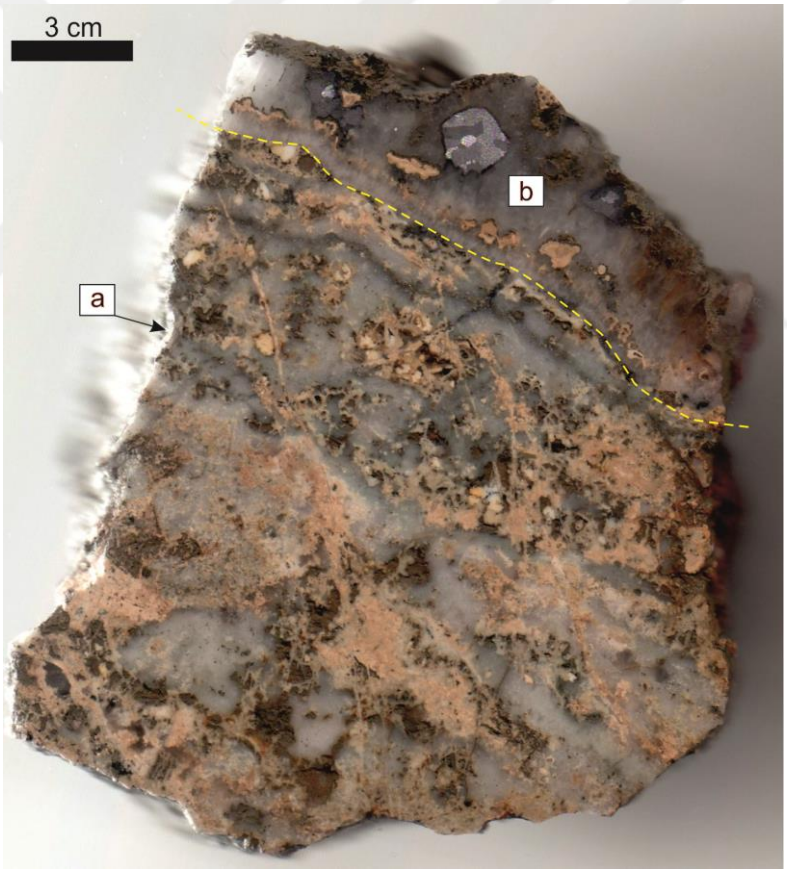
Şekil 5.13 MOS 247 nolu orta cevher damarının 2. ana kırığı, MOS-2 segmentinden alınan kayaç örneği. kuvars-rodonitli+sülfitli faz ve sülfitli faz normal koşullarda ritmik olarak çökelmekte olmasına rağmen birbirlerini üzerlediği de gözlenebilmektedir. “a” sülfitli fazın rodonitli fazı, “b” ise rodonitli fazın sülfitli fazı üzerlediğini gösterir (Kişisel arşiv, 2018)

5.1.7 MOS 204

Orta cevher zonunun MOS-2 olarak adlandırılan, 2. ana kırık zonundan kuvars-rodonit+/-sülfitli fazdan alınan örnektir. Bu zonun taban taşı bölümünden alınmıştır. kuvars-rodonit+sülfit ve kuvars+sülfitli akışkanların ardalı ritmik çökelimi sonucu

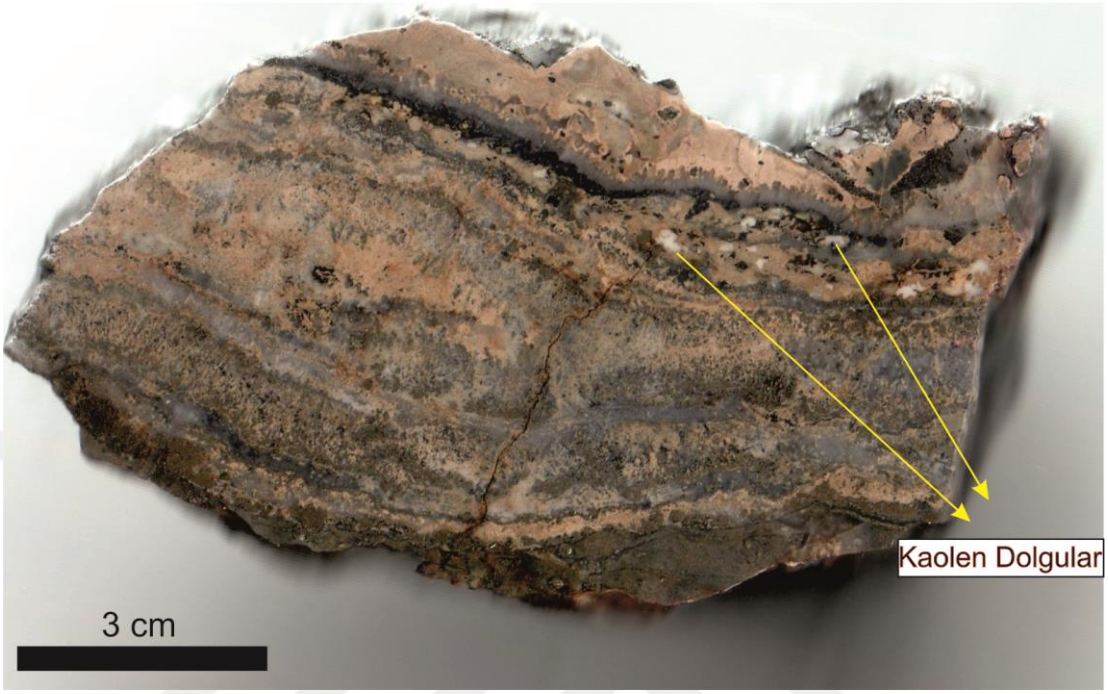
birbiri arasında geçişler olan zonlanmalı bir yapı kazanmıştır. Parajenez, arsenopirit, pirit, galen, sfalerit ve kalkopiritten meydana gelir. Sistemdeki arsenopirit bolluğu düşük orandadır. Süksesyon, parajenetik dizinimi izlerken altın, kuvars ve rodonit tüm mineral fazlarının gelişimi esnasında çökelimine devam etmektedir. Altın, hem sülfit hemde silikat mineralleri ile ilişkili olduğu cevher mikroskobu çalışmaları sırasında gözlemlenmiştir. Ayrıca alterasyon ile ilişkili, damar zonu boyunca gelişen gözenekli zonlarda kaolin dolgular saptanmıştır.

Genişlemeli kırıklar boyunca gelişen kuvars mineralleri iri formda kristallere sahiptir. Benzer olarak bu alanlarda daha iri, özellikle galen mineralleri gelişmiştir (Şekil 4.14 “b”).



Şekil 5.14 MOS 204 nolu orta cevher damarının 2. ana kırığı, MOS-2 segmentinden alınan kayaç örneği. Kuvars-Rodonitli+Sülfitli faz ve Sülfitli fazların ardalı şekilde çökelimi gözlenmektedir. “a” bölümünde kuvars-rodonit+sülfitli ve kuvars+sülfitli fazların ritmik olarak birbirlerini üzerlediği gözlenmekte, “b” bölümünde ise gelişen yapının genleşme kırığı boyunca kesilip boşlukta iri kuvars ve galen minerallerinin geliştiği gözlenmektedir (Kişisel arşiv, 2018).

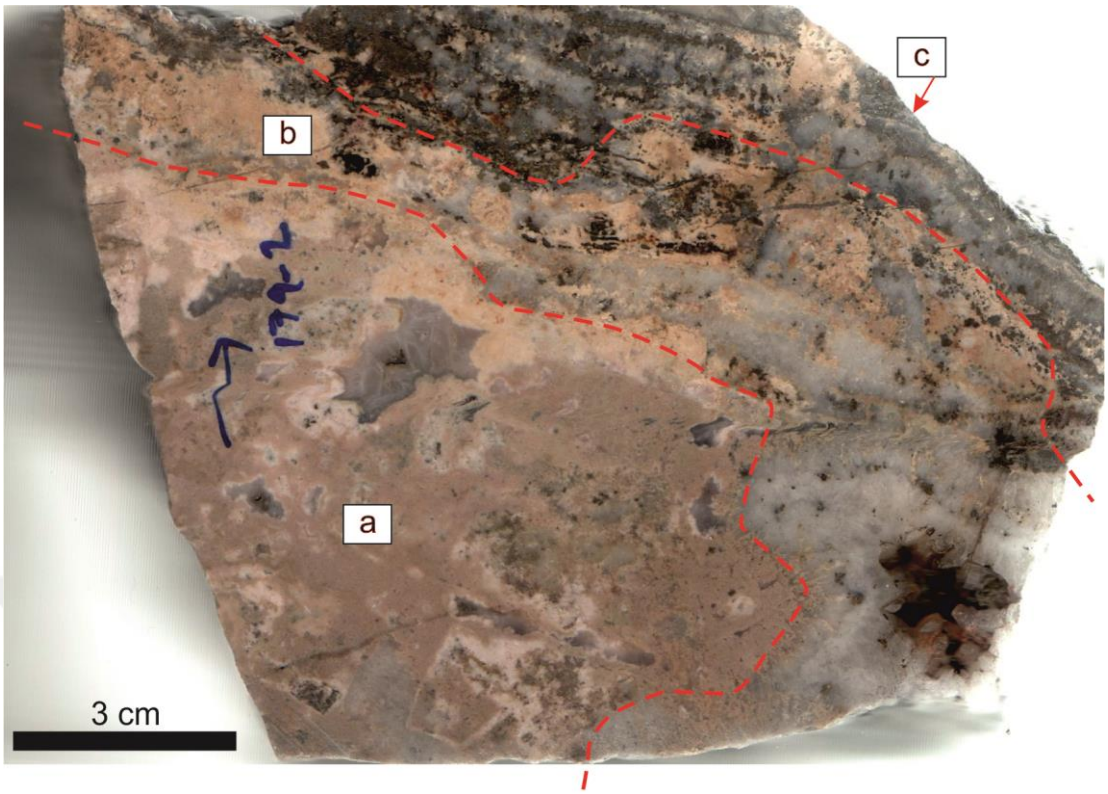
Bu örnek alanını temsilen fotoğrafta görülen el örneği üzerinden hazırlanan, cevher mikroskobu ve sıvı kapanım örnekleriyle çalışma yapılmıştır (Şekil 5.15).



Şekil 5.15 MOS 204 nolu orta cevher damarının 2. ana kırığı, MOS-2 segmentinden alınan zonu temsil eden kayaç örneği. kuvars-rodonitli+sülfitli faz ve sülfitli fazların ardalı şekilde çökelimi gözlenmektedir (Kişisel arşiv, 2018)

5.1.8 MOS 179

Orta cevher zonundan, MOS-2 kırık zonunun tavan taşı bölümünden alınan örnek olup, temelde kuvars-rodonitli fazların kuvars-rodonit+sülfitli fazlar tarafından üzerlendiği gözlenir. Ayrıca sisteme sonradan dahil olan kuvas+sülfitli, bantlı faz üyeleri ise yapıyı tamamen kat eder. Altınca zengin bantlı kuvars+sülfitli akışkanın yapıyı kesmesi ile ilişkili olarak altın değerlerinde yükselme mevcuttur. Bu sebeble altınla ilişkili olan fazları içeren bölüm üzerinden hazırlan örnekler kullanılarak, cevher mikroskobu ve sıvı kapanım çalışmaları yürütülmüştür (Şekil 5.16).



Şekil 5.16 MOS 179 nolu orta cevher damarının 2. ana kırığı, MOS-2 segmenti tavan taşı sınırından alınan zonu temsil eden kayaç örneği. “a” temelde bulunan kuvars-rodonit fazını, “b” kuvars-rodonit+sülfitli fazı ve “c” tüm yapıyı kat eden kuvars+sülfitli faz temsil eder (Kişisel arşiv, 2018)

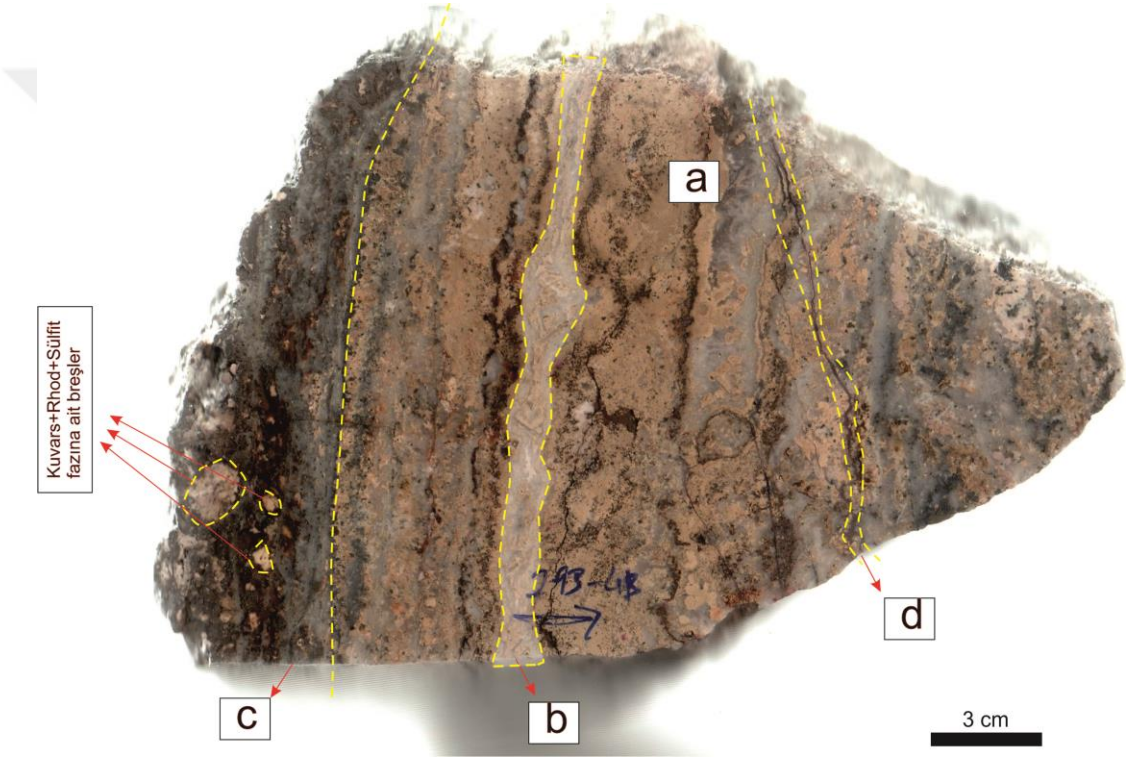
5.1.9 MOS 293

Orta cevher damar zonu içerisindeki kuvars-rodonit+sülfitli faz, rampa gelişimi esnasındaki kırılan genç bağlantı kırıkları boyunca yerleşimi gözlenir. İlerleyen deformasyonun geç evresinde, kırık bağlantı bölgelerinde; genleşmeli bağlantı zonlarındaki lokalize stres alanlarında yerleşim sunmaktadır. Basitçe rampadaki stresin azalarak yumuşak bağlantı yaptığı sınırlı alanlarda gözlenir. Geç evre kırıkların oryantasyonları, bölgedeki major faylardan farklı olup, bir ana kırıktan diğerine doğru stress aktarımı ile büyüyüp birleşirler ve düzlemsellik söz konusu değildir.

Tüm bu yapısal kontrol etkisinde gelişen kırıklara yerleşen geç evre kuvars-rodonit-sülfitli akışkan, kuvars-rodonit+sülfitli fazın son üyelerinden biridir. Benzer şekilde diğer örneklerindeki gibi, kuvars-rodonit+sülfit, kuvars+sülfitli ve sülfitli bantların ardalı ritmik çökelimi sayesinde kolloform doku gelişmektedir (Şekil 5.17).

Şekil 4.17 “a” da gözlenen bölüm temeldeki kuvars-rodonit+sülfitli akışkanı temsil etmekte, Şekil 4.17 “b” de gözlenen bölüm bölgedeki genleşme ile ilişkili açılma kırıkları boyunca kuvars-rodonit+sülfitli akışkanı üzerleyen kuvars-rodonitli fazı, Şekil 4.17 “c” a ve b bölümlerini kat eden geç evre kuvars+sülfitli akışkanı, “d” ise tüm yapıyı kat eden örnekteki en geç evrede gelişen kuvars+hematit fazını temsil etmektedir.

Tüm bu relatif yaş ilişkisinin kurulması ve fazların ayrılarak incelenmesi, altının ilişkili epitermal fazların belirlenebilmesi için önemli işlem basamağıdır.



Şekil 5.17 MOS 293 nolu orta cevher damarındaki, rampa bağlantı kırıklarına yerleşen cevherleşme fazını temsil eden kuvars-rodonit+sülfitli örnek. “a” bölümü Temeldeki kuvars-rodonit+sülfitli fazı, “b” bölümü kuvars-rodonit fazını, “c” bölümü kuvars-rodonit+sülfitli akışkanı kat eden kuvars+sülfitli fazı ve “d” tüm yapıyı kesen kuvars+hematit fazını temsil eder (Kişisel arşiv, 2018)

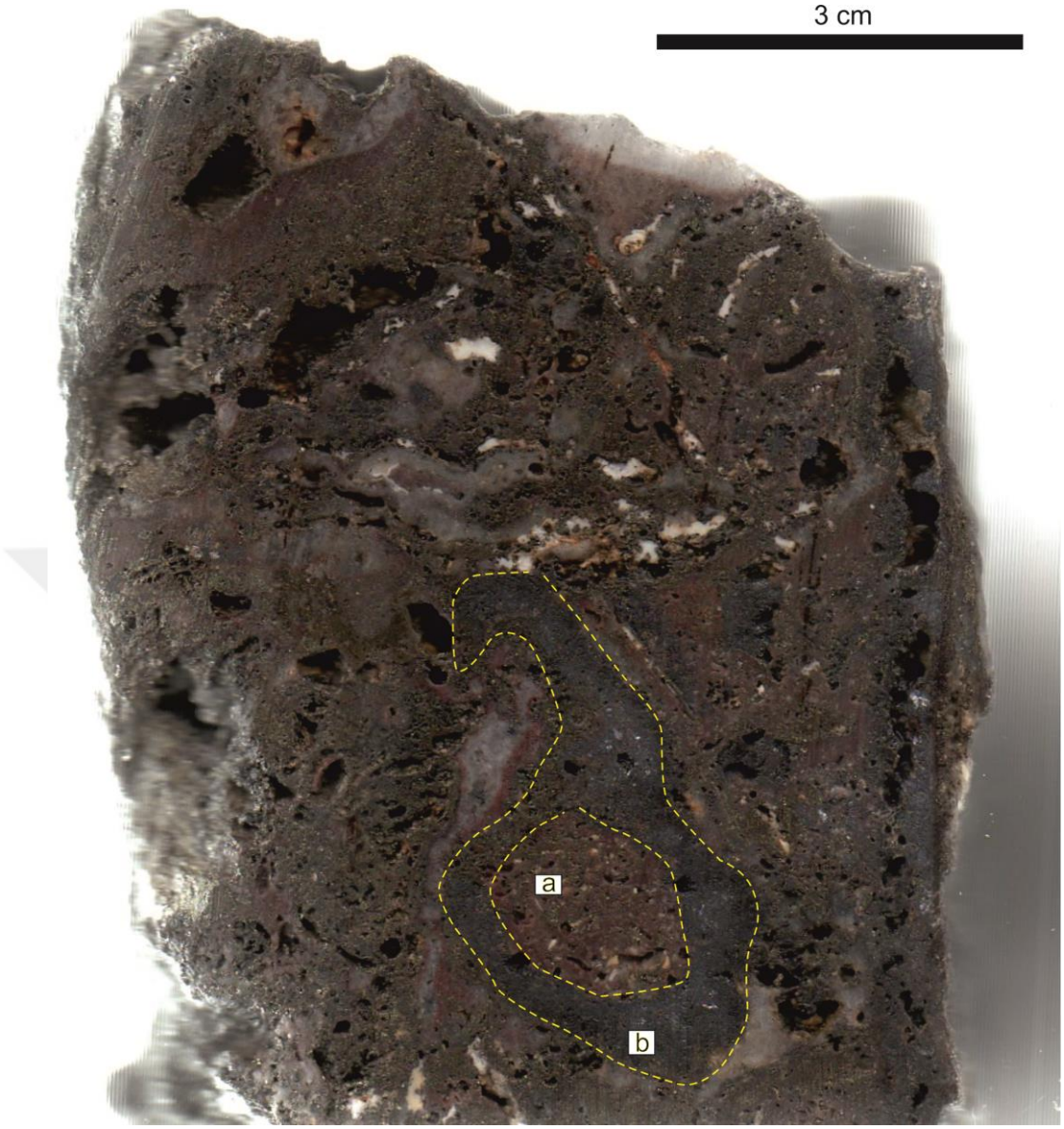
Temeldeki “a” zonunda altın mikroskobik gözlemlerde genellikle pirit ile ilişkili olduğu gözlenir. Sadece ritmik çökelim esnasında belirli piritçe zengin bantlarda nardiren gözlenebilmektedir. “b” zonunda ise altın gözlenmemiştir. Yoğun olarak sülfit ve az oranda silikat mineralleri ile ilişkili altın mineralizasyonu “c” bölgesinde gözlenmiştir. Yapıyı kat eden kuvars+sülfitli bantlı fazda, yaygın olarak pirit

içerisinde bireysel ve damlacıklar halinde düzensiz gruplardan meydana gelen altın kapanımları gözlenmiştir. Kapanımların boyları 5 ila 50 mikron arasında değişmektir. Diğer önemli bir altın popülasyonu ise silikat mineral sınırları ve sülfit minerallerinin sınırları boyunca dağılım gösterir. Kuvars içerisindeki saçınımlar halinde gözlenen altın tanecikleri 1-5 mikron aralığında, kuvars sınırları boyunca yerleşim sunan tanecikler ise 50 mikrona varan büyüklüğe ulaştığı gözlenmiştir. Parajenez, pirit, galen, sfalerit, kalkopirit ve nadiren sisteme dahil olan tenantit-tetraheditten meydana gelir. Süksesyon ise parajenetik dizilimi izlemektedir.

Örnek, 184 ppm altın içermektedir.

5.1.10 MOS 294

Bu örnek "MOS 293" ile benzer olarak aynı yapısal hattı izler. Rampa zonundaki gelişmiş tüm fazları üzerleyerek yerleşen, en genç cevherleşme fazıdır. Diğer bahsedilen fazlardan tamamen farklı, tamamen baz metal minerallerinden yapılı formdadır. Mikroskobik gözlemlerde altının sadece galen ile ilişkisi gözlenmiş ve analizlerinden 11,45 ppm altın elde edilmiştir. Ayrıca analizlerdeki yüksek gümüş değerleride dikkat çekmektedir.



Şekil 5.18 MOS 294 nolu orta cevher damarındaki, rampa bağlantı kırıklarına yerleşen cevherleşme fazını temsil eden baz metal sülfitli örnek. “a” bölümü kuvars+hematit’li breşi, “b” bölümü ise kuvars+hematit’li fazın etrafını saran ağırlıklı olarak sfalerit minerallerinden oluşan bölümdür (Kişisel arşiv, 2018)

Orta cevher bölümünde tüm fazları üzerleyen baz metal sülfit fazı başlıca sfalerit ve azalan oranda galen, pirit, hematit, kalkopirit, kuvars ve gümüş minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 5.18).

“a” bölümü ağırlıklı olarak hematit, pirit, galen minerallinden yapılı olup, yoğunlu olarak sfalerit ve galen minerallinden yapılı bir hare ile sarılmıştır (Şekil 5.18 “b”). galen mineralleri içerisinde 1 mikrondan, 50 mikrona varan boyutlarda gümüş mineral

kapanımları gözlenmektedir. SEM (Scanned Electron Microscope) çalışmaları esnasında gümüşçe zengin olduğu düşünülen kapanımlardan yapılan analizlerde, ağırlıklı olarak %50'ye varan gümüş değerleri elde edilmiştir. Detaylı bilgi ve açıklamalar cevher mikroskobisi bölümünde anlatılacaktır.

Parajenez, pirit, galen, sfalerit, gümüşçe zengin mineraller, kalkopirit, hematit ve kuvarstan meydana gelmektedir. Süksesyon ise pirit, galen, sfalerit, kalkopirit ve hematit dizinimini izlemekte olup, gümüş mineralleri galen ve sfalerit oluşumu boyunca çökelimi sürmüştür. Kuvars mineralleri ise erken ve geç evre olmak üzere devam eden çökelimin tüm evrelerinde mevcuttur. Belirlenmiş en az 3 ayrı evrede oluşan kuvars mineral farklılıkları, sıvı kapanım bölümünde ifade edilecektir.

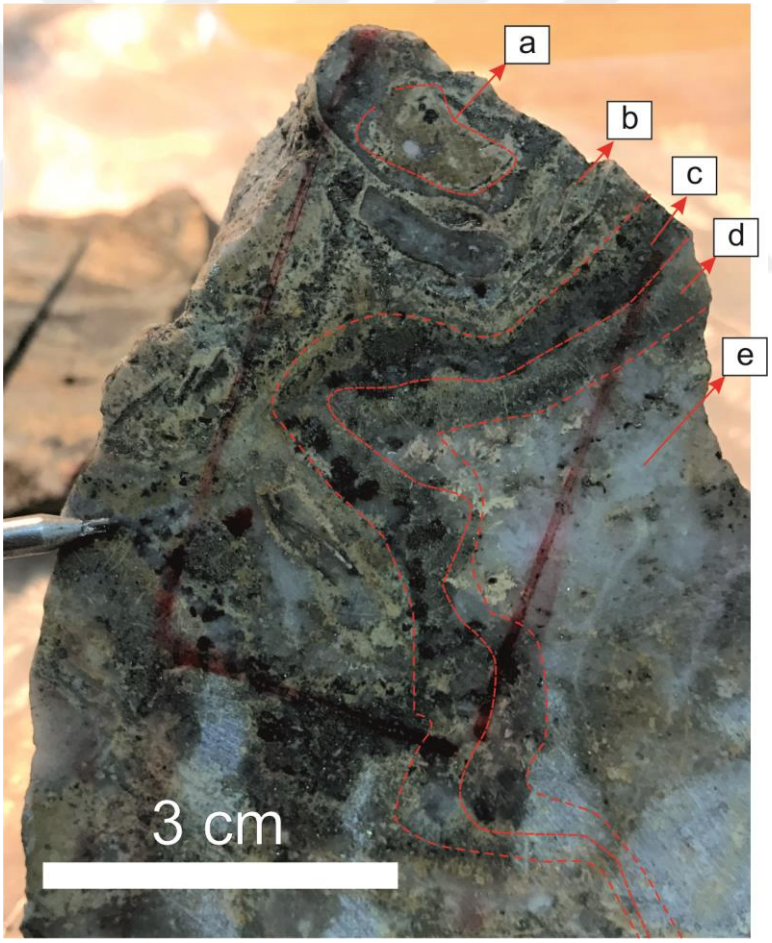
5.1.11 MOS 330

Orta cevher zonunun MOS-1 olarak adlandırılan taban taşın tarafındaki ilk gelişen kırık hattı boyunca yerleşim sunan kuvars-rodonit+sülfitli epitermal faza ait örnektir. Yapı ve doku oldukça karmaşık olmasına rağmen, zonu temsil eden Şekil 4.19'daki örneğin görüntüsü üzerinde ardalı mineral çökelimi ile ilişkili ayrıtlanan cevherleşme fazları "a, b, c, d ve e" olarak adlandırılmıştır. "a" zonu sistemde ilk gelişen kuvars-rodonit fazına ait breş, "b" üzerine gelişen ve önceki faza ait breşi saran kuvars-rodonit+sülfit ve kuvars+sülfit fazına ait zonu, "c" kuvars+sülfit baskın iri sülfit mineralleri içeren fazı, "d" ışınsal rodokrozit mineralleri ve az miktarda sülfit içeren kuvars-rodonit-rodokrozit+sülfit fazını ve "e" düzensiz sülfit mineral saçınımı içeren kuvarsça zengin, kuvars-rodonit+sülfit fazını temsil eder.

Örnekte yapılan cevher mikroskobisi çalışmalarına göre "b", "c" ve "d" zonunda gri renkli silika içerisindeki sülfit mineralleri ile ilişkili altın mineral kapanımları boyutları 200 mikrona ulaştığı gözlemlenmiştir. Bu zonlarda altın ağırlıklı olarak pirit ile ilişkili olduğu gözlemlenirken, en geç evrede gelişen "e" zonundaki kuvars-rodonit+sülfitli faz içerisinde altınca zengin saçınımlı alanlar gözlenmektedir. Mikroskobik gözlemlerde, rodonit mineralleri içerisindeki serbest altın topluluklarının kapladığı alanların boyutları, 200x200 um^2'ye ulaştığı saptanmıştır (Şekil 5.19).

Yapı ve doku, ritmik ardalı çökelim ile ilişkili olarak kabuğumsu formda gelişim sunmuştur. “a” bölümündeki rodonit fazına ait breş etrafında merkezlenen fazlar, “e” bölümüne doğru ard arda çökelerek gençten yaşlıya bir çökelim dizilimi oluşturmuştur.

Örneğin genelinde parajenez, pirit, galen, sfalerit, kalkopirit, tenantit-tetrahedrit, kuvars, rodonit, rodokrozit, hematit ve altından meydana gelir. Süksesyon, genellikle parajenetik dizinimi izler. Altın süksesyonun başından sonuna kadar, hemen hemen bütün minerallerin oluşumu boyunca gelişmiştir. Detaylı ilişkiler cevher mikroskobisi bölümünde anlatılacaktır. Örnekten yapılan analizlerde 54,10 ppm altın değeri elde edilmiştir. Gümüş bölgedeki diğer fazlara göre düşük oranda olup, 27 ppm olarak ölçülmüştür (Şekil 5.19).



Şekil 5.19 MOS 330 nolu orta cevher damarındaki, MOS-1 kırık hattı üzerinden alınan kuvars-rodonit+sülfit fazına ait örnek. Şekil üzerinde ayrılan “a”, “b” , “c” , “d” ve “e” bölümleri sıralı olarak mineral çökelimi ve bantlaşma ile ilişkili kokart dokuyu meydana getirmektedir (Kişisel arşiv, 2018)

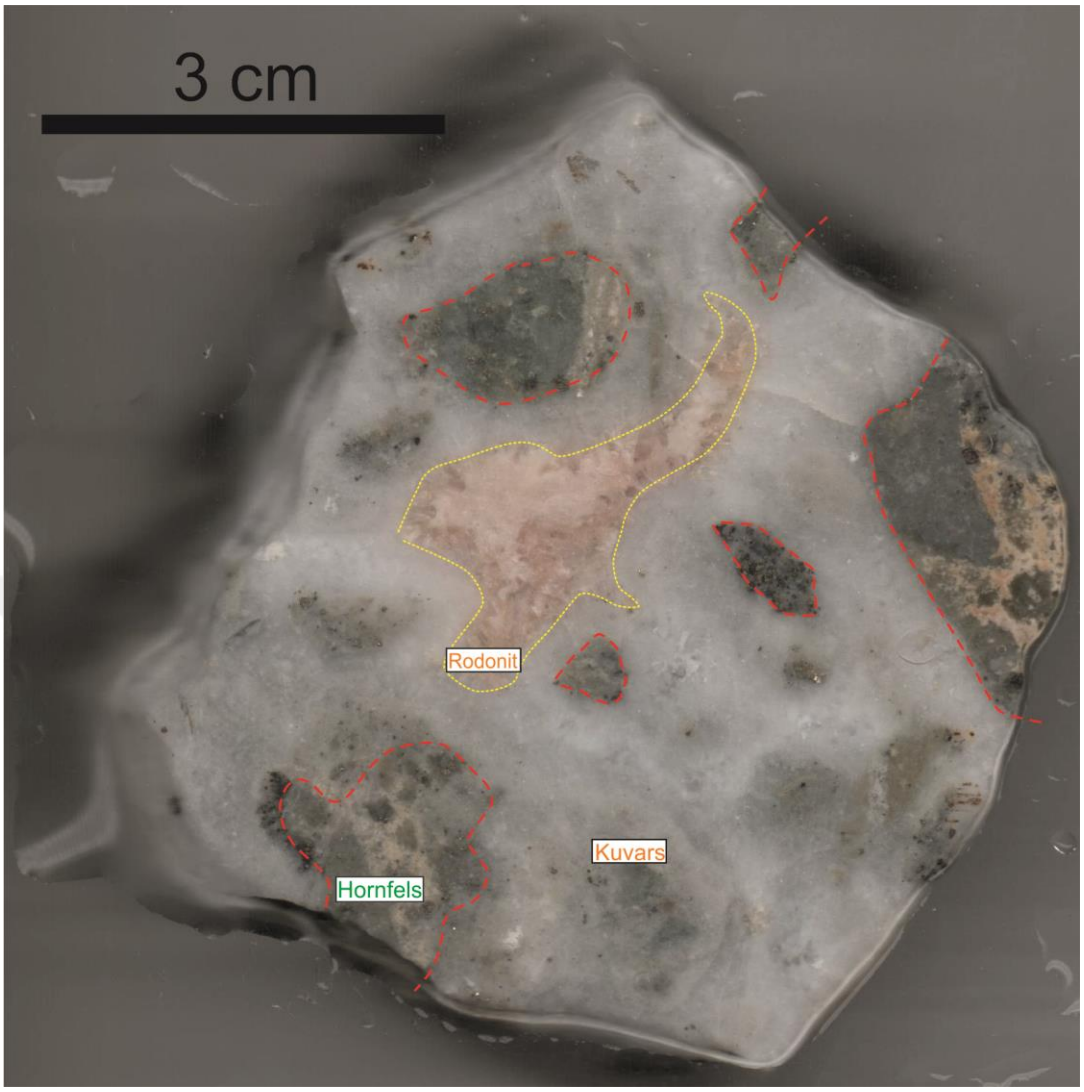
5.1.12 NOS 485

Kuzey cevher zonunun güney bölümünden, taban taşı kontağı boyunca gelişen ilk kırık zonlarına yerleşmiş kuvars +/-rodonitli epitermal faza ait örnektir (Şekil 5.20).

Doku breşik formda olup, muhtemelen fay aktivitesi ile ilişkili olarak geliştiği düşünülmektedir. Sonrasında fay zonu boyunca dolaşan epitermal akışkandan ilk olarak kuvars mineralleri çökelmiş ve breşlerin etrafını sarmıştır. Breşler incelendiğinde rodonitli akışkanların kuvars fazı gelişiminden önce ortamda varolduğu gözlenebilmektedir. Devam eden çökelim ile ilişkili olarak kuvars çökeliminin akabinde tekrardan ortamda rodonit mineralleri çökelerek kuvars mineralinin dolduramadığı boşlukları doldurduğu gözlenir (Şekil 5.20).

Özet olarak kuvars ve rodonitin ritmik ardalı çökeliminin, fay zonu içerisinde gerçekleştiği söylenebilmektedir.

Kestanebeleni Damar Sistemi'nde, epitermal akışkandan çökelen ilk faz üyelerinde (kuvars ve rodonit) altın bulunmayan benzer bir örneğini temsil eder. Örnekten yapılan analizlerde 0,72 ppm altın değeri elde edilmiştir.



Şekil 5.20 NOS 485 nolu Kuzey cevher damarı güney bölümündeki kuvars+/-rodonitli faza ait örnek. Örnek üzerinde gösterilmiş "Hornfels" yan kayaca ait breşleri, "Kuvars" kuvars minerallerinden meydana gelen ilksel fazı ve "Rodonit" rodonit minerallerinden yapılı boşluk dolgusunu temsil eder. Yankayaça ait breşlerin etrafındaki, epitermal akışkandan çökelen mineraller breşik damar dokusunun gelişimini sağlar (Kişisel arşiv, 2019)

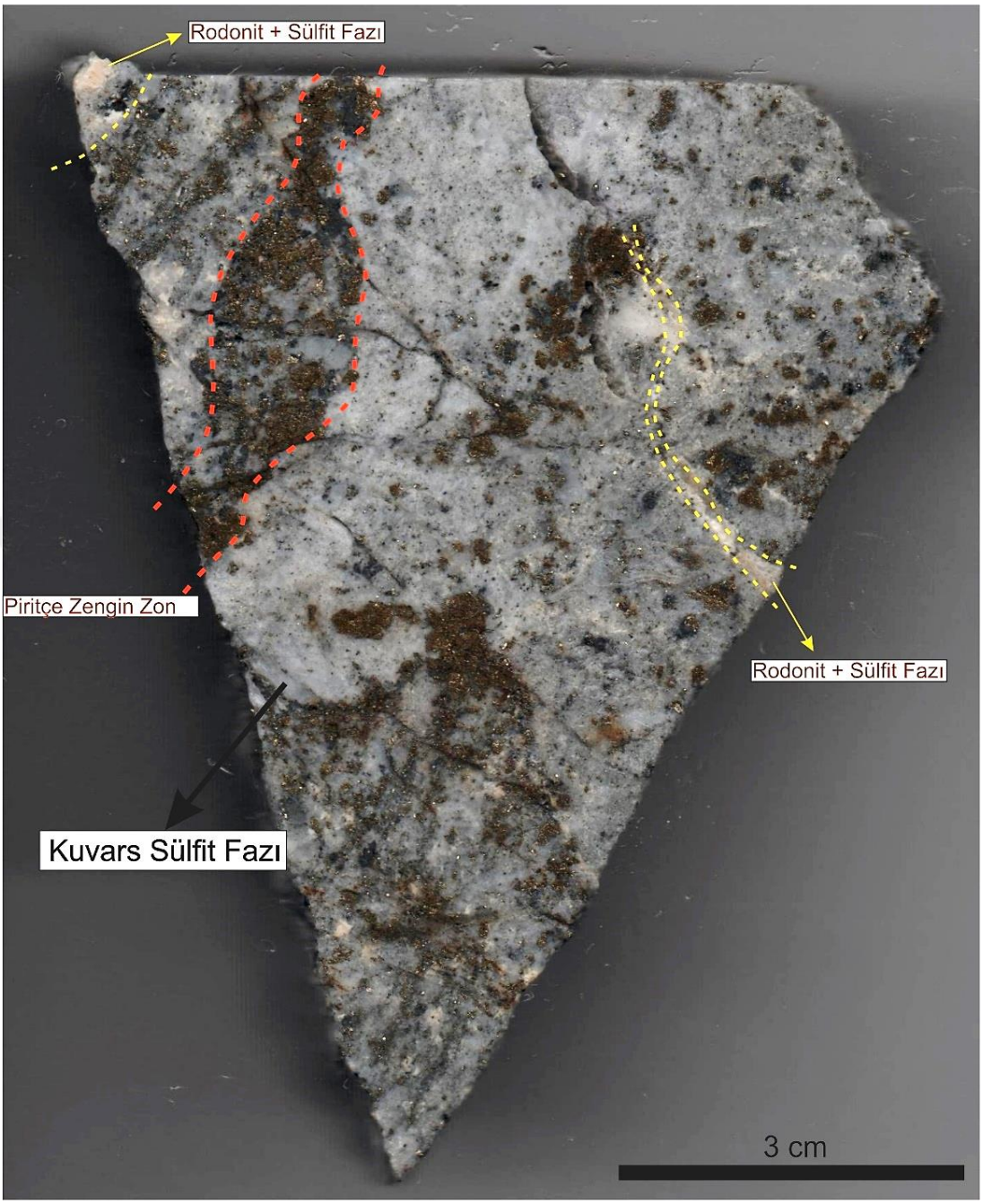
5.1.13 NOS 483

Kuzey cevher zonunun güney bölümünde gözlenen kuvars+sülfitli epitermal faza ait örnektir (Şekil 5.21).

Doku masif bir yapıda gözlenmesine karşın, örneğin belirli bölümlerdeki kuvars minerallerinin büyüklüklerinin (1 ile 5 mm) değişimine bağlı zonlar boyunca bantlı dokunun da geliştiği bazı bölümler gözlemlenmiştir.

Ayrıca, örneğin bazı bölümlerinde, çökelime kuvars-rodonit+sülfitli fazlarında dahil olduğu saptanmıştır. Muhtemelen ortama kuvars-rodonit+sülfitli akışkanların yerleşimi ile eş zamanlı olarak kuvars-sülfitli akışkanların da yerleşimi söz konusu olduğu düşünülmektedir. Durumu destekleyen bulgular, aynı zondan alınan diğer örneklerde de gözlenebilmektedir. Çalışma alanındaki detaylı faz haritaları ve örnek noktalarından elde edilen aynı zondaki diğer örneklerde, her iki fazın birbiri arasında ritmik çökelimi ve birbirlerini üzerledikleri gözlenmiştir. Yüksek ihtimalle farklı kimyadaki akışkanları taşıyan 2 ayrı kırık sisteminin kesiştiği alanlar boyunca, mineral çökelimi gerçekleşmektedir. Aynı durum "MOS 484" adlı örnekte gözlenebilmektedir.

Örnekten yapılan analizlerde 9,8 ppm altın değeri elde edilmiştir.



Şekil 5.21 NOS 483 nolu Kuzey cevher damarı güney bölümündeki kuvars+sülfitli faza ait örnek. Örnek üzerinde gösterilmiş "Kuvars-Rodonit+Sülfit Fazı" kuvars+sülfit fazı çökelimi esnasında sisteme dahil olan kuvars-rodonit+sülfitli akışkanı, "Piritçe Zengin Zon" belirli bölümlerde sülfit minerallerinin yoğunlaştığı alanları ve "Kuvars Sülfit Fazı" örneğin genel faz bileşimini ifade etmektedir (Kişisel arşiv, 2019)

5.1.14 NOS 484

Kuzey cevher zonunun güney bölümünde gözlenen kuvars-rodonit+sülfitli epitermal faza ait örnektir (Şekil 5.22).

Birçok doku tipi gözlenen örnekte, iki farklı faza ait epitermal ürünlerin breşleşme ve oluşum süreci dikkat çekmektedir. Saha genelinde rodonitçe zengin fazlar genellikle sülfitli fazlardan bağıl olarak daha yaşlı olarak görülür. İncelenen örnekte kuvars+sülfitli fazların, kuvars-rodonit +/-sülfitli fazlara ait breşlerin etrafını sardığı hemde kuvars-rodonit +/-sülfitli fazların kuvars+sülfitli fazları çevrelediği izlenmiştir. Bu sebeble farklı iki akışkan ile beslenen kırık zonlarında, bağıl yaş ilişkisi kurulamayan bir çökelime sahip faz dizisi oluşumu saptanmıştır. Dokusal olarak izlenen bu durum, ortamdaki iki farklı akışkanın karışımını yansıtır.

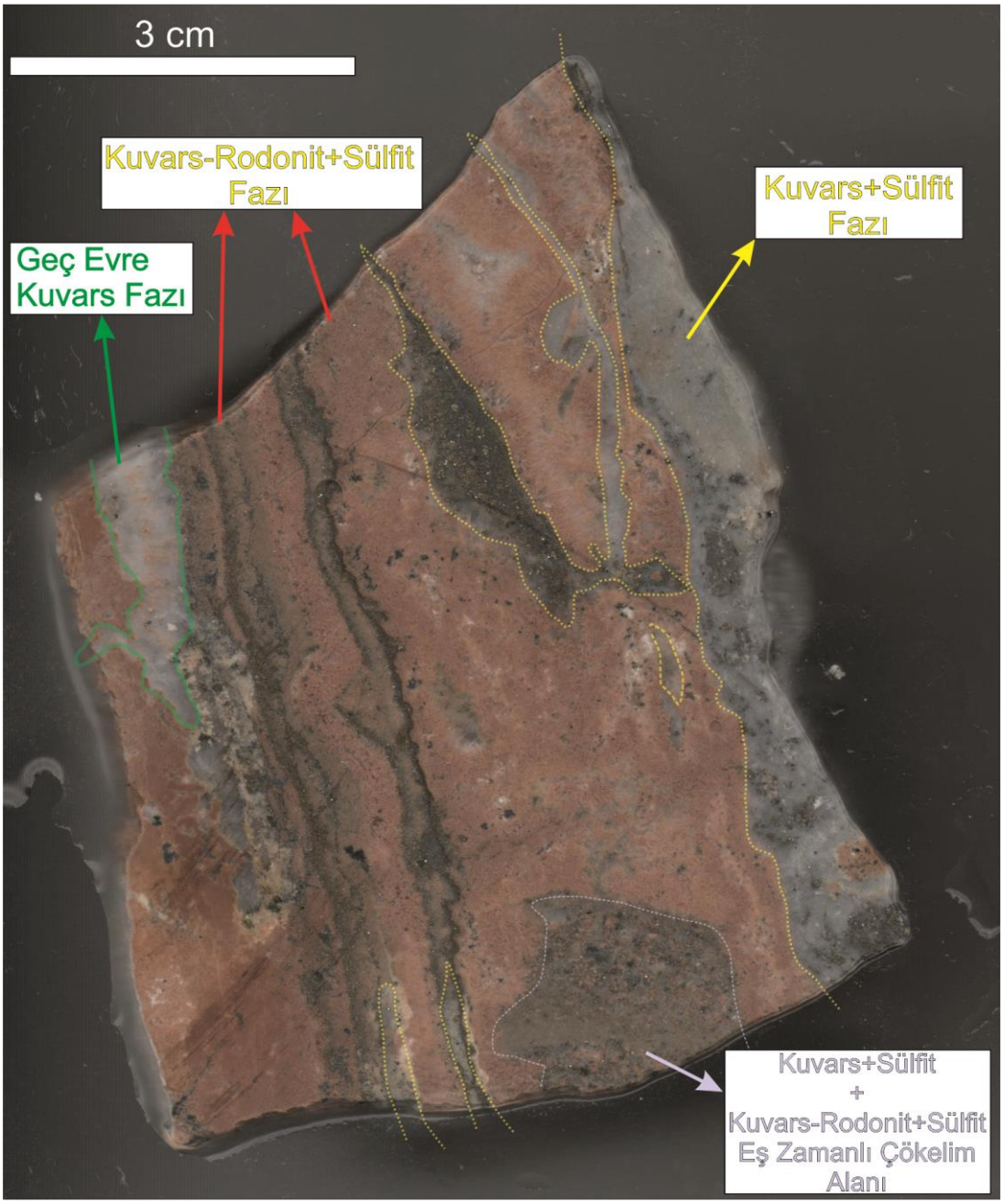
Benzer olarak Şekil 5.22'deki el örneğinde, kuvars-rodonit ve kuvars+sülfit fazına ait mineral çökeliminin aynı süreçte gelişimi görülebilmektedir.

Bu özel durumların dışında devam eden ritmik çökelim sonucunda, rodonitli fazlar ile sülfitli fazlar krastiform bantlı yapının gelişiminde önemli rol oynamıştır.

Mikroskobik incelemelerde altın mineralleri, hem sülfitlerle hemde silikat mineralleriyle ilişkili olduğu izlenmiştir. İlerleyen deformasyon ile ilişkili mineral çökelimi, önceki faza ait ürünlerin kırılıp parçalanması sonrasında yeni faza ait minerallerin gelişimi sayesinde kolayça görülmektedir. Durum ile ilişkili görseller cevher mikroskobisi bölümünde ifade edilecektir.

Altının bolluk oranı, ilerleyen deformasyon ile ilişkili kırık zonlarına yerleşen genç kuvars+sülfitli epitermal fazlarda artış gösterir. Bu fazlar diğerlerinden farklı olarak pirit, galen, sfalerit ve kuvars parajenezinden oluşan, önceki sülfitli fazları bir kırık hattı boyunca üzerlemesi ile karekterize olmaktadır. Bu alanlarda altın bolluk bakımından azalan oranda sırasıyla, kuvars, pirit, sfalerit ve galen ile ilişkilidir. Sülfit mineralleri içerisinde gözlenen altın kapanımları 30 ile 40 mikron boyutuna ulaşırken, kuvars içerisinde kapanlanmış taneciklerin boyutları genellikle 30 mikron altındadır.

Örnekten yapılan analizlerde 4,24 ppm altın değeri elde edilmiştir.



Şekil 5.22 NOS 484 nolu Kuzey cevher damarı güney bölümündeki kuvars+sülfitli ve kuvars-rodonit+sülfitli fazları içeren örnek. Örnek üzerinde "Eş Zamanlı Çökelim Alanı" olarak ifade edilen bölümde, çalışma alanı içerisinde genellikle birbirleri arasında belirgin yaş ilişkisi olan iki faza ait ürünlerin zamansal ve mekansal olarak eş gelişimi izlenir. "Kuvars+Sülfit" ve "Kuvars-Rodonit+Sülfit" fazlarının ritmik ve ardalı çökelimi krastiform doku gelişimi ile sonuçlanır. "Geç Evre Kuvars Fazı" ise örnek bazında en genç çökelim ürününü simgeler (Kişisel arşiv, 2019)

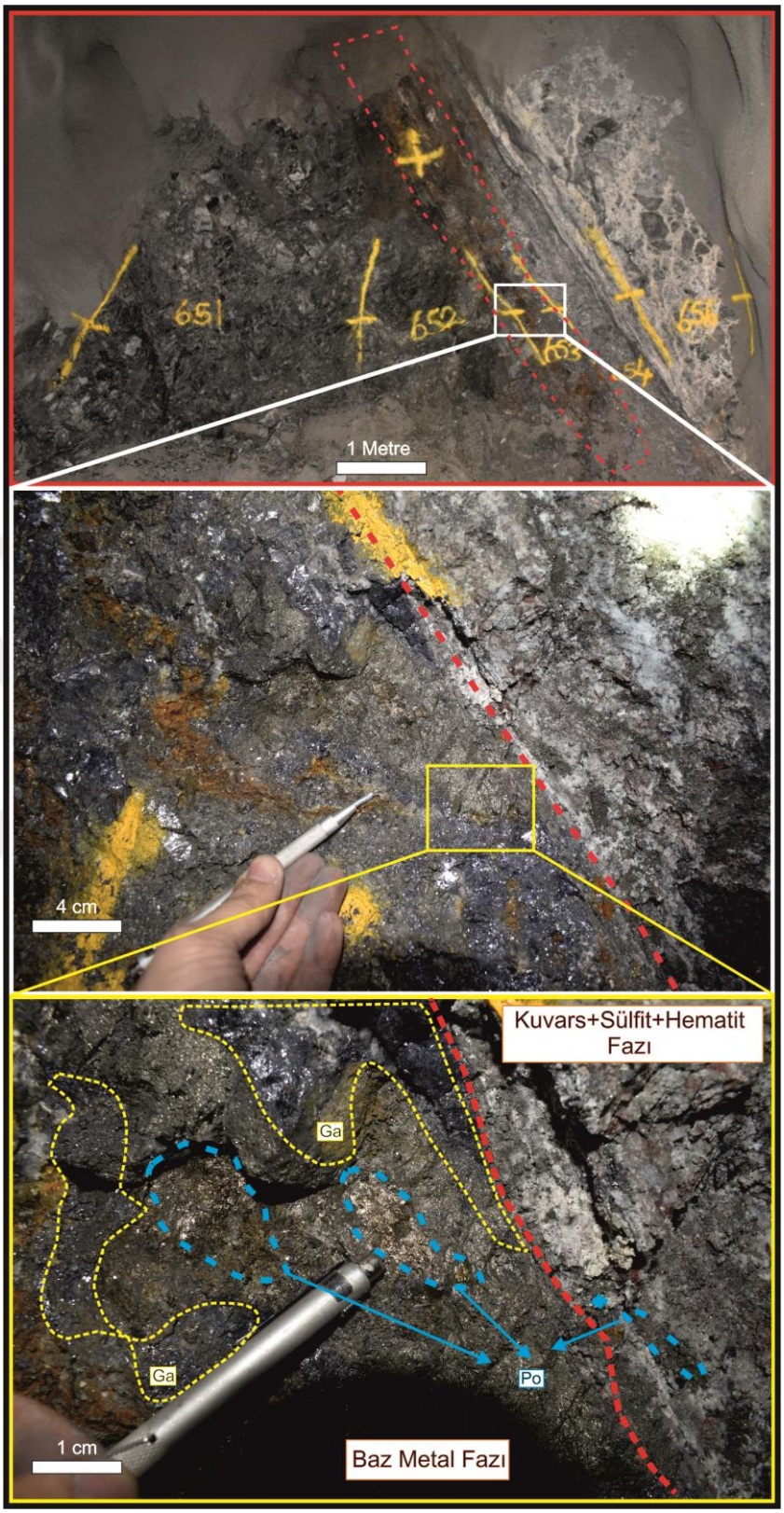
5.1.15 NOS 653 Baz Metal

Kuzey cevher zonunun kuzey bölümünde gözlenen Baz Metal fazına ait örnektir (Şekil 5.23).

Doku genellikle masif formda olup, çeşitli büyüklüklerde baz metal sülfit minerallerinden yapılıdır. Yaygın olarak, galen, sfalerit, pirit, arsenopirit, kalkopirit ve az miktarda kuvars içerir. Bazı bölgelerde ise hematit, manyetit ve pirotinin yoğun olarak parajenezde yer aldığı gözlenmektedir. İncelemeler sonrasında kuvars-manyetit +/-hematit(hipojen) olarak tanımlanmış daha genç fazların, baz metal sülfit fazını üzerlediği gözlenmiştir. Cevher mikroskobisi bölümünde ilişkiler anlatılacaktır.

Şekil 5.23'te görülen kuvars+sülfit+hematit fazı, baz metal fazını üzerlediği gözlenmektedir. Ayrıca, baz metal fazına ait pirotinli parçaların kuvars+sülfit+hematitli fazın içerisinde breşleşmiş kırıntıları da gözlenir. Klastlar olarak gözlenen pirotinler, Pre-epitermal evrenin ürünleri olabileceği düşünülmektedir.

Mikroskobik incelemeler için alınan örneklerde altın gözlenememiştir. Altın değeri 14,15 ppm olarak belirlenmiştir.



Şekil 5.23 NOS 653 Baz Metal örneğinin alındığı alanı gösteren üretim alanında çekilmiş fotoğraf. Yukardan aşağıya doğru yakınlaşılarak örnek alanı gösterilmiştir. “Po: Pirotin” ve “Ga: Galen” (Kişisel arşiv, 2019)

5.1.16 NOS 654 Kuvars+Sülfit+Hematit

Kuzey cevher zonunun kuzey bölümünde gözlenen Kuvars+Sülfit+Hematit fazına ait örnektir (Şekil 5.24).

Yapı, kuvars ve sülfit minerallerinin ardalı çökelimine bağlı yolludur. Bantlaşma zayıf gözlendiği için, damarın bazı bölümlerinde kokart dokuyu andırır nitelikte olmakla beraber bazı alanlarda ise kolloform dokuya benzer formlar gelişmiştir.

Sülfit minerallerinin mikron boyutundan, 5 mm ye kadar iri kristalli formlarda gözlenirler. Parajenez pirit, arsenopirit, galen, sfalerit, kalkopirit, hematit ve kuvarstan meydana gelir. Süksesyon pirit, arsenopirit, galen, sfalerit, kalkopirit dizilimini izler. Fakat, ilk gelişen mineral topluluğunu daha genç galen, kuvars ve altın mineralleri üzerlediği mikroskobi çalışmaları esnasında gözlemlenmiştir. Gözlemlere göre altın, geç evre kuvars mineralleri ile yakından ilişkilidir.

Yapılan analizlerden, 19,5 pmm Altın değeri elde edilmiştir.

Şekil 5.24 NOS 654 Kuvars+Sülfit+Hematit+Manyetit örneğinin alındığı alanı gösteren üretim alanında çekilmiş fotoğraf (Kişisel arşiv, 2019)

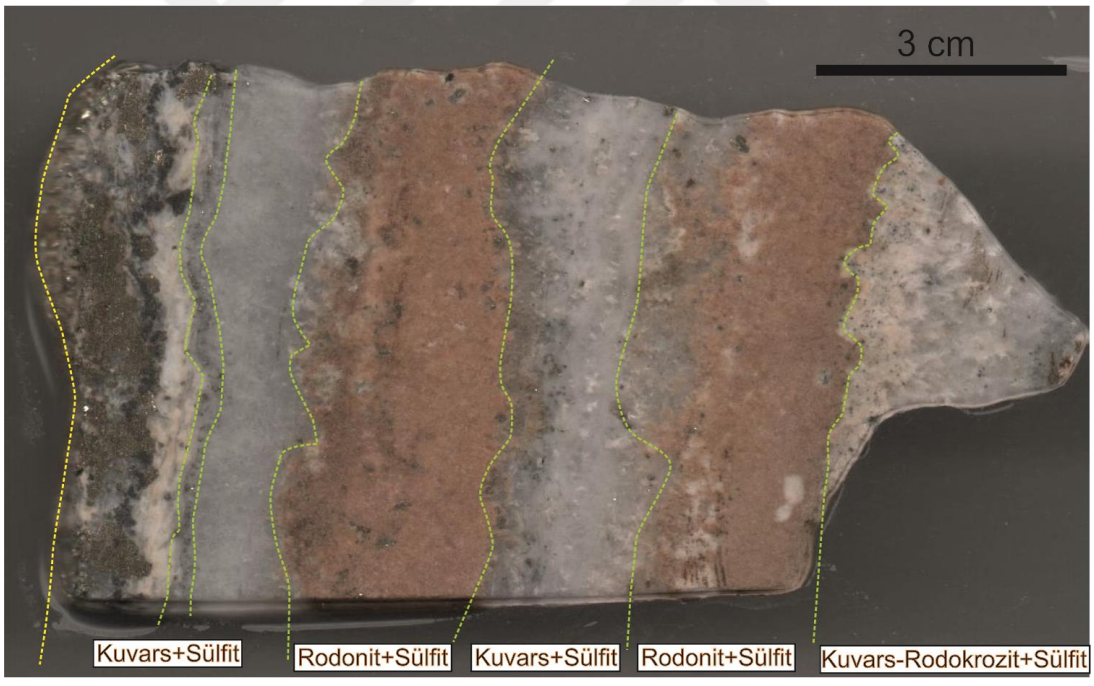
5.1.17 NOS 654 Kuvars-Rodonit+Sülfit

Kuzey cevher zonunun kuzey bölümünde gözlenen Kuvars-Rodonit+Sülfit fazına ait örnektir (Şekil 5.25).

Ritmik ardalı mineral çökelimi ile ilişkili Krastiform doku gelişmiştir. İnceleme alanında, baz metal ve kuvars+sülfit fazları tarafından üzerlendiği için 10-15 cm'lik bir kalınlıkta gözlenebilmektedir.

Parajenez, rodonit, kuvars, pirit, galen ve sfaleritten meydana gelmektedir. Süksesyon ise genellikle parajenetik dizinimi izlemektedir. Kuvars-rodokrozit+sülfit fazındaki, rodokrozit mineralleri rodonit mineralinden dönüşmüştür.

Altın, hem sülfit hem de silikat mineralleri ile ilişkili olarak gelişmiştir. Yapılan analizlerde 19,5 ppm altın değeri elde edilmiştir.



Şekil 5.25 NOS 654 Kuvars+Rodonit+Sülfit fazını içeren örnek. Ritmik ardalanmalı mineral çökelimi ile ilişkili krastiform doku gelişmiştir (Kişisel arşiv, 2019)

5.2 Cevher Mikroskobisi

Bu bölümde, yeraltı jeolojik haritalama çalışmaları sırasında üretim alanlarından alınan numunelerden hazırlanmış olan parlak kesit örnekleri incelenecektir.

Mikroskobi çalışmalarının başlıca hedefi, altın ile ilişkili mineral birlikleri ve birlikler arası ilişkiyi ortaya koymaktır. Altın ve gümüş mineralleri epitermal damar ve fazları içerisinde homojen dağılıma sahip değildir. Bu sebeple incelemeler, altının ilişkili olduğu epitermal fazlar, mineralizasyon bantları ve mineral birlikteliklerini gözeterek gerçekleştirilmiştir.

Mikroskobi numuneleri, sıvı kapanım ve parlak kesit numuneleri olmak üzere ikiz örnekler halinde hazırlanmıştır. Cevher mikroskobisinde altının ilişkili olduğu, epitermal faz, faz üyeleri ve fazları meydana getiren mineralizasyon bantları belirlenmiştir. Bu ilişki dikkate alınarak gerçekleştirilen sıvı kapanım çalışmaları ile altın çökelim koşullarına yorum getirmek hedeflenmiştir.

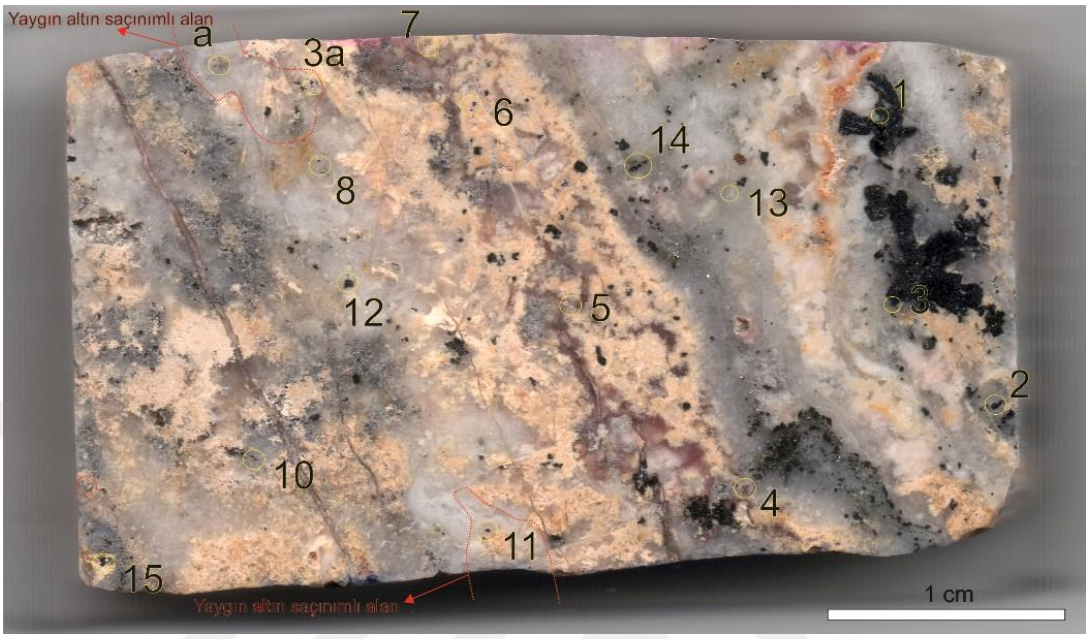
Efemçukuru Kestanebeleni Damar Sistemi altın mineralizasyonu, sülfit ve silikat mineralleri ile ilişkili olduğu gözlemlenmiştir. Sülfit mineralleri ile ilişkili altın mineralizasyonu azalan oranda; pirit, sfalerit, galen ve kalkopirittir. Altın genellikle sülfit mineralleri içerisinde, 1 ile 200 mikron arasında değişen tane boyuna sahip, düzensiz saçınımlar ve bireysel iri formlar halinde gözlenir. Ortalama tane boyu dağılım aralığı 20 ile 40 mikron arasındadır. Ayrıca, altın minerali ile ilişki en önemli sülfit minerali temsilcisi pirittir.

Altının ilişkili olduğu başlıca silikat ve karbonat mineralleri azalan oranda; rodonit, rodokrozit, kuvars ve kalsittir. Mikroskobi çalışmaları esnasında altın özellikle, 20 ile 50 mikron arasında özşekilli kuvars kristal sınırları boyunca prizmatik formlar sunar. Bununla birlikte altın önemli oranda amorf silika içerisinde, ortalama 1 ile 20 mikron tane boyu dağılım aralığında, çeşitli şekillerde ve düzensiz saçınımlar halinde gözlenir.

Örneklerden yapılan gözlemler, bu başlık altında her örnek için detaylandırılacaktır.

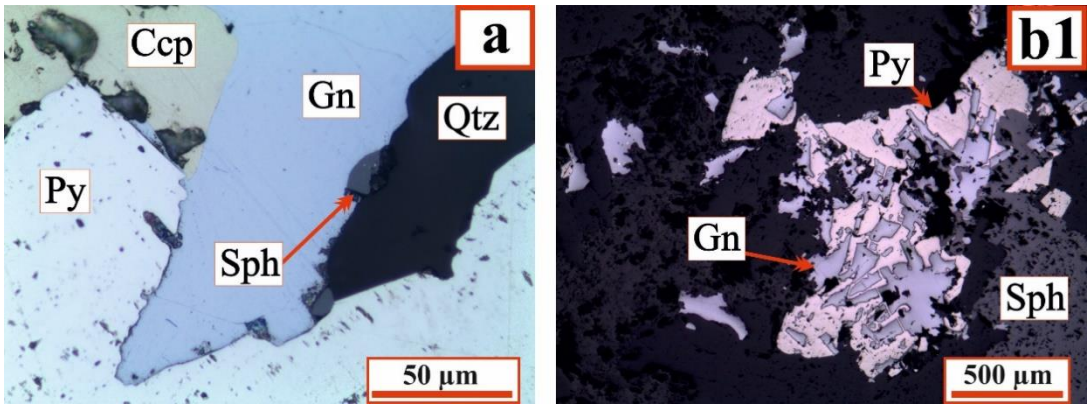
5.2.1 MOS 293-2

Örnekten yapılan mikroskobik gözlem noktaları Şekil 5.26'da verilmiştir.



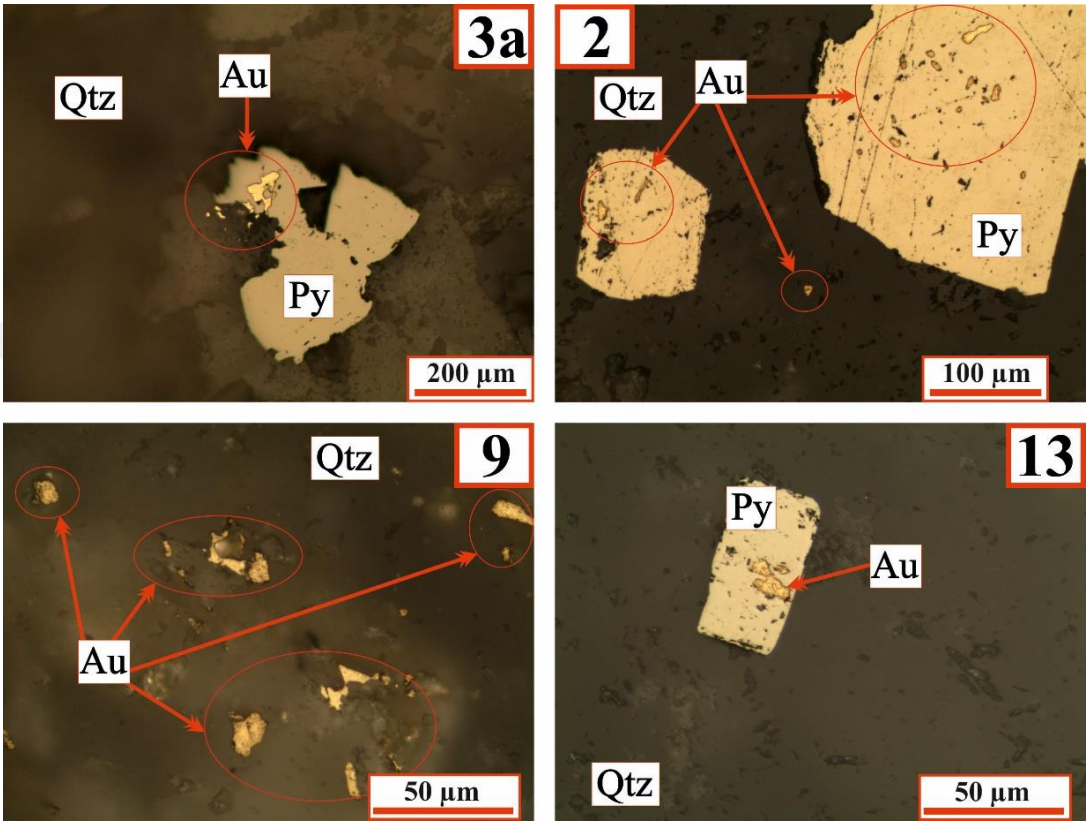
Şekil 5.26 MOS 293-2 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları (Kişisel arşiv, 2018)

Örnekte yapılan incelemelerde mineral parajenezi, rodonit, kuvars, pirit, sfalerit, galen, altın, kalkopirit, hematit ve nabit bakırdan oluşur. Bununla birlikte, mineral bolluk sırası parajenetik dizinimi izler. Yapılan gözlemlerdeki ilişkilere göre sülfit mineral süksesyonu pirit, galen, sfalerit ve kalkopirit dizinimini takip eder (Şekil 5.27).



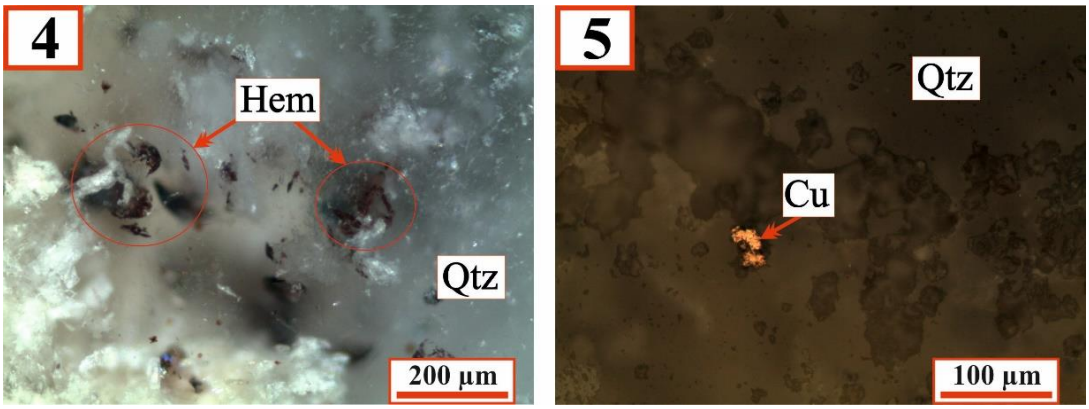
Şekil 5.27 MOS 293-2 örneği, a ve b1 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. a ve b1 mikro fotoğrafları //N görüntülerinde sırasıyla, Py, Gn, Sph ve Ccp üst üste gelişimi görülmektedir. Py: Pirit, Gn: Galen, Sph: Sfalerit, Ccp: Kalkopirit, Qtz: Kuvars

Pirit altın kapanımlarını içeren başlıca sülfit mineralidir. Ayrıca önemli oranda altın minerali, prizmatik kuvars kristal sınırları ve sülfit mineral sınırları boyunca çeşitli form ve şekillerde gözlenmektedir (Şekil 5.28). Durum, Şekil 5.26'teki 3a, 2, 9, 13 gözlem noktalarında izlenir.



Şekil 5.28 MOS 293-2 örneği, 3a, 2, 9 ve 13 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 2 ve 13'te Pirit içerisindeki Altın mineral kapanımları gösterilmektedir. 3a: Pirit içerisindeki altın mineral kapanımları ve pirit mineralini çevreleyen altın mineralini gösterir.9: Öz şekilli kuvars kristal sınırları boyunca prizmatik formdaki altın minerallerini gösterir. Mikro fotoğrafların tamamı //N'de çekilmiştir. Py: Pirit, Qtz: Kuvars, Au: Altın

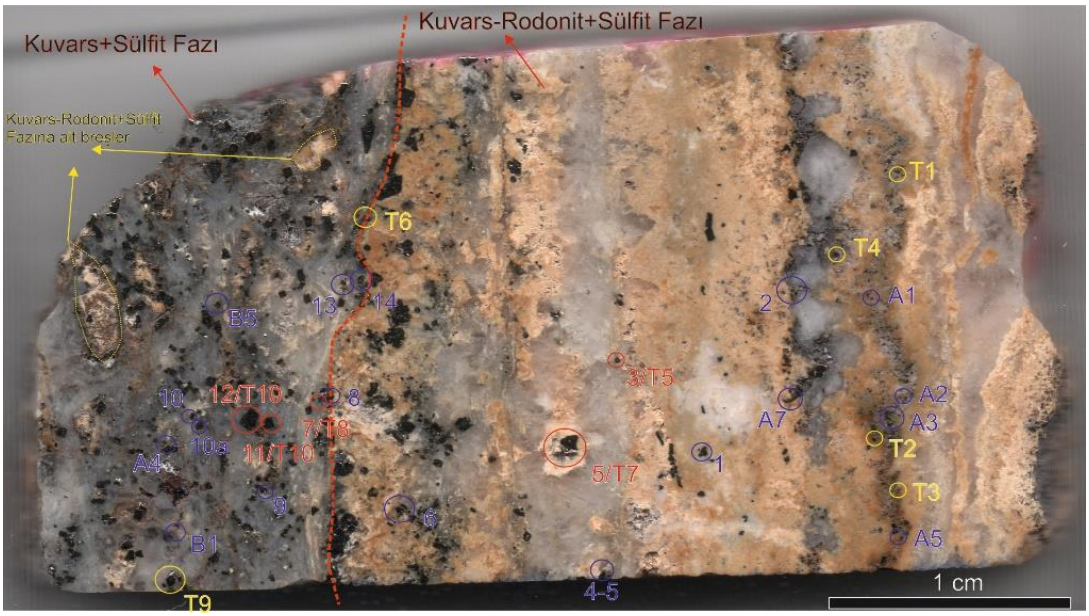
Şekil 5.26'teki örnek görüntüsünde gözlenen bordo renkli Kuvars-Hematit fazı, temelde görülen Kuvars-Rodonit+Sülfit fazını üzerlemektedir. 5, 7 ve 4 numaralı gözlem noktalarını izleyen hat boyunca görülen Kuvars-Hematitli epitermal faz üyesidir. Kuvars matriks içerisinde serbest speküler hematit ve nabit bakır mineralleri gözlenmiştir (Şekil 5.29).



Şekil 5.29 MOS 293-2 örneği, 4 ve 5 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 4: Kuvars içerisindeki spekülar hematit minerallerinin +N'deki görünümü. 5: Kuvars içerisindeki Nabit Bakır minerali //N'deki görünümü. Hem: Hematit, Cu: Nabit Bakır, Qtz: Kuvars

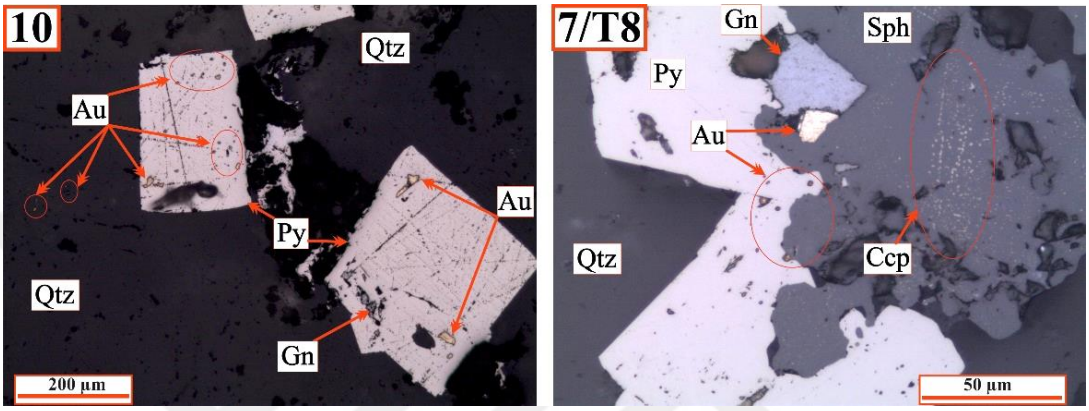
5.2.2 MOS 293-1

Örnekten yapılan mikroskobik gözlem noktaları Şekil 5.30'da verilmiştir. Hazırlanan örnek MOS 293-2 ile aynı damar zonundan alınmıştır. Ayrıca, Şekil 5.30'da epitermal faz evrelerinden Kuvars+Sülfit'in, Kuvars-Rodonit+Sülfit fazını üzerlediği görülmektedir.



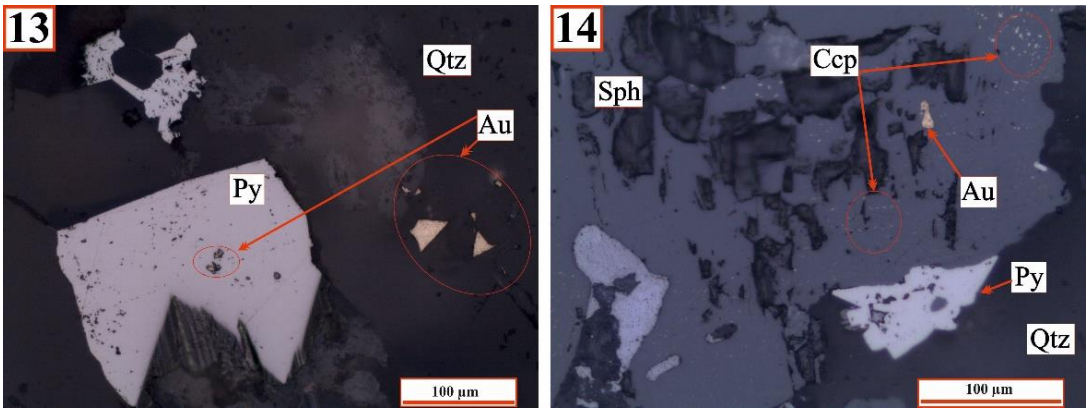
Şekil 5.30 MOS 293-1 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları (Kişisel arşiv, 2017)

Mineral parajenezi, rodonit, kuvars, pirit, sfalerit, galen, altın, bizmutça zengin galen, nabit bakır ve tenantit-tetrahedritten meydana gelir. Mineral bolluğu azalan oranda parajenetik dizinimi izlemektedir. Genellikle sülfit mineral süksesyonu pirit, galen, sfalerit ve kalkopirit dizinimini takip eder. Altının çökelimi, sülfit mineral süksesyonu boyunca devam etmektedir. Altın ile en yakın ilişkili sülfit minerali pirittir (Şekil 5.31).



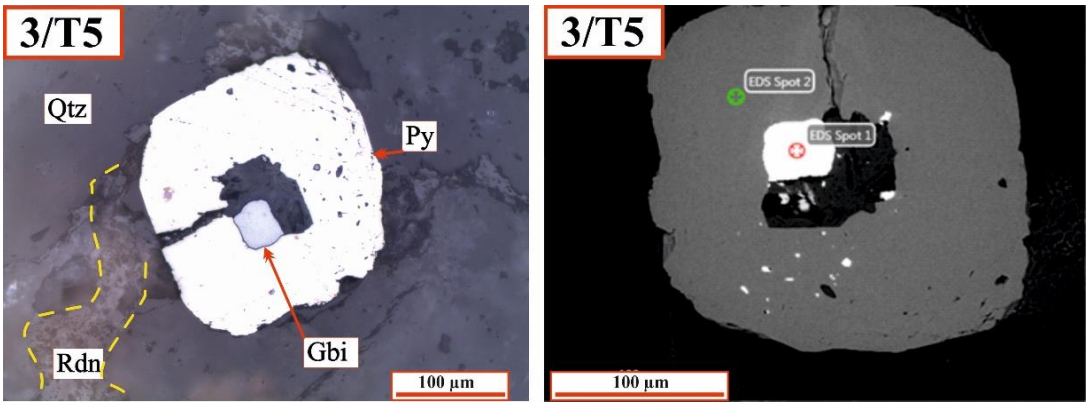
Şekil 5.31 MOS 293-1 örneği, 10 ve 7/T8 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 10: Pirit ve kuvars içerisindeki altın kapanımlarının //N'deki görünümü. 7/T8: Pirit, galen ve sfalerit süksesyonunu gösterir. Altın, galen ve sfalerit ile sınır yapmaktadır. Py: Pirit, Gn: Galen, Sph: Sfalerit ve Qtz: Kuvars

Kuvars+Sülfit fazı içerisindeki, sfalerit mineralleri nadiren altın mineral kapanımları içermektedir. Bazı serbest iri taneli altın mineralleri, kuvars içerisinde ve kristal sınırları boyunca iri prizmatik formlarda da gözlenmektedir (Şekil 5.32).



Şekil 5.32 MOS 293-1 örneği, 13 ve 14 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 13: Pirit ve prizmatik kuvars kristal sınırları boyunca serbest iri taneli altın minerallerinin //N'deki görünümü. 14: Sfalerit içerisinde kapanım halinde gözlenen altın minerallerinin //N'deki görünümü. Py: Pirit, Sph: Sfalerit, Ccp: Kalkopirit, Qtz: Kuvars, Au: Altın

Kuvars-Rodonit+Sülfit fazı içerisindeki bazı galen minerallerinde farklı renklenme ve yansıtma gücü farklılıkları gözlemlenmiştir. Bu sebeble mineraller üzerinden elektron mikroskobisi çalışmaları gerçekleştirimiş ve bazı minerallerde farklı elementlerce zenginleşme olduğu saptanmıştır. Şekil 5.33'teki galen minerali üzerinden yapılan nokta analizinde bizmut elementince zenginleşme olduğu görülür. Ayrıca, piritlerdeki bizmut zenginleşmesi de dikkat çeker (Tablo 5.1).

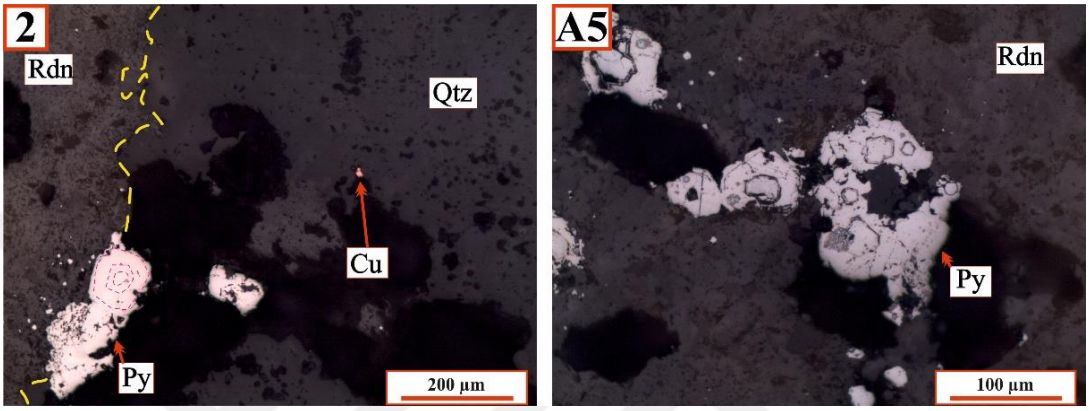


Şekil 5.33 MOS 293-1 örneği, 3/T5 gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. Soldaki görüntü cevher mikroskobu altındaki görünüm, sağdaki görüntü taramalı elektron mikroskobu altında görünümdür. Py: Pirit, Gbi: Bizmutça zengin galen, Rdn: Rodonit, Qtz: Kuvars, EDS Spot: Elektron mikroskobu analiz noktası

Tablo 5.1 EDS SPOT 1 ve EDS SPOT 2 noktaları Elektron mikroskobu analiz değerleri

EDS SPOT 2 (Pirit Minerali)			EDS SPOT 1 (Galen Minerali)		
Element	Ağırlıklı %	Atomik %	Element	Ağırlıklı %	Atomik %
Zr	1,45	0,7	O	15,24	64,38
S	42,78	58,92	Mo	0	0
Bi	5,67	1,2	Pb	57,75	18,84
Ag	0,02	0,01	Bi	10,92	3,53
Ti	0,1	0,09	Ag	0	0
V	0	0	Sb	0,02	0,01
Cr	0,03	0,02	Te	0,23	0,12
Mn	1,48	1,19	Mn	2,85	3,5
Fe	45,18	35,73	Fe	6,05	7,32
Co	0,27	0,2	Tl	6,95	2,3
Ni	0,32	0,24			
Cu	0,33	0,23			
Zn	0,68	0,46			
As	1,69	0,99			

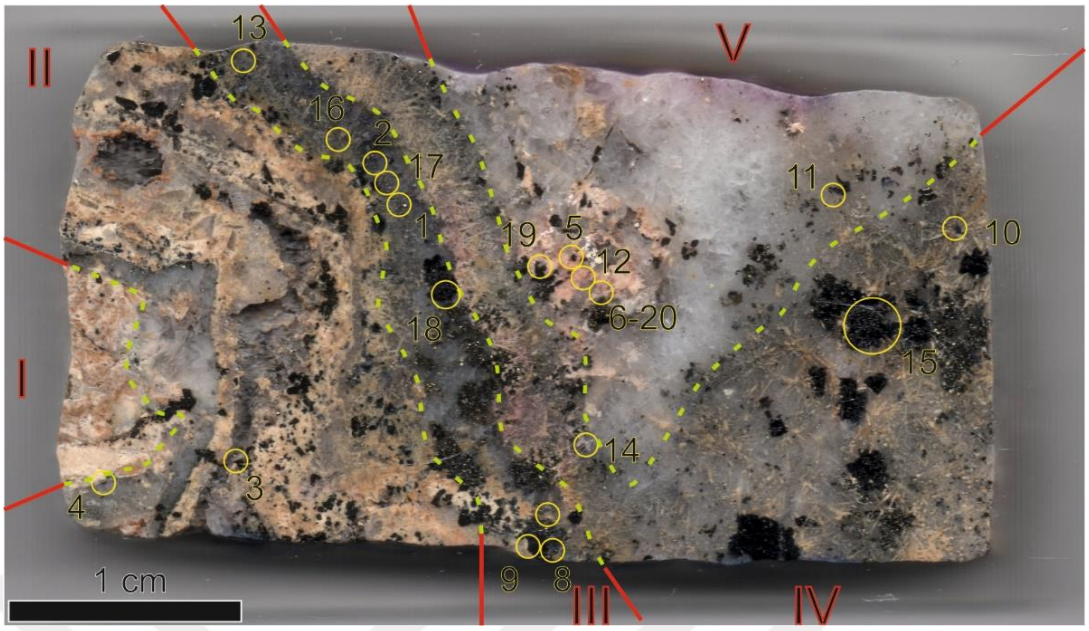
Mikroskobik incelemeler, altın minerallerinin Kuvars+Sülfitli faz içerisinde hem sülfit mineralleri hemde kuvars içerisinde serbet halde daha yoğun olarak bulunduğunu göstermiştir. Ayrıca, Kuvars-Rodonit+Sülfit fazı içerisindeki piritlerin birçoğu altın kapanımlarınca daha fakir olup, zonal büyüme izleri yaygın olarak görülmektedir. Bununla birlikte, kuvarslar içerisinde nabit bakır mineralleri de gözlenmektedir (Şekil 5.34).



Şekil 5.34 MOS 293-1 örneği, 2 ve A5 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 2: Pirit'in zonal büyüme izlerini ve Kuvars içerisindeki nabit bakır minerali //N'deki görünümü. A5: Piritlerdeki zonal büyümeyi gösteren //N görünümü. Py: Pirit, Rdn: Rodonit, Qtz: Kuvars, Cu: Nabit Bakır

5.2.3 MOS 330

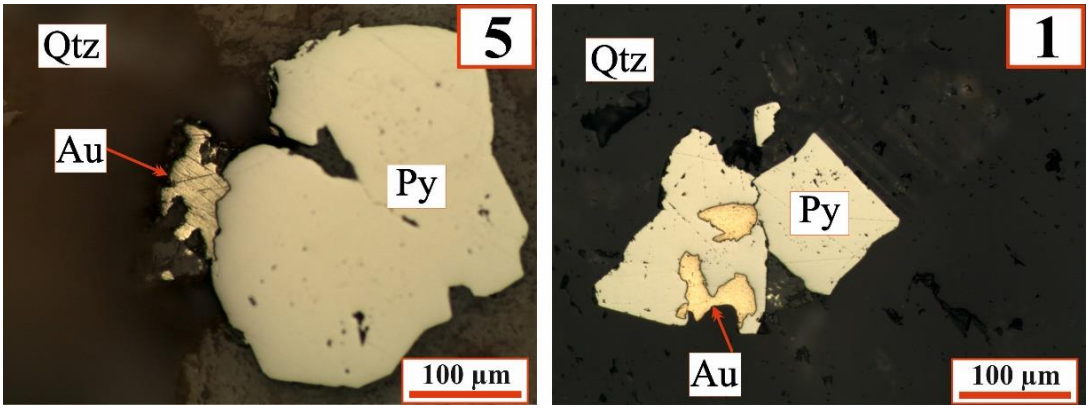
Kuvars-Rodonit+Sülfit damarına ait örnek, makro incelemelerde mineral bolluğu ve epitermal faz değişimlerine dayalı olarak 5 ayrı banta ayrılmıştır. Şekil 5.35'te sırasıyla, I, II, III, IV ve V olarak numaralandırılmış zonlar yaşlıdan gençe sıralanabilmektedir. I ve II rodonit+sülfit baskın mineralojiye sahipken III numaralı bant koyu gri renkli silika içerisinde iri sülfit minerallerinden yapılı banttır. Dört ve beş numaralı bantlar kuvars, rodonit ve rodokrozit minerallerince zengin sülfitli alanlardır. Bantlı doku, epitermal çözeltiden ardalanmalı mineral çökelimi ile gelişmiştir. Örnekten yapılan mikroskobik gözlem noktaları Şekil 5.35'te verilmiştir.



Şekil 5.35 MOS 330 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları (Kişisel arşiv, 2017)

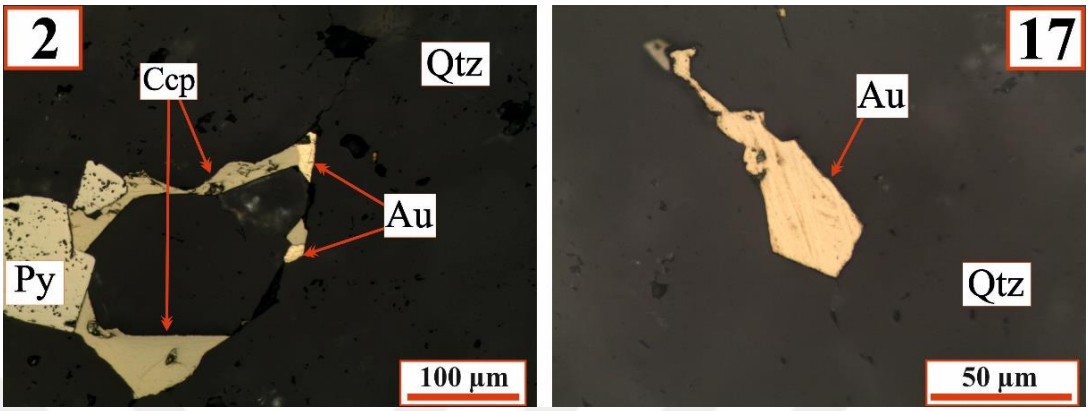
Mineral parajenezi, kuvars, rodonit, pirit, rodokrozit, galen, sfalerit, kalkopirit, hematit, tetrahedrit-tenantit ve altındır. Mineral bolluğu azalan oranda parajenetik dizinimi izlemektedir.

Örnekte tanımlanan tüm bantlarda altın değişken oranda gözlenir. I, II ve III numaralı bantta yaygın olarak pirit içerisinde kapanım formunda ve pirit mineral sınırları boyunca, 100 mikronu aşan bireysel altın taneleri gözlenir (Şekil 5.36).



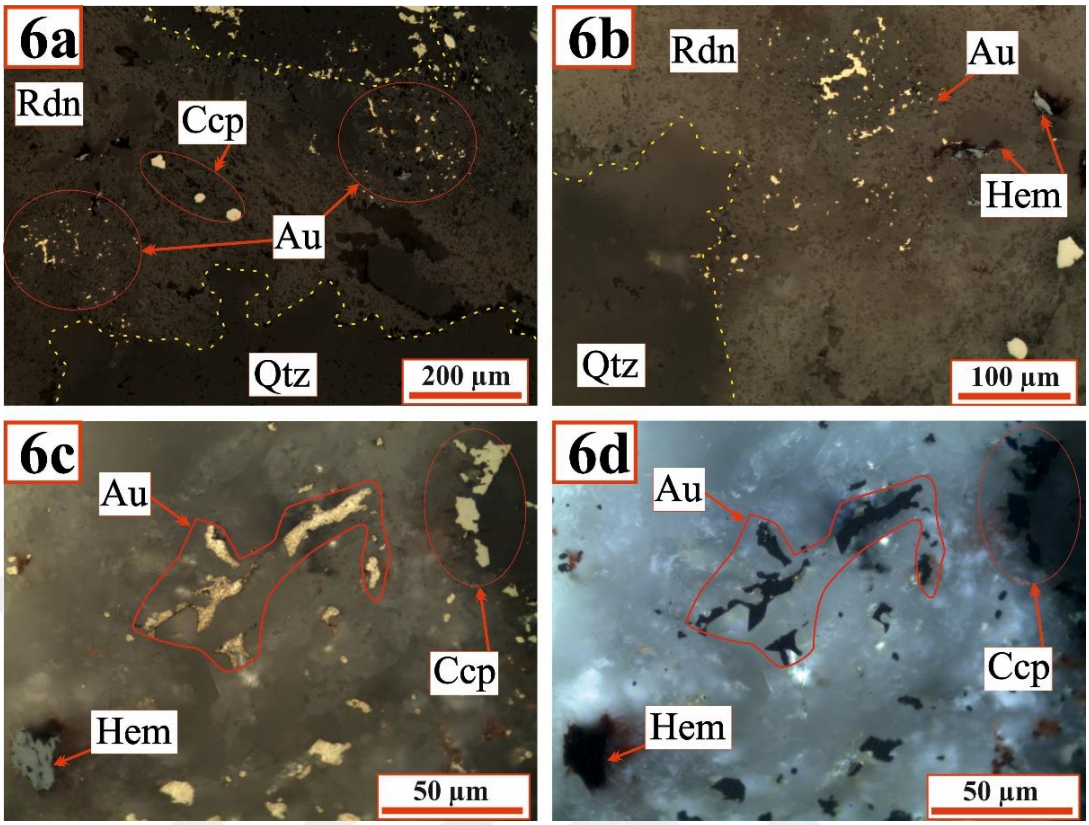
Şekil 5.36 MOS 330 örneği, 5 ve 1 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 5: Pirit sınırı boyunca gözlenen altın tanesi //N'deki görünümü. 1: Pirit içerisinde gözlenen altın tanelerinin //N'deki görünümü. Py: Pirit, Qtz: Kuvars, Au: Altın

Ayrıca, aynı bantlar içerisindeki bireysel altın taneleri, hem özşekilli kuvars kristal sınırları boyunca ve hemde kalkopirit mineralleri sınırları boyunca gözlenebilmektedir (Şekil 5.37).



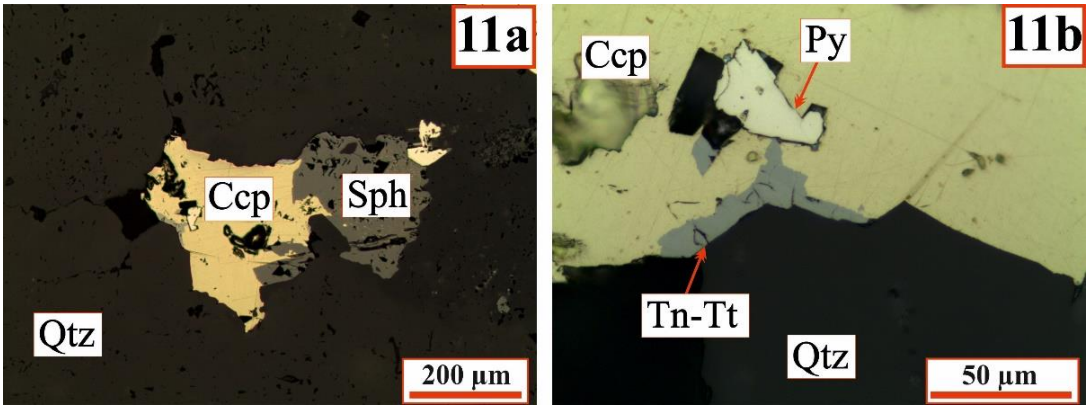
Şekil 5.37 MOS 330 örneği, 2 ve 17 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 2: Kuvars kristal sınırı ve Kalkopirit tane sınırları boyunca gözlenen Altın minerali //N'deki görünümü. 17: Kuvars kristal sınırında gözlenen serbest Altın tanesi //N'deki görünümü. Py: Pirit, Qtz: Kuvars, Ccp: Kalkopirit, Au: Altın

Şekil 5.35'teki IV ve V numaralı bantlarda, altın yaygın olarak silikat mineralleri içerisinde düzensiz saçınımlı formda gözlenmektedir. Özellikle kuvars ve rodonit içerisinde 3 mikrondan 60 mikrona varan boyutlarda, saçınımlı serbest taneli formlar çok yaygındır. Bununla birlikte, bu alanlarda hematit ve kalkopirit mineralileri aynı silikat mineral fazı içerisinde yaygın olarak izlenir (Şekil 5.38).



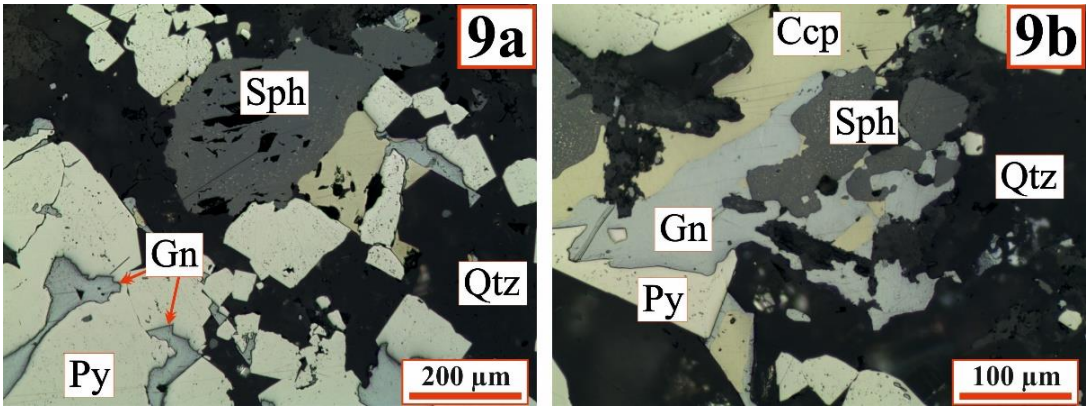
Şekil 5.38 MOS 330 örneği, 6 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 6a: Rodonit içerisinde saçınımlar halinde gözlenen altın ve kalkopirit mineralleri //N'deki görünümleri. 6b: Rodonit içerisinde saçınımlar halinde gözlenen altın, kalkopirit ve hematit mineralleri //N'deki görünümleri. 6c: Kuvars içerisinde ve kristal tane sınırları boyunca saçınımlar halinde gözlenen altın, kalkopirit ve hematit mineralleri //N'deki görünümleri. 6d: 6c olarak adlandırılmış mikroskobik görüntünün +N deki görünümü. Qtz: Kuvars, Ccp: Kalkopirit, Hem: Hematit, Rdn: Rodonit, Au: Altın

Beş numaralı bantta, kalkopirit minerallerinin tetrahedrit-tenantit mineral fazına ait oluşumlar tarafından ornatımı Şekil 5.39'da gözlenir.



Şekil 5.39 MOS 330 örneği, 11 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 11a: Kalkopirit'in sfalerit tarafından ornatımının //N'deki görünümü. 11b: Kalkopirit mineralinin, tetratedrit-tenantit mineral fazı tarafından ornatımının //N'deki görünümü. Qtz: Kuvars, Ccp: Kalkopirit, Py: Pirit, Tn-Tt: Tenantit-Tedrahedrit

Örnekte yapılan gözlemlere dayalı olarak sülfit mineral süksesyonu, pirit, galen, sfalerit, kalkopirit, tetrahedrit-tenantit dizilimini izler. Bu dizinimi temsil eden mineral ornatım ve mineral gelişimi görüntüleri Şekil 5.40'ta gözlenmektedir.



Şekil 5.40 MOS 330 örneği, 9 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 9a: Pirit'in çatlakları boyunca galen mineralinin gelişimi ve sfalerit'in tüm minerallerin üzerine büyümesini gösteren //N'deki mikroskobik görünüm. 9b: 9a'daki ilişkinin yakından görümü. Galenin, kalkopirit tarafından ornatımı ve kalkopirit'in sfalerit tarafından ornatımının //N'deki görünümü. Qtz: Kuvars, Ccp: Kalkopirit, Py: Pirit, Gn: Galen, Sph: Sfalerit

Örnekte yapılan mikroskobik tüm gözlemlere bağlı olarak, I, II ve III numaralı epitermal bantlardaki altın mineralizasyonu yaygın olarak sülfit mineralleri ile ilişkili olup, altın yaygın olarak pirit içerisinde kapanımlar halinde gözlenir. Bazı gözlemlerde ise kalkopirit tane sınırları boyunca birliktelik sunduğu saptanmıştır. Bu alanlarda nadiren de olsa kuvars kristal sınırları boyunca 15 ile 100 mikron boyutunda bireysel serbest taneli altın mineralleri gözlenmiştir.

Dört ve beş numaralı epitermal bantlarda altın, yaygın olarak düzensiz saçınımlar halinde 1-5 mikron aralığından, 60 mikrona varan tane boyutuna ulaştığı yoğunluklu olarak rodonit ve kuvars minerallerinden yapılı bölgeler gözlenmiştir. Özellikle V numaralı alandaki rodonit minerallerinden yapılı bölümlerde, 1mm^2'ye ulaşan altın saçınımlı alanlar ile karekterize olur.

5.2.4 MOS 333

Kuvars-Rodonit+Sülfit damarına damarına ait örnek, makro incelemelerde mineral bolluğu ve epitermal faz değişimlerine dayalı olarak 3 ayrı bölüme ayrılmıştır. Bir numaralı alan daha önce gelişmiş ve sonraki deformasyon süreçleri ile ilişkili olarak izleyen II numaralı epitermal faz içerisinde breş olarak yer almıştır. Bu ilişki göz önünde bulundurularak I ve II numaralı alandaki mineralizasyonun farklılık ve benzerlikleri üzerine yoğunlaşılmıştır. Benzer şekilde III numaralı bölge ise daha önce gelişmiş olan epitermal faz üyelerini üzerleyerek yerleşim sunmuştur. Bu nedenle III numaralı cevher fazı da ayrı olarak incelenecektir. MOS 333 nolu örnek üzerinde yer alan mikroskobik gözlem noktaları Şekil 5.41'de verilmiştir.

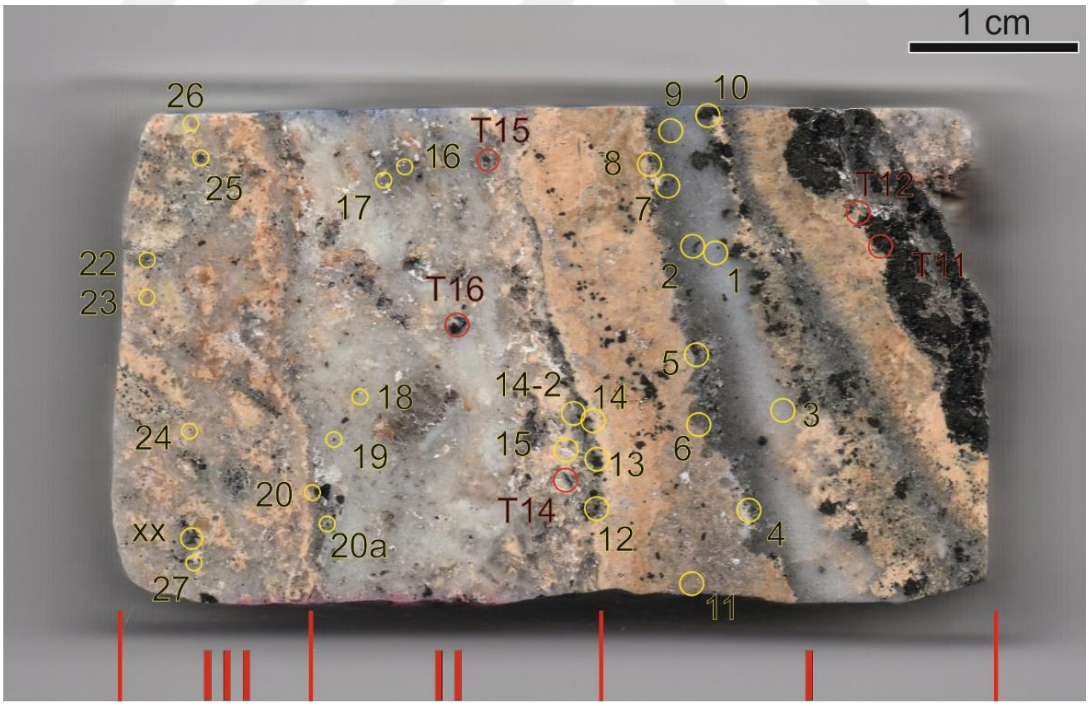
Bir numaralı bölüm genel olarak Kuvars-Rodonit+Sülfit fazına ait mineral fazları içeren, daha sonra daha genç fazların yerleşimi sonrası breş halinde tanımlanmış bir alandır. Bu bölüm başlıca pirit, kalkopirit ve tetrahedrit-tenantit mineralllerinden oluşan yaygın sülfit mineral birliği ile diğer bölümlerden ayrılmaktadır (Şekil 5.41; 5.42).

İki numaralı bölüm baskın olarak kuvars, azalan oranda ise rodonit ve sülfit minerallerinden yapılıdır. Bu bölgede altın hem sülfit hemde silikat mineralleri ile ilişkilidir. Altın, rodonit içerisinde tane boyu 5 ile 10 mikron arasında değişen düzensiz

saçınımlar halinde yersel olarak dağılım sunar. Kuvars ile ilişkili altın mineralleri ise kuvars kristal sınırları ve kristal içerisinde tane boyu 30 mikronu aşmayan bireysel oluşumlar halinde gözlenmiştir (Şekil 5.41).

Üç numaralı bölümde kuvars ve rodonit mineral bolluğu dengeli bir dağılımda olup, matriks içerisinde yarı homojen bir sülfit mineral dağılımına sahiptir. Sülfit mineralleri ile ilişkili altın mineralizasyonu, yaygın olarak pirit minerali ile temsil edilir. Ayrıca, galen ve sfalerit ile ilişkili altın mineralizasyonu bu bölüm için karakteristiktir. Altın, galen ve sfalerit mineralleri içerisinde ortalama 30 mikron tane boyunda, genelde bireysel kapanımlar halinde dağılım sunar (Şekil 5.41).

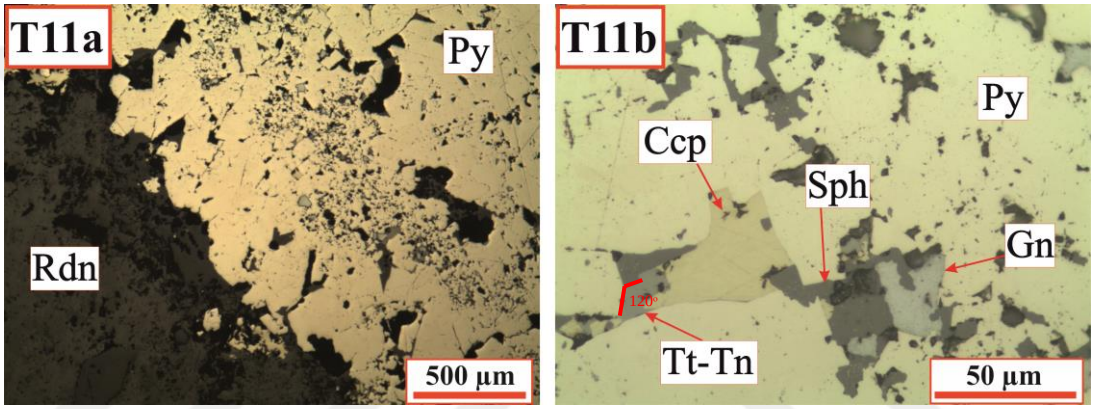
Örnek temelinde parajenez, kuvars, rodonit, pirit, kalkopirit, galen, sfalerit, tenantit-tetrahedrit ve altındır. Mineral bolluğu azalan oranda parajenetik dizilimi izler. Sülfit mineral süksesyonu genel olarak, pirit, galen, sfalerit, kalkopirit, tetrahedrit-tenantit dizilimini izler. Altın, silikat ve sülfit mineralleri ile ilişkili olup, en yaygın temsilciler pirit ve kuvarstır.



Şekil 5.41 MOS 333 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları (Kişisel arşiv, 2017)

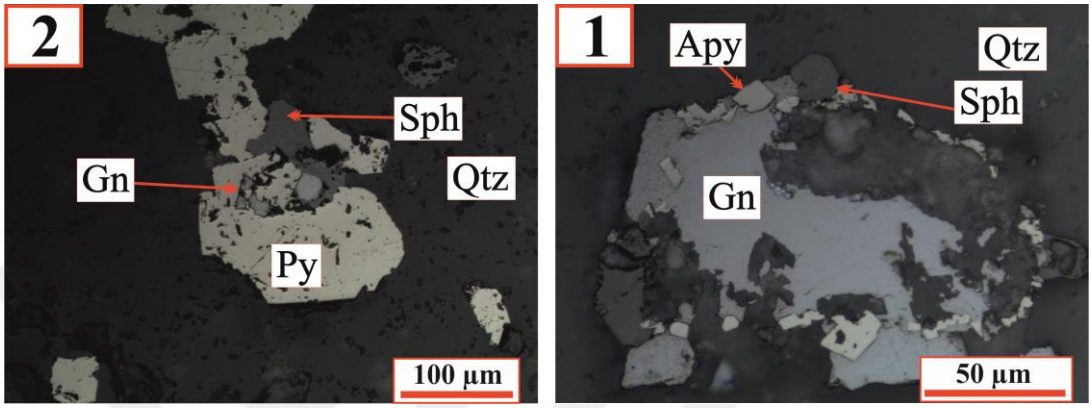
Şekil 5.42'deki mikroskobik gözlem noktasında, örnekteki en erken evre ürünlerine ait Kuvars-Rodonit+Sülfit fazına ait breş içerisinde ritmik çökelim ile ilişkili sülfit

bandında, tenantit-tetrahedrit mineral fazı gözlenmektedir. Mikro görüntüye göre süksesyon, pirit, galen, kalkopirit, sfalerit, ve tetrahedrit-tenantit dizinimini izler. Sırasıyla, galen, pirit mineralini üzerleyen bir sınır boyunca görülmüş, ve pirit minerali boşluklarını doldurduğu gözlenir (Şekil 5.42). Galen ise sfalerit minerali tarafından ornatılmıştır. Kalkopirit genellikle pirit mineral sınırları boyunca yerleşim sunduğu izlenir. Tetrahedrit-tenantit mineral fazı yaygın olarak gözlenmemesine rağmen, pirit mineral boşluklarında gelişim sunar. Mikro gözlemlerde tetrahedrit-tenantit fazındaki 120 derecelik açılı mineral sınırları karekteristik olarak izlenir. Ayrıca kalkopirit ve sfalerit üzerine tetrahedrit-tenantit mineral gelişimi söz konusudur (Şekil 5.42).



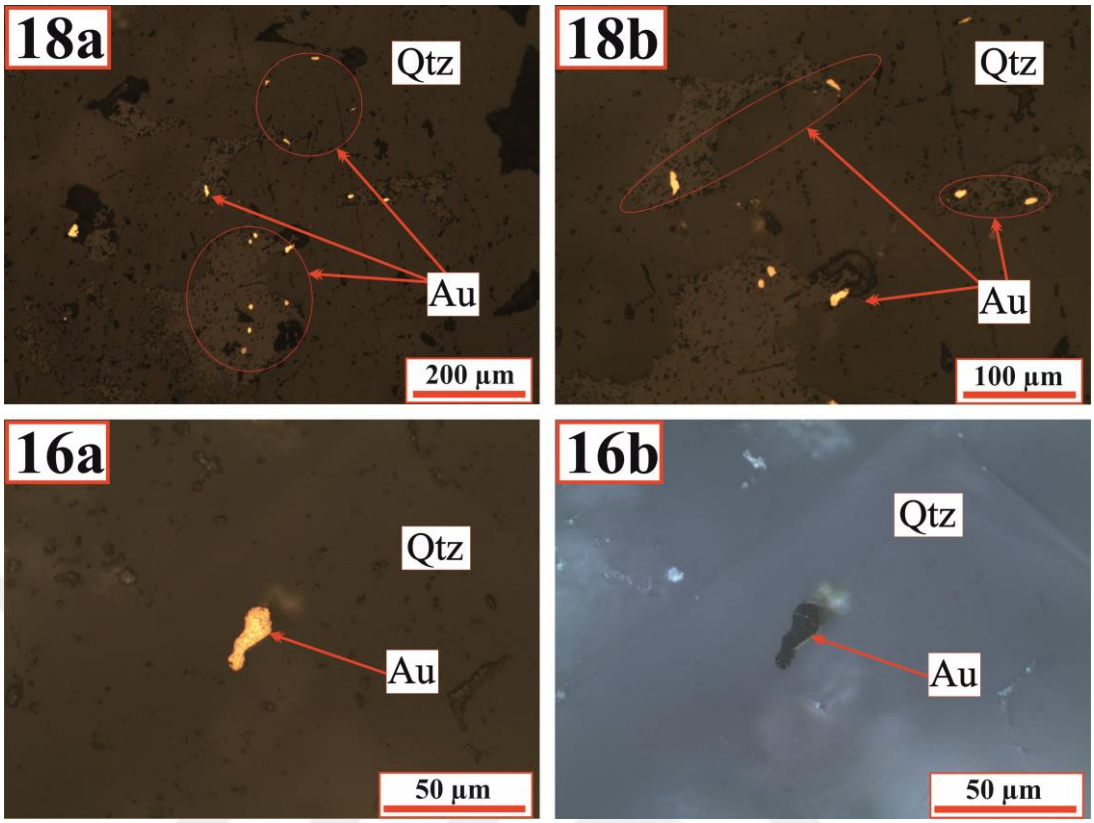
Şekil 5.42 MOS 333 örneği, T11 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. T11a: Erken evre Kuvars-Rodonit+Sülfit fazına ait breşteki sülfit ve rodonit sınırının //N'deki görünümü. T11b: Sülfit bandı içindeki pirit, galen, sfalerit, kalkopirit, tenantit-tetrahedrit minerallerinin ilişkini gösteren mikrofotoğraf. Pirit minerali boşluklarında galen, sfalerit, kalkopirit ve tetrahedit-tenantit mineralleri gelişiminin görünümü //N'deki görünümü. Galen'in, sfalerit tarafından ornatımı, tenantit-tetrahedritin sfalerit ve kalkopirit üzerine gelişimi, galenin pirit üzerine gelişimi gözlenmektedir. Py: Pirit, Gn: Galen, Ccp: Kalkopirit, Sph: Sfalerit, Tn-Tt: Tenantit-Tetrahedrit, Rdn: Rodonit

Bir numaralı breş zonunda, ince taneli kuvars fazı içerisinde pirit, galen, arsenopirit, sfalerit ve kalkopirit mineralleri gözlenmektedir. Sülfit mineral süksesyonu genellikle, pirit, galen, sfalerit ve kalkopirit dizinimini izler. Nadiren de olsa bazı prizmatik formdaki arsenopirit mineralleri, galen ve sfalerit üzerine de geliştiği gözlenmektedir (Şekil 5.43).



Şekil 5.43 MOS 333 örneği, 2 ve 1 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 2: Kuvars fazı içerisindeki piritin, galen ve sfalerit tarafından ornatımını gösteren //N'deki görüntü. 1: Nadiren gözlenmekte olan arsenopiritin, galen ve sfalerit minerallerini ornatımının //N'deki görünümü. Py: Pirit, Gn: Galen, Sph: Sfalerit, Qtz: Kuvars, Apy: Arsenopirit

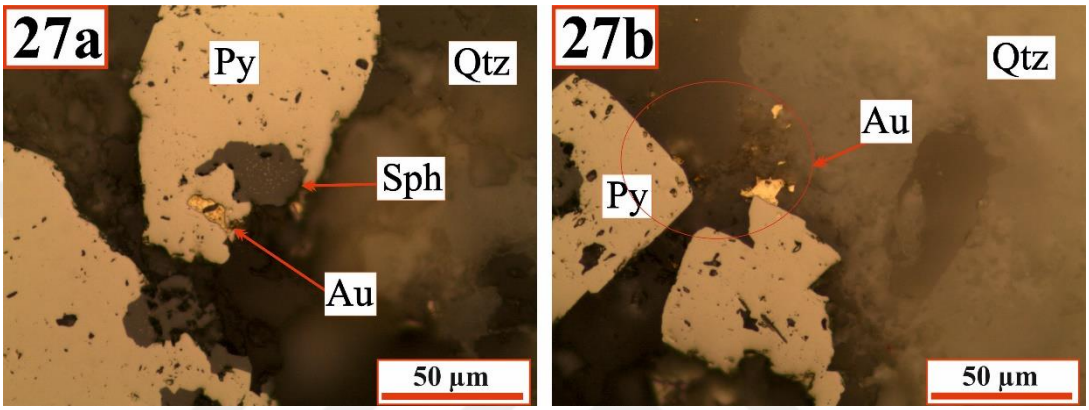
İki numaralı Kuvars-Rodonit+Sülfit fazında altın, ağırlıklı olarak silikat mineralleri ile ilişkilidir. 10 mikron boyutlarındaki ince taneli saçınım altın grupları parlak kesitlerde gözenekli formda gözlenen kuvars mineral boşluklarında gözlenmektedir. Bununla birlikte daha sonra gelişmiş özşekilli forma sahip, 200 ile 500 mikron ortalama tane boyutuna sahip kuvars kristal sınırları ve içinde tane boyları 50 mikrona varan bireysel altın taneleri de yaygındır (Şekil 5.44).



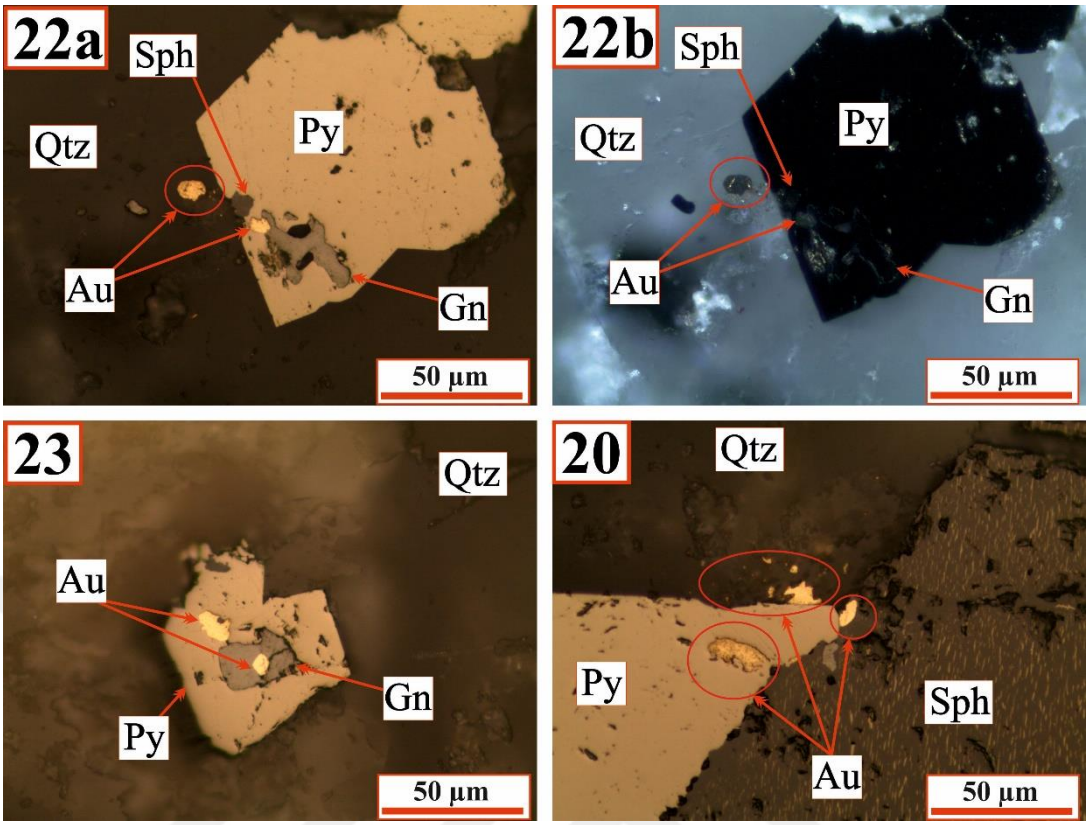
Şekil 5.44 MOS 333 örneği, 18 ve 16 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 18a: Gözenekli Kuvars içerisindeki Altın saçınım grupları //N'deki görünümü. 18b: Gözenekli kuvars içerisindeki altın tanelerinin yakından //N'deki görünümü. 16a: Özşekilli kuvars kristali içindeki altın kapanımı //N'deki görünümü. 16b: Özşekilli kuvars kristali içindeki altın kapanımı +N'deki görünümü. Qtz: Kuvars, Au: Altın

İki numaralı fazda, sülfit ile ilişkili altın mineralizasyonu yaygın olarak gözlenmez.

Üç numaralı Kuvars-Rodonit+Sülfit fazında altın, yaygın olarak sülfit mineralleri ile ilişkili olduğu izlenir. Genellikle, sülfit mineral sınırları ve sülfit mineralleri içerisinde değişken boyutlu kapanımlar halinde gözlenir (Şekil 5.45). Pirit en önemli temsilci olmasına rağmen, galen ve sfalerit ile ilişkili altın mineralizasyonu gözlenebilmektedir (Şekil 5.46).



Şekil 5.45 MOS 333 örneği, 27. gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 27a: Pirit içerisindeki altın minerali kapanımının //N'deki görünümü. 27b: Pirit içerisindeki altın kapanımlarını ve mineral sınırındaki altın tanelerinin //N'deki görünümü. Qtz: Kuvars, Au: Altın, Py: Pirit, Sph: Sfalerit



Şekil 5.46 MOS 333 örneği, 22, 23 ve 20 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 22a: Pirit ve galen içerisindeki altın kapanımlarının //N'deki görünümleri. 22b: Pirit ve galen içerisindeki altın kapanımlarının +N'deki görünümleri. 23: Pirit ve galen içerisindeki altın minerali kapanımlarının //N'deki görünümü. 20: Pirit, galen ve sfalerit mineralleri içerisindeki altın kapanımlarının // N'deki görümleri. Ayrıca altın mineralleri sülfit minerallerini çevrelemektedir. Qtz: Kuvars, Au: Altın, Py: Pirit, Gn: Galen, Sph: Sfalerit

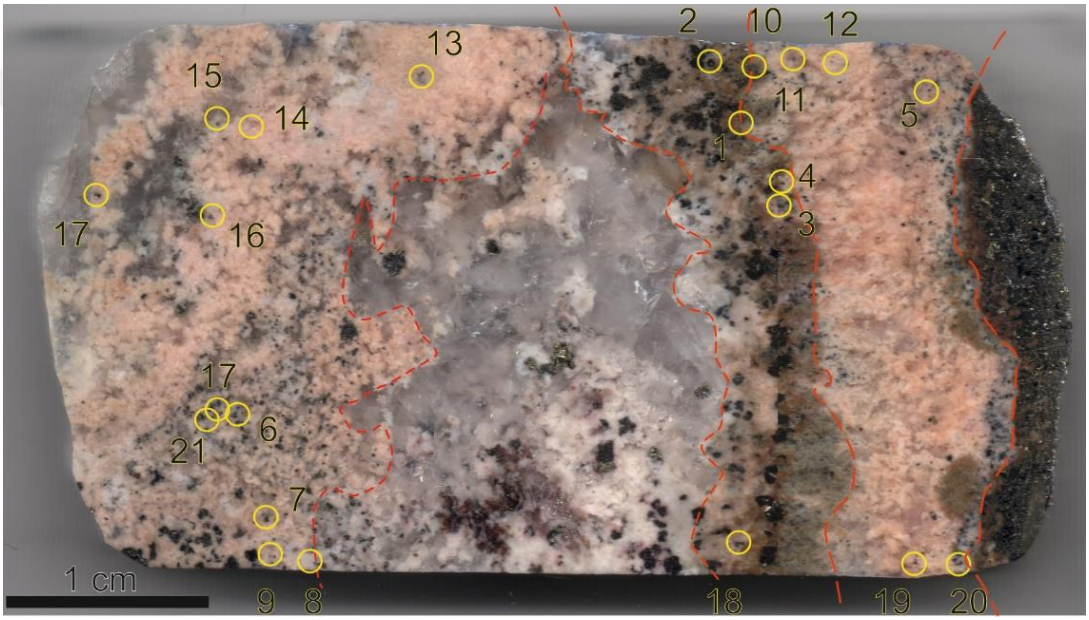
5.2.5 MOS 247

Örnekten yapılan mikroskobik gözlem noktaları Şekil 5.47'de verilmiştir. Kuvars-Rodonit+Sülfit epitermal fazından meydana gelen örnekte, ritmik mineral çökelim işlevleri ile ilişkili kokart doku gelişmiştir. Koyu renkli bantlar sülfit minerallerinden yapılı, pembemsi bej renkli olan zonlar işe kuvars-rodonit ve sülfit minerallerinden meydana gelmektedir. Merkezdeki beyaz şefaf görülen kısım baskın olarak kuvars minerallerinden yapılıdır. Ayrıca bazı alanlarda yoğun olarak hematit ve sülfit minerallerinin yoğunlaştığı gözlenmektedir (Şekil 5.47).

Parajenez, rodonit, kuvars, rodokrozit, pirit, kalkopirit, sfalerit, galen, hematit ve altındır. Bununla birlikte, mineral bolluğu azalan oranda parajenetik dizinimi izler.

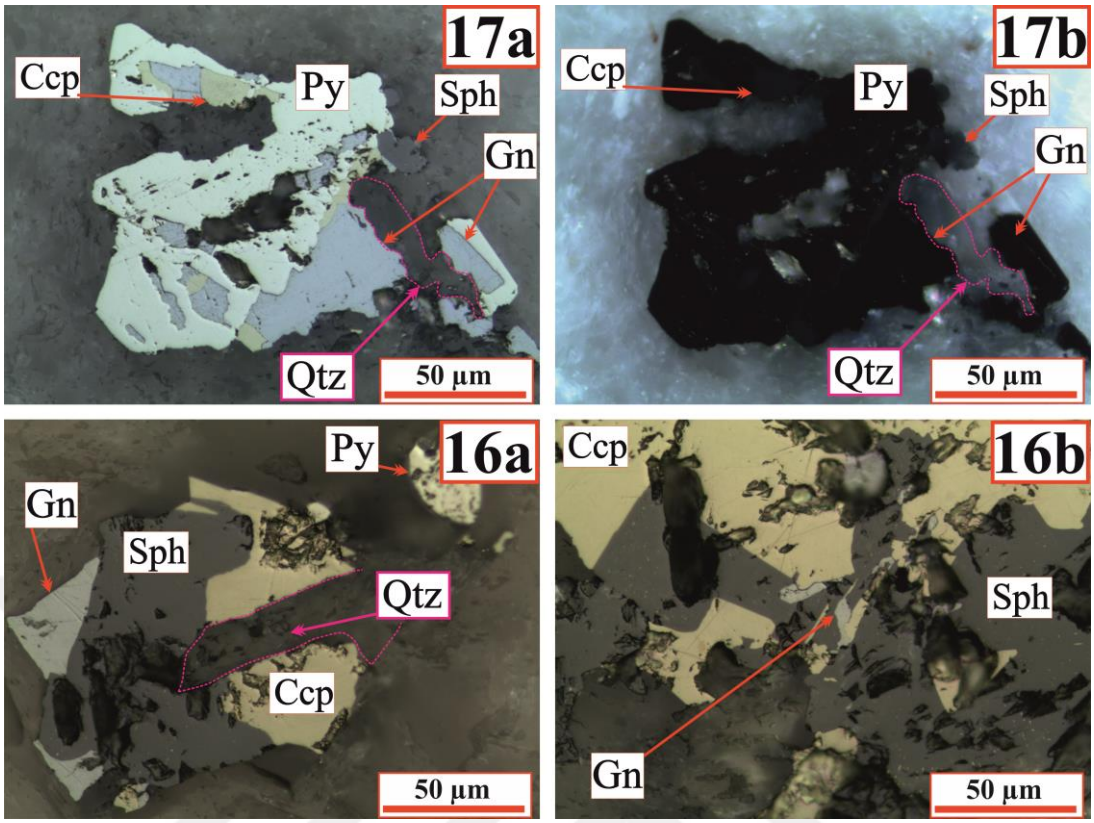
Sülfit mineral süksesyonu genellikle, pirit, galen, sfalerit, kalkopirit serisini takip eder (Şekil 5.47).

Altın hem sülfit mineralleri, hemde silikat mineralleri ile ilişkili olduğu gözlenmiştir. Sülfitler ile ilişkili altın mineralizasyonu yaygın olarak kalkopirit minerali ile ilişkili olup, kalkopirit içerisinde kapanımlar halinde ve kovukları boyunca yerleşmiştir. Silikatlar ile ilişkili altın mineralizasyonu yaygın gözlenmemesine rağmen, özşekilli kuvars kristal sınırları boyunca boyutları 50 mikronu aşmayan prizmatik olmayan dolgular şeklinde gözlenmektedir.



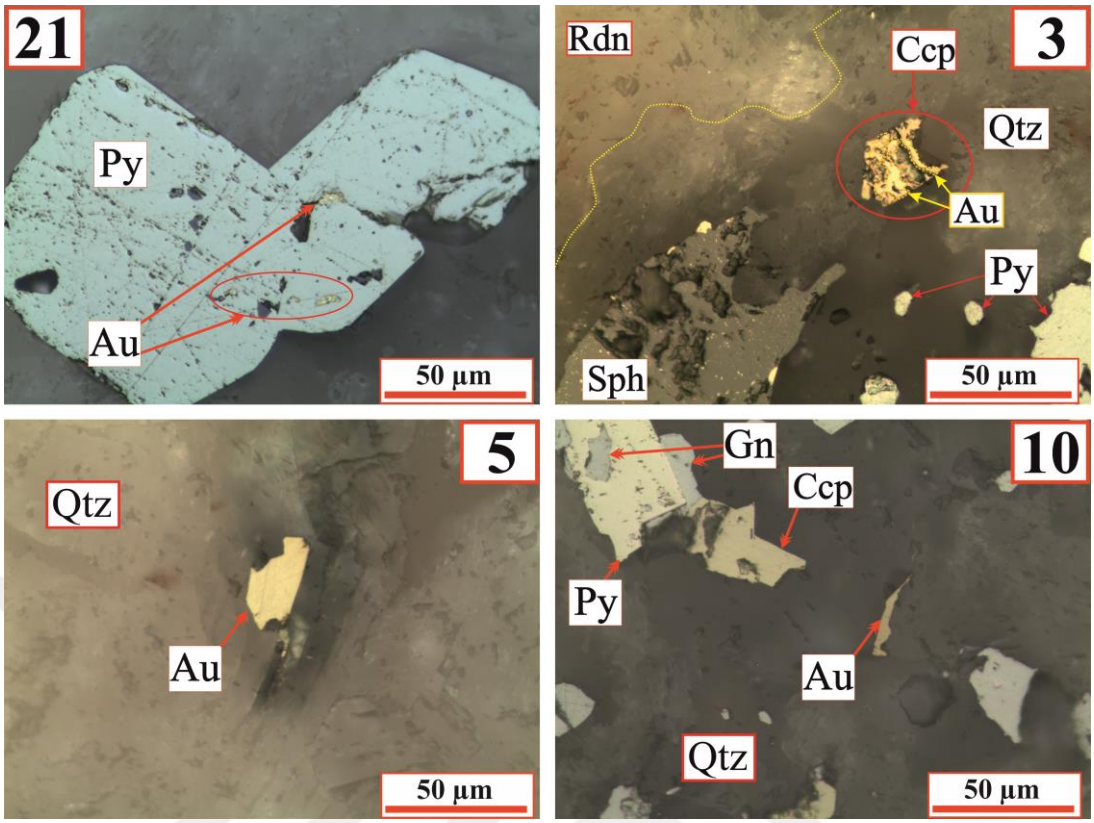
Şekil 5.47 MOS 247 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları (Kişisel arşiv, 2017)

Kuvars-Rodonit+Sülfit fazına ait mineraller ritmik olarak çökelimi esnasında, kısa bir zaman aralığında önceden oluşmuş olan sülfit mineral birlikleri yeni gelişen mineraller tarafından parçalanarak üzerlenebilmektedir. Sülfit mineral birliğinin gelişiminin hemen ardından büyüyen yeni kuvars mineralleri yapıyı keser ve pirit, galen, sfalerit, kalkopiritten oluşan mineral birliği mikron ölçeğinde ötelenir (Şekil 5.48 17a, 17b, 16a).



Şekil 5.48 MOS 247 örneği, 17 ve 16 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 17a: Pirit, galen, sfalerit, kalkopirit, sülfit mineral süksesyonunun mikroskobik gözlem örneği ve Kuvars-Rhodonit+Sülfit fazındaki eş oluşumlu kuvars minerallerinin, sülfit mineralleri üzerine gelişimi gösteren //N'deki mikrofotoğraf. 17b: Pirit, galen, sfalerit, kalkopirit, sülfit mineral süksesyonunun mikroskobik gözlem örneği ve Kuvars-Rhodonit+Sülfit fazındaki eş oluşumlu kuvars minerallerinin, sülfit mineralleri üzerine gelişimi gösteren +N'deki mikrofotoğraf. 16a: Galen'in sfalerit tarafından ornatımı ve sülfit mineral birliği üzerine gelişen Kuvars-Rodonit+Sülfit fazına ait ard oluşumlu kuvars minerallerinin gelişimini gösteren //N'deki görüntü. 16b: Kalkopirit'in sfalerit tarafından ornatımının //N'deki görüntüsü. Qtz: Kuvars, Py: Pirit, Gn: Galen, Sph: Sfalerit, Ccp: Kalkopirit

Sülfit mineralleri ilişkili altın mineralizasyonu, yaygın olarak pirit ve kalkopirit mineralleri ile gözlenmektedir. Serbest taneli altın taneleri özşekilli kuvars kristal sınırları ve ince taneli kuvars kristalleri içerisinde 50 mikronu geçmeyen boyutlarda gözlenmektedir (Şekil 5.49).



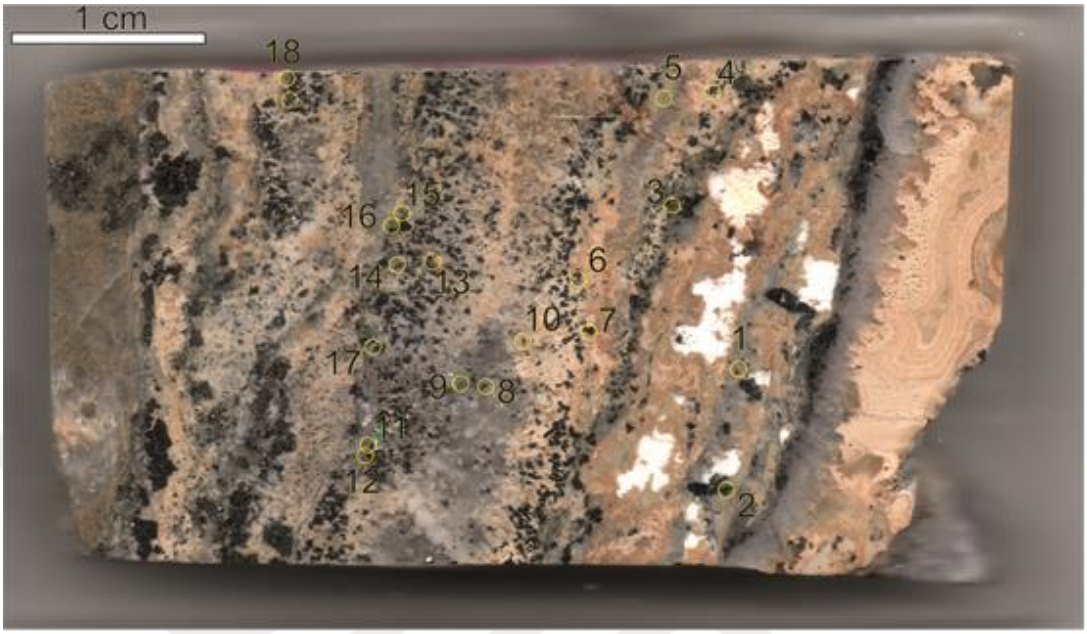
Şekil 5.49 MOS 247 örneği, 21, 3, 5 ve 10 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 21: Pirit içerisindeki altın kapanımlarının //N'deki görünümü. 3: Kalkopirit kovukları boyunca yerleşmiş veya kapanım formundaki altın minerallerinin //N'deki görünümü. 5: İnce taneli kuvars içerisindeki altın minerali //N'deki görünümü. 10: Kuvars kristal sınırında gözlenen altının //N'deki görünümü. Qtz: Kuvars, Py: Pirit, Gn: Galen, Sph: Sfalerit, Ccp: Kalkopirit, Au: Altın, Rdn: Rodonit

5.2.6 MOS 204

Örnekten yapılan mikroskobik gözlem noktaları Şekil 5.50'de verilmiştir. Kuvars-Rodonit+Sülfit epitermal fazından meydana gelen örnekte, sülfit ve Kuvars-Rodonit fazına ait minerallerin ritmik ardalı çökelimi ile ilişkili bantlı doku gelişmiştir. Açık bejden, krem rengine değişen zonlar baskın olarak rodonit ve rodokrozit minerallerinden yapılı olup, değişken oranda sülfit minerali içermektedir.

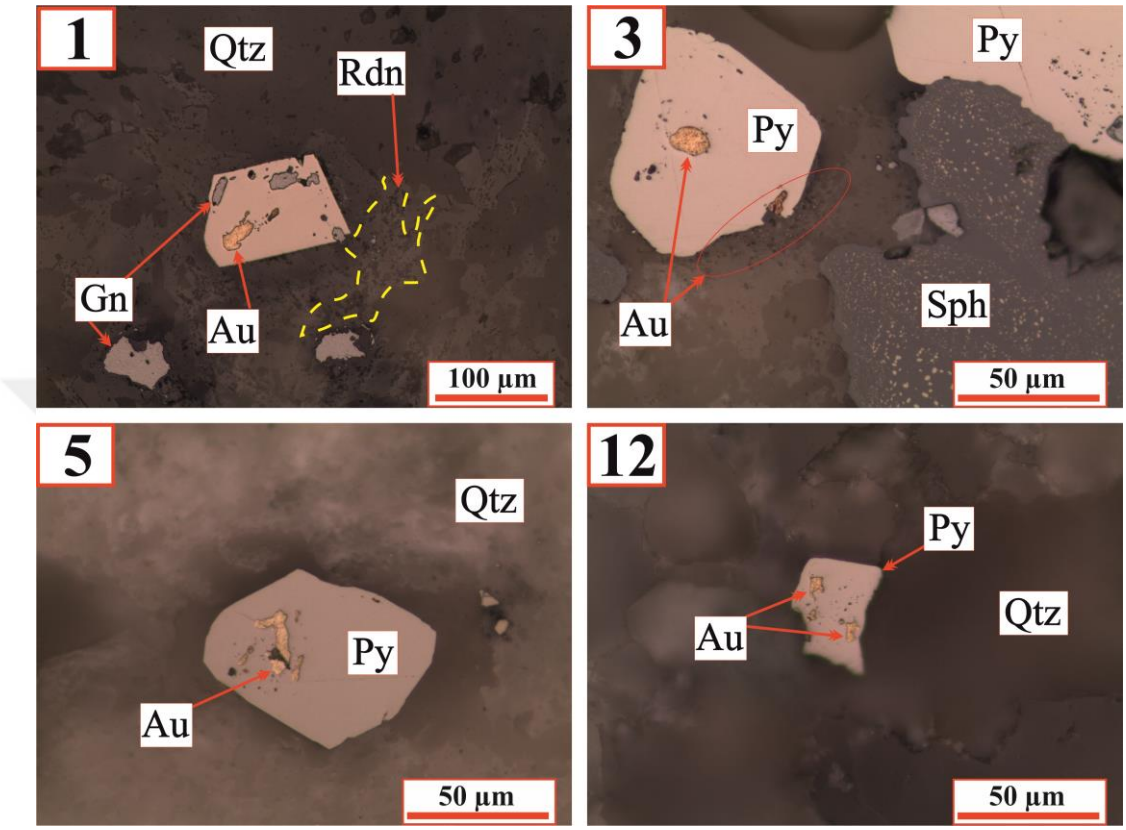
Parajenez, rodonit, kuvars, rodokrozit, pirit, sfalerit, galen, kalkopirit ve altından meydana gelir. Mineral bolluğu, azalan oranda parajenetik dizinimi izlemektedir. Altın yoğunluklu olarak sülfit mineralleri ile ilişkili olup, bu ilişki azalan orada pirit, sfalerit, kalkopirit, galen dizinimini izlemektedir. Sülfit mineralleri ile ilişkili altın kapanım tane boyutları 35 mikronu aşmamaktadır. Silika içerisinde serbest altın yaygın

olmamakla birlikte 5 ile 20 mikron tane boyu aralığında gözlenebilmektedir. Ardalı çökelmiş tüm bantlarda altın homojen olarak dağılım sunar (Şekil 5.50).



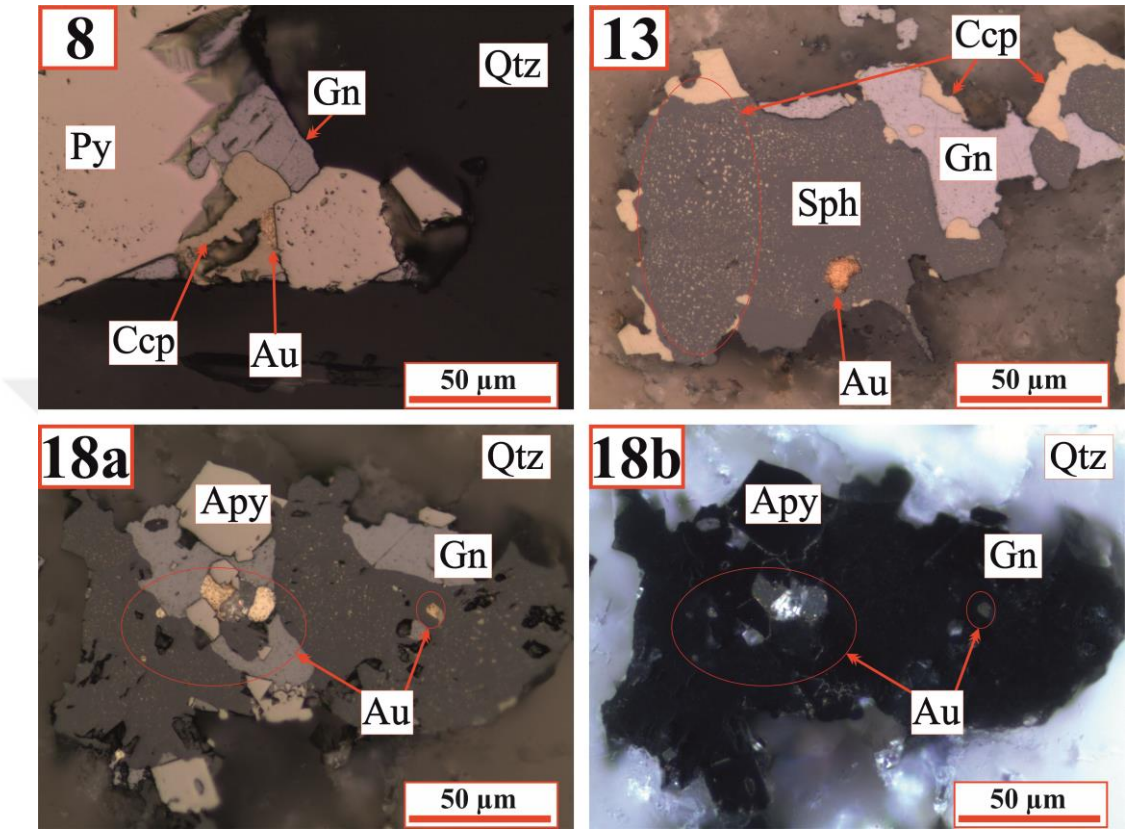
Şekil 5.50 MOS 204 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları (Kişisel arşiv, 2017)

Sülfit mineralleri içerisinde genellikle bireysel kapanımlar halinde gözlenen altın, bazı alanlardaki pirit mineralleri içerisinde değişken boyutlarda ve miktarda kapanım grupları da oluşturmaktadır (Şekil 5.51)



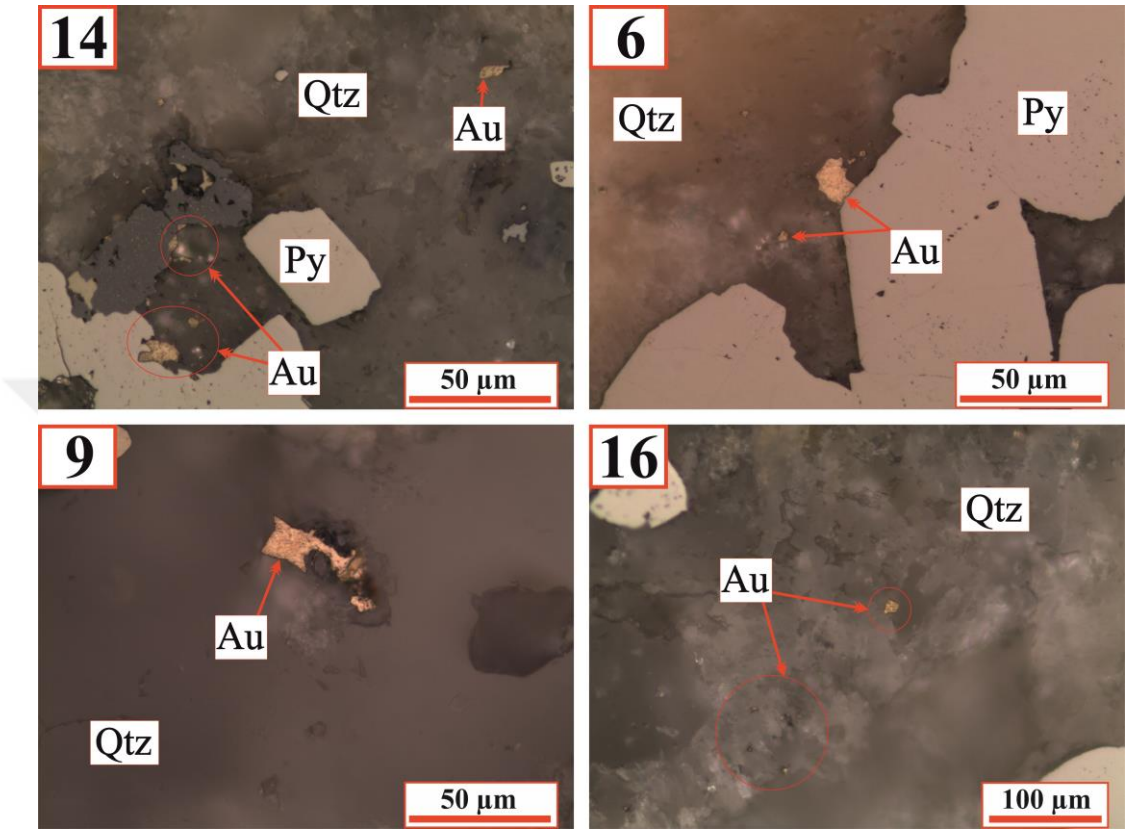
Şekil 5.51 MOS 204 örneği, 1, 3, 5 ve 12 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 1: Pirit içerisindeki altın kapanımı //N'deki görünümü. 3: Pirit içerisindeki altın kapanımı //N'deki görünümü. 1: Pirit içerisindeki altın kapanımlarının //N'deki görünümü. 12: Pirit içerisindeki altın kapanımlarının //N'deki görünümü. Qtz: Kuvars, Py: Pirit, Gn: Galen, Sph: Sfalerit, Au: Altın, Rdn: Rodonit

Sfalerit ve galen ile ilişkili altın kapanımları genellikle birden fazla mineralin bulunduğu sülfit mineral kümeleri içerisinde lokalize olmaktadır. Bireysel sfalerit ve galen mineralleri içersinde altın minerali görülmemiştir (Şekil 5.52).



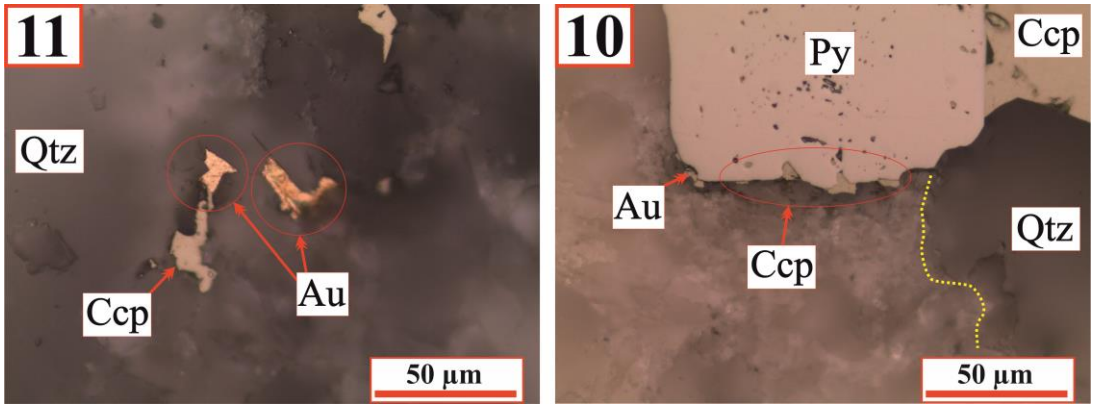
Şekil 5.52 MOS 204 örneği, 8, 13 ve 18 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 8: Sülfit mineral grubu içerisinde kapanlanmış, pirit mineral sınırı boyunca gözlenen altın tanesi //N'deki görünümü. 13: Sülfit mineral grubuda sfalerit içerisindeki altın kapanımı //N'deki görünümü. 18a: Sülfit mineral grubunda galen ve sfalerit gözlenen altın kapanımı //N'deki görünümü. 18b: Sülfit mineral grubunda galen ve sfalerit gözlenen altın kapanımı +N'deki görünümü. Qtz: Kuvars, Apy: Arsenopirit, Py: Pirit, Gn: Galen, Sph: Sfalerit, Au: Altın, Ccp: Kalkopirit

Silikat mineralleri ile ilişkili serbest altın taneleri, özşekilli kuvars kristal sınırları boyunca prizmatik formlarda ve sülfit mineral kompleksleri çevresinde düzensiz saçınım grupları halinde yerleşim sunmuştur (Şekil 5.53).



Şekil 5.53 MOS 204 örneği, 14, 6, 9 ve 14 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 14: Pirit ve sfalerit mineral sınırları boyunca gözlenen altın taneleri //N'deki görünümü. 13: Pirit mineralini çevreleyen altın taneleri //N'deki görünümü. 9: Özşekilli kuvars kristal sınırları boyunca yerleşmiş prizmatik formlu altın tanesinin //N'deki görünümü. 16: Kuvars içerisindeki altın saçınımları //N'deki görünümü. Qtz: Kuvars, Py: Pirit, Sph: Sfalerit, Au: Altın

Ayrıca, kuvars içerisindeki bazı altın taneleri kalkopirit mineralleri ile sınır yaptığı izlenmektedir (Şekil 5.54).

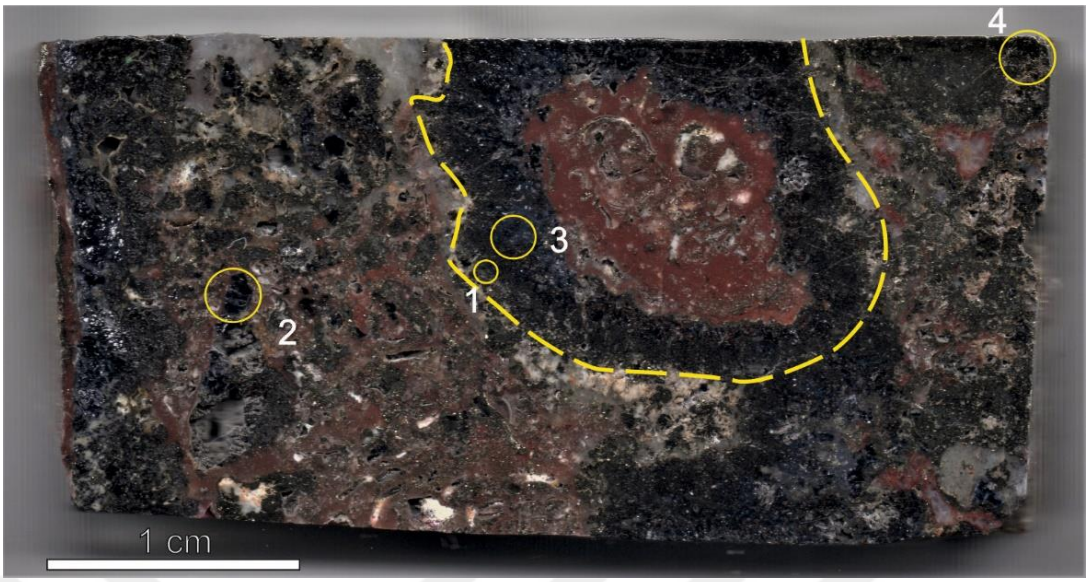


Şekil 5.54 MOS 204 örneği, 11 ve 10 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 11: Kalkopirit minerali ile altın taneleri sınırının //N'deki görünümü. 10: Pirit minerali sınırı boyunca gözlenen kalkopirit mineralleri ile altın taneleri sınırının //N'deki görünümü. Qtz: Kuvars, Py: Pirit, Ccp: Kalkopirit, Au: Altın

5.2.7 MOS 294

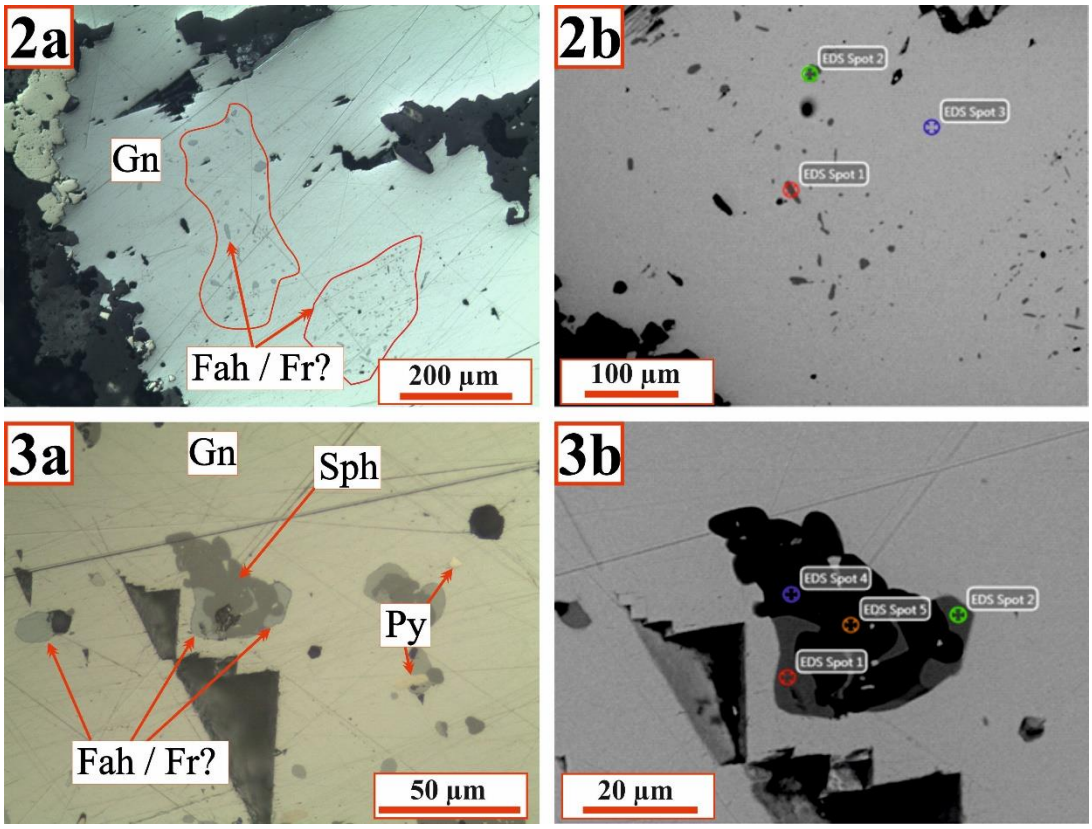
Örnekten yapılan mikroskobik gözlem noktaları Şekil 5.55'te verilmiştir. Baz metal sülfit minerallerinden yapılı, koyu renkli metalik minerallerce zengin masif yapıdaki tüm epitermal evre fazlarını kat eden Sülfit fazıdır.

Parajenez, sfalerit, galen, kalkopirit, hematit, kuvars ve gümüşçe zengin çeşitli sülfosalt ve sülfit minerallerinden meydana gelmektedir. Mineral bolluğu, azalan oranda parajenetik dizinimi izler. Mikroskobik gözlemlerde altın, nadiren sfaleritler üzerine gelişen geç evre galenlerin içinde kapanımlar halinde görülmüştür. Örneğin genelinde yaygın olmayan bu durum ve analizlerdeki yüksek ppm altın değerleri, altının refrakter olarak sülfit minerallerinin yapısında veya cevher mikroskobisinde görülemeyecek kadar çok küçük mikropartikül formlarda da bulunabileceğini düşünülmektedir. (Şekil 5.55).



Şekil 5.55 MOS 294 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları (Kişisel arşiv, 2017)

Galenler içerisinde gözlemlenen boyutları 50 mikronu aşmayan sülfosalt mineral grubuna ait fahlerz mineralleri değişken element içeriğine bağlı olarak farklı uç üyeler halinde gözlemlenmiştir. Bileşimsel olarak element kompozisyonuna en benzer yaygın gözlenen, uç üye freberjit minerali olarak belirlenmiştir (Şekil 5.56; Tablo 5.2; Tablo 5.3).



Şekil 5.56 MOS 294 örneği, 2 ve 3 gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 2a: Galen minerali içerisindeki fahlerz grubu mineral kapanımlarının //N'deki görünümü. 2b: 2 nolu gözlem noktasının elektron mikroskobu backscatter görüntüsü ve analiz noktalarını gösteren mikrofotoğraf. 3a: Galen minerali içerisindeki sfalerit ve fahlerz grubu mineral kapanımlarının //N'deki görüntüsü. 3b: 3 nolu gözlem noktasının elektron mikroskobu backscatter görüntüsü ve analiz noktalarını gösteren mikrofotoğraf. Py: Pirit, Gn: Galen, Sph: Sfalerit, Fah / Fr?: Fahlerz grubu mineral / Muhtemel Freberjit minerali, EDS Spot: Elektron mikroskobu analiz noktası

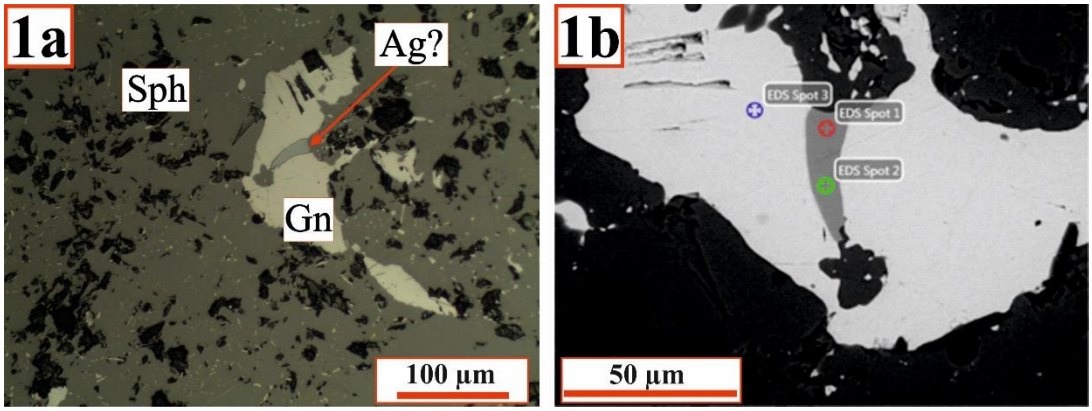
Tablo 5.2 2 numaralı gözlem noktası, EDS SPOT 1, EDS SPOT 2 ve EDS SPOT 3 noktaları Elektron mikroskobu analiz değerleri

EDS SPOT 1 (Fahlerz grubu mineral)			EDS SPOT 2 (Fahlerz grubu mineral)			EDS SPOT 3 (Galen)		
Element	Ağırlıklı %	Atomik %	Element	Ağırlıklı %	Atomik %	Element	Ağırlıklı %	Atomik %
Si	1,91	5,95	Ne	0,03	0,13	O	4,27	32,5
S	12,71	34,67	Si	1,77	5,5	Si	1,54	6,68
Pb	24,35	10,28	S	12,83	34,99	Pb	82,15	48,33
Bi	1,98	0,83	Pb	23,83	10,05	Bi	7,3	4,26
Ag	40,1	32,52	Bi	1,87	0,78	Ag	0	0
Sb	15,11	10,86	Ag	40,81	33,07	Sb	0	0
Te	0,12	0,08	Sb	15,21	10,92	Te	0	0
Fe	1,06	1,66	Te	0,11	0,07	Fe	0.76	1,66
Cu	0,17	0,23	Fe	0,81	1,27	Cu	0.22	0,42
Zn	0,23	0,31	Zn	0,36	0,49	Zn	0,16	0,3
As	1,7	1,99	As	1,75	2,05	As	3,36	5,47
Se	0,56	0,62	Se	0,63	0,7	Se	0,25	0,38

Tablo 5.3 3 numaralı gözlem noktası, EDS SPOT 1, EDS SPOT 2 ve EDS SPOT 3 noktaları Elektron mikroskobu analiz değerleri

EDS SPOT 1 (Fahlerz grubu mineral)			EDS SPOT 2 (Fahlerz grubu mineral)			EDS SPOT 5 (Sfalerit)		
Element	Ağırlıklı %	Atomik %	Element	Ağırlıklı %	Atomik %	Element	Ağırlıklı %	Atomik %
S	26,82	48,65	S	27,09	50,15	S	19,85	39,06
Pb	0	0	Pb	0	0	Pb	23,73	7,23
Bi	0	0	Bi	0	0	Bi	1,69	0,51
Ag	39,57	21,33	Ag	40,18	22,11	Cd	0,21	0,12
Fe	6,51	6,78	Fe	6,7	7,12	Fe	8,65	9,77
Cu	0,95	0,87	Cu	0,86	0,81	Co	0,24	0,26
Zn	19,03	16,94	Zn	19,15	17,39	Cu	0,35	0,35
As	4,83	3,75	Hg	4,57	1,35	Zn	41,97	40,51
Se	2,28	1,68	As	0,01	0,01	Ga	0,34	0,31
			Se	1,43	1,07	Ge	0,28	0,24
						Hg	1,03	0,32
						As	0,35	0,29
						Se	1,22	0,97

Ayrıca benzer olarak, gümüş içeriği yüksek ismi belirlenemeyen mineraller galen içerisinde nadiren gözlenmektedir (Şekil 5.57; Tablo 5.4).



Şekil 5.57 MOS 294 örneği, 1 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 1a: Galen minerali içerisinde gümüşçe zengin mineral kapanımının //N'deki görünümü. 1b: 1 nolu gözlem noktasının elektron mikroskobu backscatter görüntüsü ve analiz noktalarını gösteren mikrofotoğraf. Gn: Galen, Sph: Sfalerit, Ag?: Gümüşçe zengin ismi belirlenemeyen mineral, EDS Spot: Elektron mikroskobu analiz noktası.

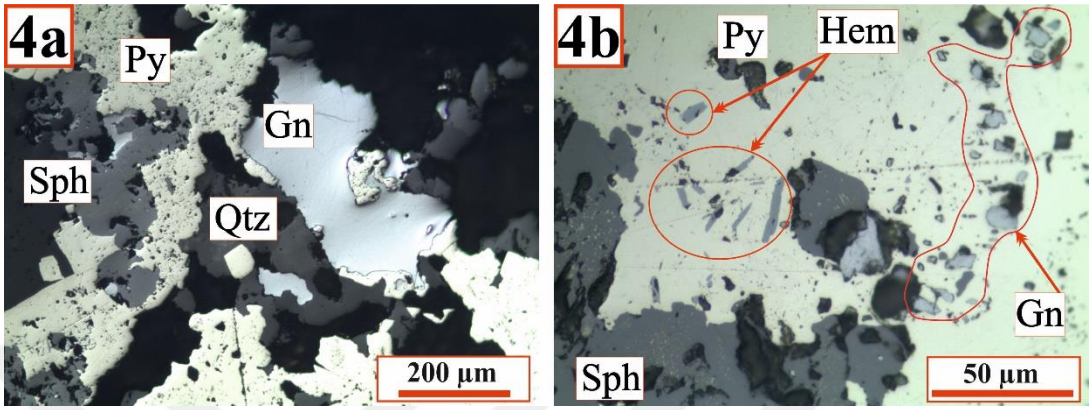
Tablo 5.4 1 numaralı gözlem noktası, EDS SPOT 1, EDS SPOT 2 ve EDS SPOT 3 noktaları Elektron mikroskobu analiz değerleri

EDS SPOT 1 (Gümüşçe zengin mineral)			EDS SPOT 2 (Gümüşçe zengin mineral)			EDS SPOT 3 (Galen)		
Element	Ağırlıklı %	Atomik %	Element	Ağırlıklı %	Atomik %	Element	Ağırlıklı %	Atomik %
S	19,99	38,45	S	17,21	45,03	Mo	0,02	0,02
Ag	31,69	18,12	Ag	31,46	24,46	S	8,81	31.76
Fe	7,94	8,77	Fe	6,64	9,98	Pb	65,51	36.54
Cu	0,44	0,43	Cu	0,46	0,61	Bi	11	6,09
Zn	25,23	23,81	Re	44	19,82	Fe	3,46	7,15
Pt	1,06	0,34	Hg	0,22	0,09	Zn	10,06	17,78
Hg	2,1	0,65	As	0	0,01	Hg	0,62	0,36
						Tl	0,52	0,29

Galen, piritin boşlukları ve sınırları boyunca yerleşmiş olup, bazı bölgelerde piriti ornattığı gözlenmektedir. Benzer şekilde sfaleritte, pirit ve galen üzerine gelişmiştir.

Hematit, yaygın olarak kuvars içerisinde gözlenmektedir. Ayrıca, pirit içerisindeki kapanımlar karekteristik çubuksu ve iğnecikler şeklindeki formlardadır (Şekil 5.58).

Sülfit mineral süksesyonu genellikle pirit, galen, kalkopirit ve sfalerit dizisini izler.

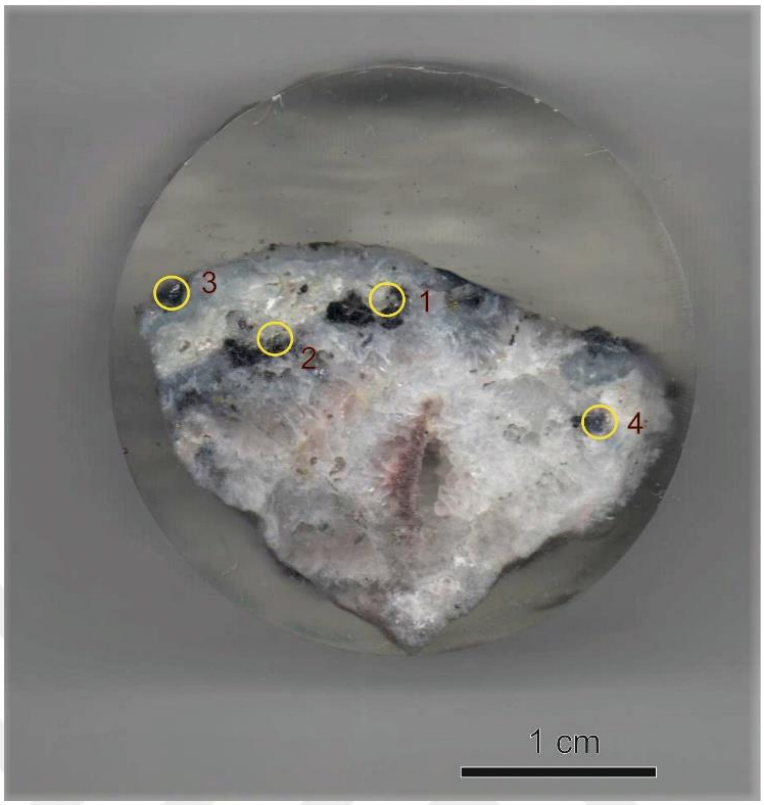


Şekil 5.58 MOS 294 örneği, 4 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 4a: Pirit, Galen ve Sfalerit arasındaki ornatım ve süksesyon ilişkilerinin //N'deki görünümü. Pirit, Galen ve Sfalerit tarafından ornatılmakta olup, benzer şekilde son olarak gelişen Sfalerit tüm sülfitler üzerine büyümektedir. 4b: Galen, Pirit minerali boşlukları boyunca yerleşmiş, Sfalerit mineralide benzer şekilde Pirit üzerine gelişmektedir. Hematit, Pirit içerisinde iğnecik ve bıçaksı formlarda kapanımlar halinde gözlenmektedir. Şekil 4 nolu gözlem noktasının //N'deki yakından görünümüdür. Py: Pirit, Gn: Galen, Sph: Sfalerit, Hem: Hematit, Qtz: Kuvars

5.2.8 NOS 654 Kuvars-Sülfit+Hematit

Baskın olarak, kuvars, sülfit ve hematit minerallerinden yapılı, ritmik mineral çökelimi ile ilişkili yaygın bantlı doku sunan, hematit oranının arttığı bölgelerde çoğu zaman bordo renk olan, en genç epitermal fazlardan biridir. Özellikle, Kestanebeleni Damarı'nın kuzey bölümlerinde yaygın olarak gözlenir. Örnekte kesit üzerinde mikroskobik gözlem noktaları Şekil 5.59'da verilmiştir.

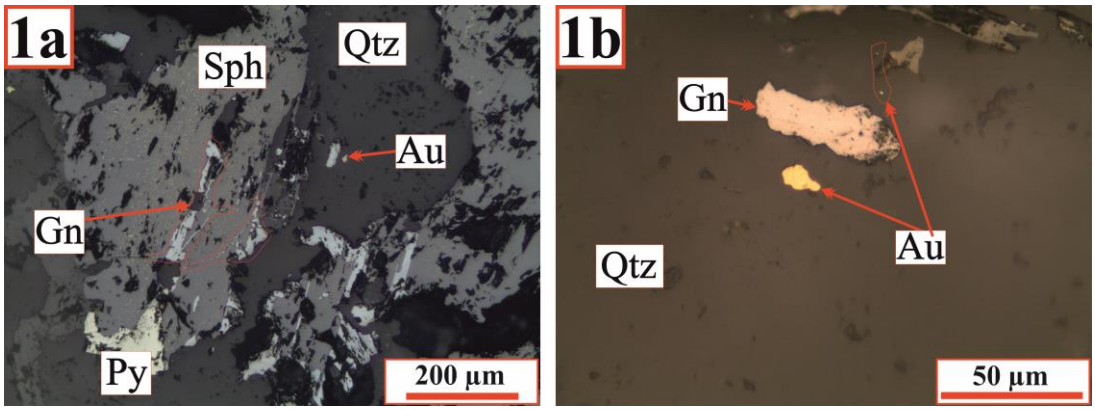
Parajenez, kuvars, hematit, sfalerit, pirit, galen, arsenopirit, kalkopirit, tenanit-tetrahedrit ve altından oluşur. Mineral bolluğu, azalan oranda parajenetik dizinimi izler.



Şekil 5.59 NOS 654 Kuvars-Sülfit+Hematit parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları (Kişisel arşiv, 2019)

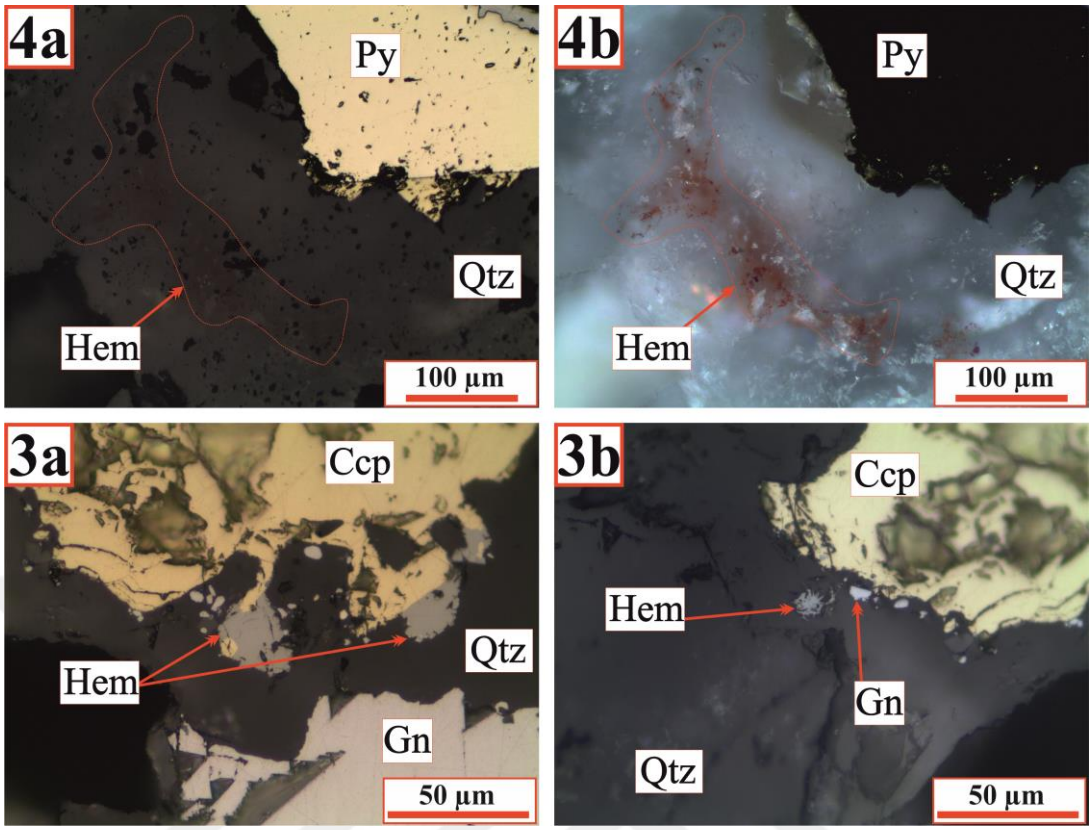
Ardalanmalı mineral kristalizasyonu ile ilişkili bantlardaki mineral yığışımı kesintileri ile ilişkili, sülfit mineral süksesyonunda minor olarak değişimler söz konusu olduğu gözlemlenmiştir. Özellikle pirit, galen ve sfalerit dizinimini izleyen mineral süksesyon dizisinde, galen ve sfaleritin yerdeğişimi söz konusudur. Galen çoğu zaman sfalerit mineral kırık ve çatlakları boyunca gelişirken, bazı alanlarda sfaleriti ornattığı gözlenmektedir (Şekil 5.60).

Serbest altın, koyu gri renkli Kuvars-Sülfit fazına ait sülfit mineral gruplarının yoğunlaştığı mineral bantlarında, sülfit minerallerini çevreleyen kuvars içerisinde yoğunlaşmaktadır. Benzer epitermal faz üyelerine karşın altın tane boyutu daha küçük olup, yaygın olarak 1 ile 10 mikron arasındadır (Şekil 5.60).



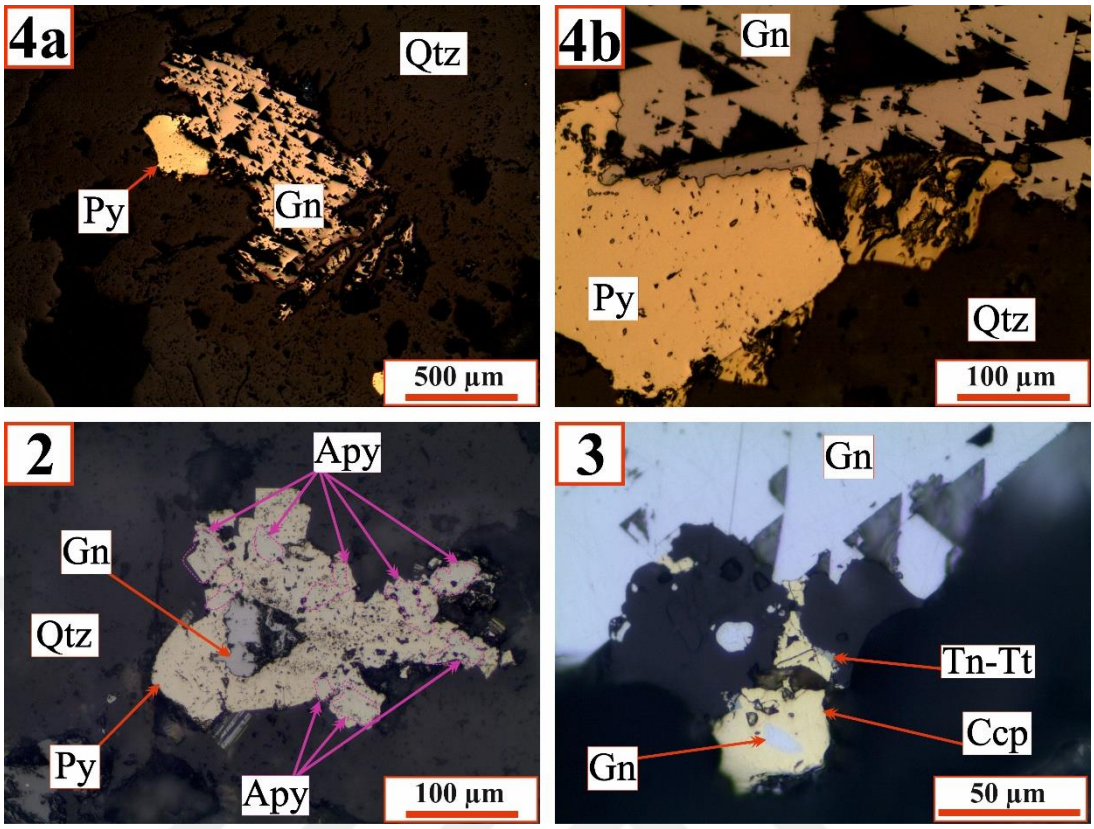
Şekil 5.60 NOS 654 Kuvars-Sülfit+Hematit örneği, 1 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 1a: Pirit, Galen ve Sfalerit arasındaki ornatım ve süksesyon ilişkilerinin //N'deki görünümü. Galen, Sfalerit mineralinin çatlakları boyunca gelişmiş ve bazı alanlarda ornatım gözlenmektedir. Sülfit mineral grubu etrafını saran kuvars minerali serbest Altın tanecikleri içermektedir. 1b: Altın gözlemlenen Kuvars kristalinin //N'deki yakından görünümü. Kuvars içerisindeki yaklaşık 10 mikron büyüklüğündeki Altın tanesinin görünümü. Py: Pirit, Gn: Galen, Sph: Sfalerit, Qtz: Kuvars, Au: Altın

Kuvars-Sülfit+Hematit fazının açık griden, bordo renge değişen mineral bantlarında hematit yaygın olarak, hem sülfitler hemde kuvars içerisinde serbest halde izlenir. Kuvars içerisinde serbest ince taneli ışınsal kümeler ve bireysel formlar yaygındır. Sülfitlerle ilişkili olanlar genellikle, kalkopirit mineral sınırları boyunca dağılım sunar. Ayrıca, kalkopiritin hematit tarafından ornatımı yersel olarak gözlenmektedir (Şekil 5.61).



Şekil 5.61 NOS 654 Kuvars-sülfit+hematit örneği, 4 ve 3 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 4a: Pirit etrafında, kuvars minerali içindeki spekülar hematit kümelerinin //N'deki görünümü. 4b: Pirit etrafında, kuvars minerali içindeki spekülar hematit kümelerinin +N'deki görünümü. 3a: Kalkopiritin hematit tarafından ornatımını gösteren //N'deki mikrofotoğraf. 3b: Kalkopirit çevresi boyunca gözlemlenen, kuvars minerali içerisindeki bireysel ışınsal kristal forma sahip hematit minerali //N'deki görünümü. Py: Pirit, Gn: Galen, Hem: Hematit, Qtz: Kuvars

Parajenezde bulunan arsenopirit minerali ve fahlerz grubuna ait tenantit-tetrahedrit mineral faz dizisi eser oranda görülür. Arsenopirit, genellikle pirit mineral grupları üzerinde büyümeyi tercih ederken, fahlerz grubu mineraler kalkopirit mineral sınırları boyunca gelişir. Çoğu zaman kalkopiritin, tenantit-tetrahedrit tarafından ornatıldığı gözlemlenmiştir. Tüm bu ilişkileri gözlemlendiği alanlarda sülfit mineral süksesyonu, pirit, arsenopirit, galen, kalkopirit, tenantit-tetrahedrit erken evreden geç evreye sırasını izlemektedir. Ayrıca, pirit topluluklarının önemli bir bölümü arsenopirit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 5.62).

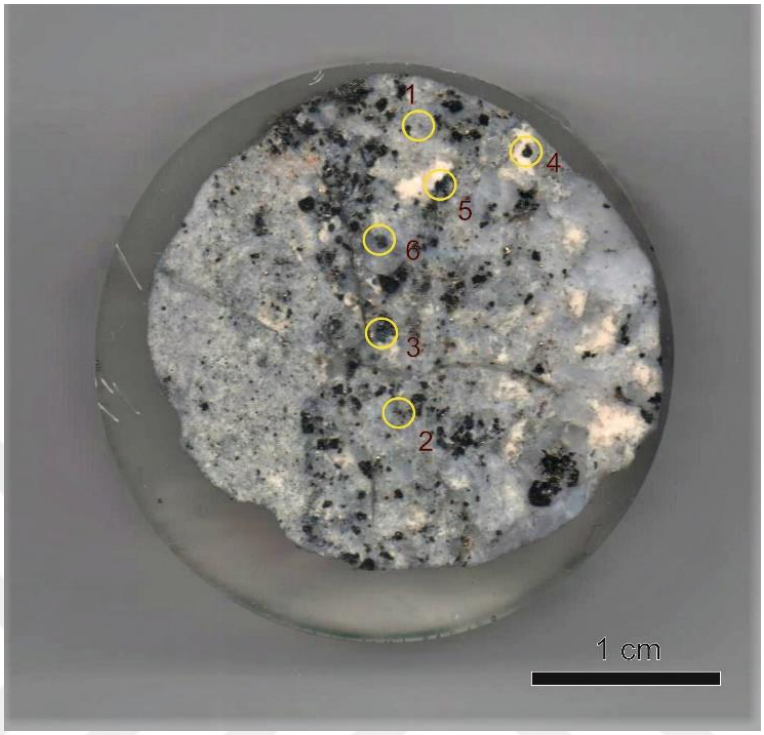


Şekil 5.62 NOS 654 Kuvars-sülfit+hematit örneği, 2, 3 ve 4 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 4a: Pirit üzerine galenin gelişiminin //N'deki görünümü. 4b: Pirit, galen ve kalkopirit parajenezinin birbiri arasındaki ilişkiyi gösteren //N'deki görünüm. 2: Pirit üzerine arsenopirit özşekilli formların gelişimi ve Galen tarafından ornatımı //N'deki görünümü. 3: Kalkopiritin galen üzerine büyümesi ve tenantit-tetrahedrit mineral fazı tarafından kalkopiritin ornatımının //N'deki görünümü. Py: Pirit, Apy: Arsenopirit, Gn: Galen, Ccp: Kalkopirit, Tn-Tt: Tenantit-Tetrahedrit, Qtz: Kuvars

5.2.9 NOS 483 Kuvars-Sülfit

Örnekten yapılan mikroskobik gözlem noktaları Şekil 5.63'te verilmiştir. Makro ve mikro gözlemler ilerleyen kataklastik deformasyon süresince gelişen, mineralizasyona ait kanıtları ortaya koymaktadır. Makro gözlemlerde ilk bakışta, örnek üzerinde belirgin bir mineral yönlenmesi ve bu yönlenme boyunca kuvars tane boylarında ani değişiklikler farkedilir düzeydedir. Mikroskobik gözlemlerde ise bazı minerallerin deformasyon etkisinde parçalandığı ve devam eden hidrotermal aktivite eşliğindeki deformasyon ile ilişkili geç evre mineral birliklerinin oluşumu gözlenmiştir. Erken evre mineraller üzerindeki çatlak hatları boyunca gelişen yeni mineral yığışım ve ornatımları durumu yansıtan önemli verilerdir. Ek olarak, erken ve geç evrede gelişmiş

mineral birlikleri deformasyon farkı, ilerleyen deformasyon etkisindeki cevherleşmenin destekleyici önemli kanıtlarındandır (Şekil 5.63).

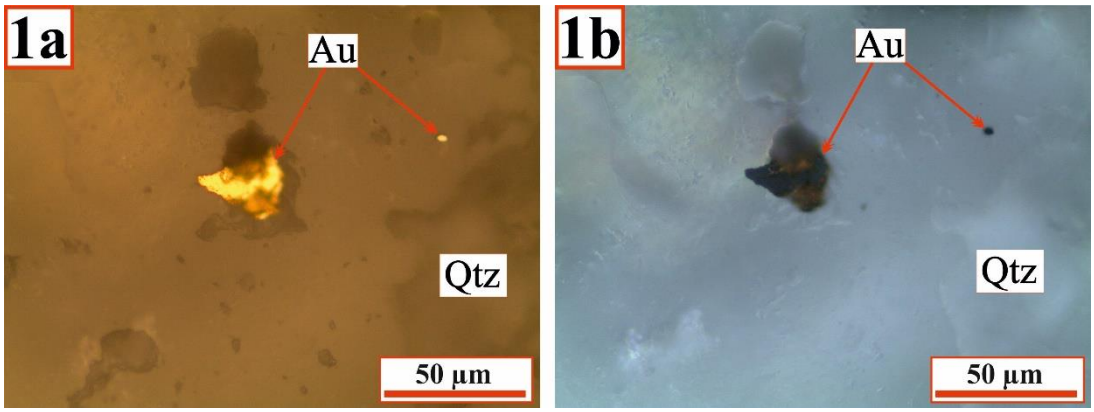


Şekil 5.63 NOS 654 Kuvars-Sülfit fazına ait parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları (Kişisel arşiv, 2019)

Makro ve mikroskobik gözlemlere göre deformasyon fazının erken ve geç evresine ait mineral parajenezi 2 gruba ayrılabilmektedir.

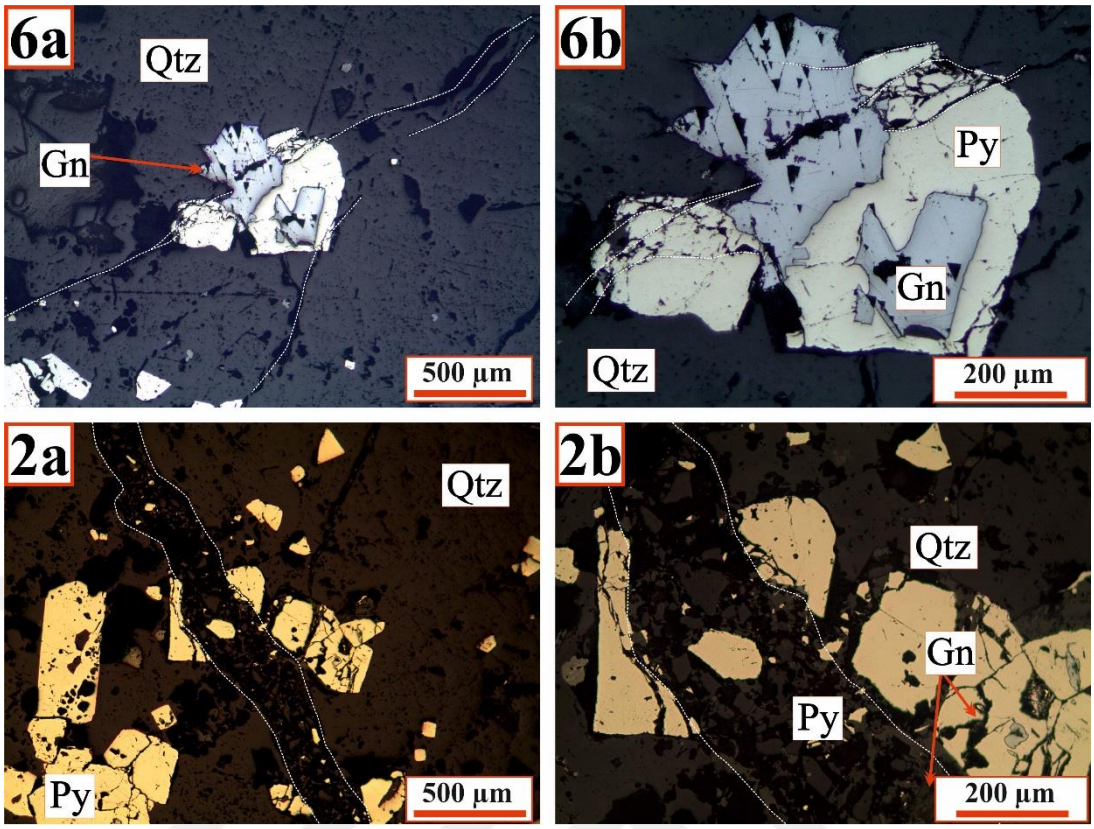
Erken evre parajenez, kuvars, rodonit ve pirit minerallerinden oluşur. Geç evre mineral birliği, sfalerit, galen, kalkopirit ve altındır. Mineral bolluk oranı, azalan oranda parajenetik dizinimleri izlemektedir.

Altın yaygın olarak gözlenmemesine rağmen, geç evre kuvars mineralleri içersinde serbest taneler halinde gözlenmektedir (Şekil 5.64).



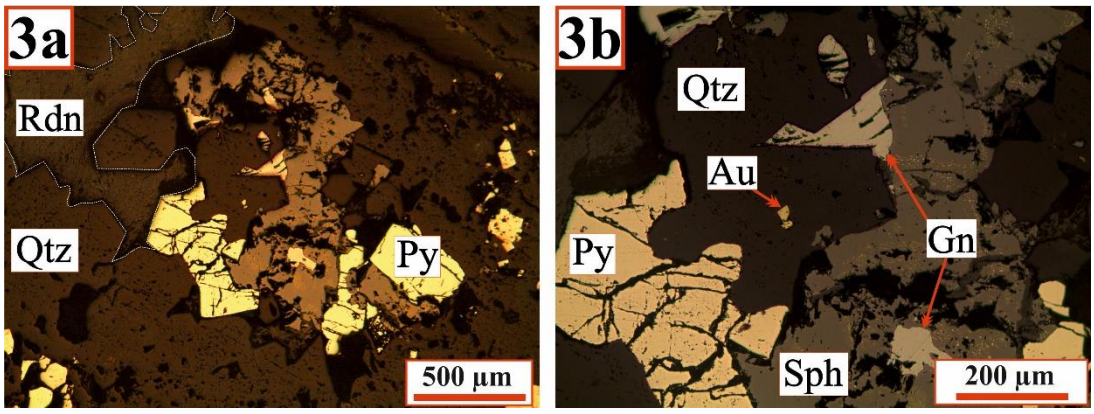
Şekil 5.64 NOS 483 Kuvars-Sülfit örneği, 1 nolu gözlem noktalasına ait mikroskobik görüntüler. 1a: Geç evre kuvars minerali içerisindeki serbest altın tanesi //N'deki görünümü. 1b: Geç evre kuvars minerali içerisindeki serbest altın tanesi +N'deki görünümü. Qtz: Kuvars, Au: Altın

Erken evre pirit mineralleri belirgin süreksizlik hatları boyunca kataklastik deformasyon izlerini taşırlar. Galen genellikle sonradan gelişmiş olan bu hatlar boyunca, kuvars ve kırılan sülfit mineralleri üzerine gelişir. Özellikle pirit üstüne geliştiği alanlarda ornatım söz konusudur. Yaygın olmamakla birlikte sfaleriti de ornattığı izlenir (Şekil 5.65).



Şekil 5.65 NOS 483 Kuvars-Sülfit örneği, 6 ve 2 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 6a: Deformasyona bağlı pirit mineralinin parçalanması ve kırıklanan hatlar boyunca galenin gelişiminin //N'deki görünümü. 6b: Deformasyona bağlı pirit mineralinin parçalanması ve kırıklanan hatlar boyunca Galen'in gelişiminin //N'deki yakından görünümü. Deformasyonun zayıfta olsa devam ettiği, Galen minerali üzerindeki minör orandaki ötelenmeden gözlenebilmektedir. 2a: Pirit minerali kümelerinin kırık hattı boyunca ötelenmesi //N'deki görünümü. 2b: Pirit minerali kümelerinin kırık hattı boyunca ötelenmesi //N'deki yakından görünümü. Py: Pirit, Gn: Galen, Qtz: Kuvars

Altın, erken evre sülfit mineral ve silikat mineral gruplarını çevreleyen, üzerleyen özşekilli kuvars kristalleri içersinde serbest taneler halinde bulunmaktadır (Şekil 5.66).



Şekil 5.66 NOS 483 Kuvars-Sülfit örneği, 3 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 3a: Erken evre kuvars, rodonit, pirit ve sfalerit üzerine gelişen geç evre kuvarsın //N'deki görünümü. 3b: Erken evre sülfit mineralleri üzerine gelişen serbest altın içeren kuvars mineralinin //N'deki görümünü. Galen, özşekilli kuvars kristalleri çevresinde ve kuvars içerisinde kapanlanmış halde gözlenir. Ayrıca, sfalerit mineralini ornatarak üzerine gelişir. Py: Pirit, Gn: Galen, Sph: Sfalerit, Rdn: Rodonit, Qtz: Kuvars

5.2.10 NOS 484

Kuvars-Rodonit+Sülfit fazına ait örnekleme alanından 2 adet parlak kesit numunesi hazırlanmıştır. Dokusal ve mineralojik olarak farklı mineral zonlarının gözlenmesi sebebiyle "NOS 484-1" ve "NOS 484-2" olarak adlandırılmış numuneler alt başlıklarda incelenecektir.

Parajenez, pirit, galen, sfalerit, kalkopirit, rodonit, kuvars, arsenopirit ve altındır. Zamansal olarak farklı süreçler de ve birbirinden farklı işlevlerle gelişmiş mineral çökelimlerinin birbirleri arasındaki ilişki, incelemenin temel amacını oluşturur.

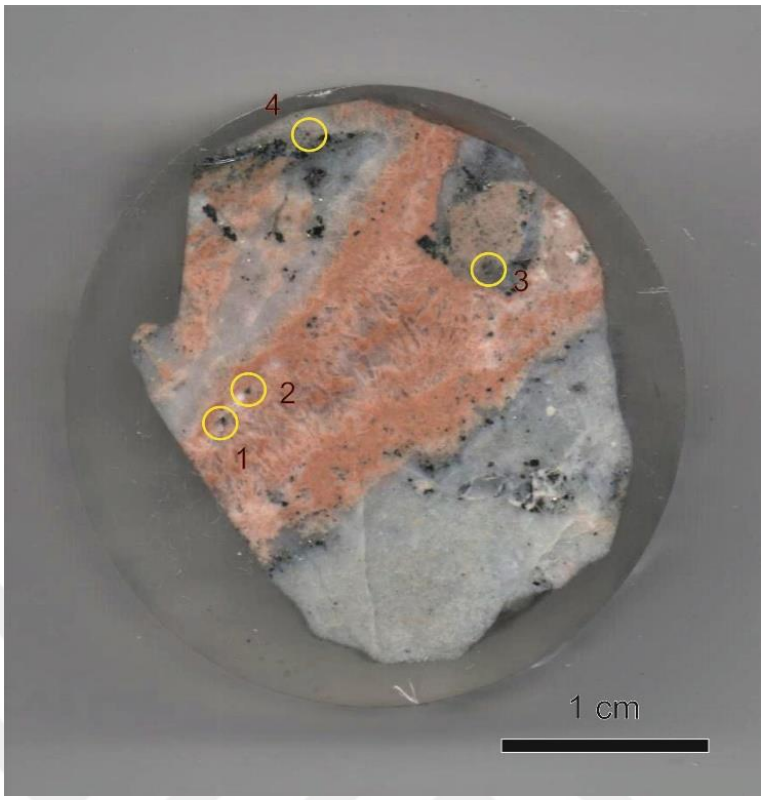
Makro ve mikro gözlemlerde ilerleyen deformasyon süresince gelişen mineralizasyon evrelerine rastlanmıştır. Mikroskobik gözlemlerde ise bazı minerallerin deformasyon etkisinde parçalandığı ve devam eden hidrotermal aktivite eşliğindeki deformasyon ile ilişkili geç evre mineral birliklerinin oluşumu gözlenmiştir. Altın mineralizasyonu yaygın olarak geç evre mineral birlikleri ve epitermal fazlar ile ilişkili olduğu gözlenir.

5.2.10.1 NOS 484-1

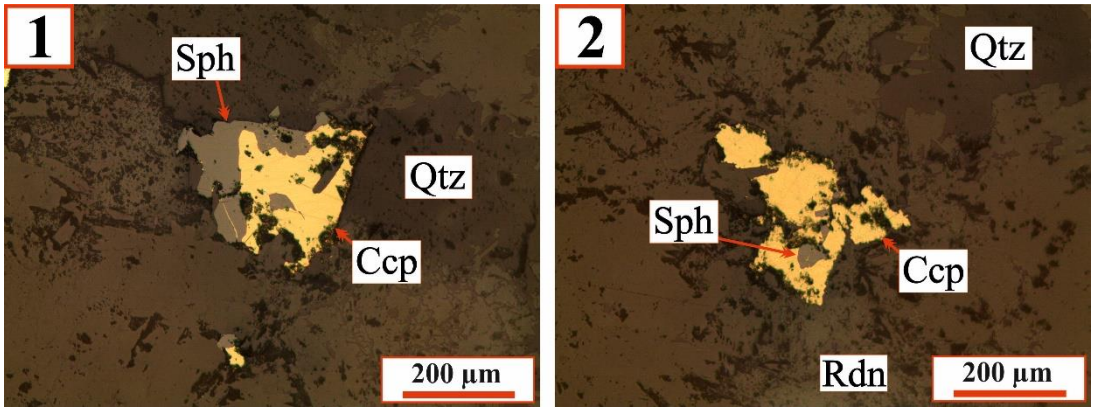
Örnekten yapılan mikroskobik gözlem noktaları Şekil 5.67'de verilmiştir. Temelde önceki yeryer yeşilimsi beyaz, yeryer krem renkli minor miktarda sülfit saçınımları içeren Kuvars fazına ait breşler içerir. Evrimleşerek Kuvars-Rodonit baskın sisteme dönen hidrotermal faz üyeleri tarafından üzerlenen alanlar, turuncumsu pembe Rodonit minerallerinden yapılıdır. Tüm Kestanebeleni Damar Sisteminde gözlenen bu faz geç evre Kuvars+Sülfit'li akışkanlar tarafından üzerlenmektedir.

Örnekte yapılan mikroskobik incelemeler de mineral parajenezi, kuvars, rodonit, pirit, arsenopirit, kalkopirit ve sfalerit olarak belirlenmiştir. Mineral bolluğu azalan oranda parajenetik dizinimi izler. Sülfit mineralleri arasındaki süksesyon dizisi, pirit, sfalerit, kalkopirit ve arsenopirittir. Ayrıca, örnekte galen mineraline rastlanmamıştır.

Şekil 5.67'deki 1 ve 2 nolu rodonitli zon içerisindeki gözlem alanlarında yaygın Sülfit mineralleri kalkopirit ve sfalerittir. Mikrofotoğraflarda sfaleritin kalkopirit üzerine gelişimi ve ornatımı gözlenmektedir (Şekil 5.68).

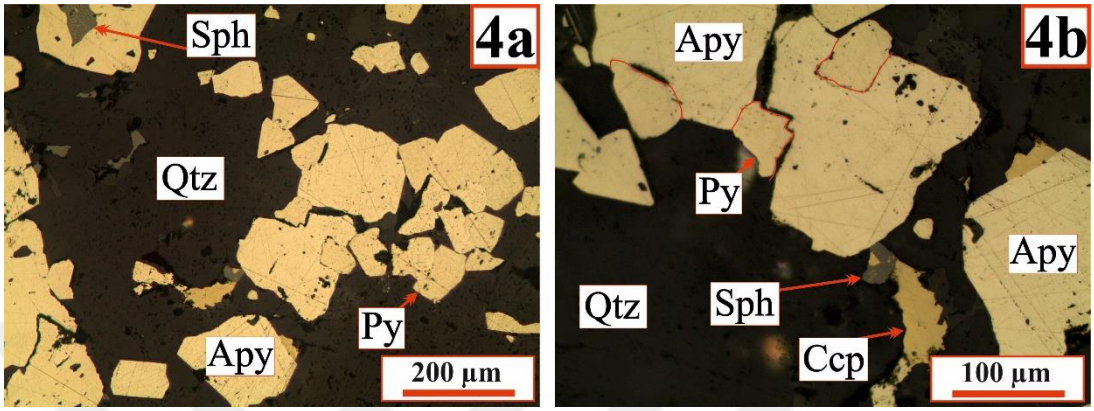


Şekil 5.67 NOS 484-1 Kuvars-Rodonit+Sülfit parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları (Kişisel arşiv, 2019)



Şekil 5.68 NOS 484-1 Kuvars-Rodonit+Sülfit örneği, 1 ve 2 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 1: Erken evre Kuvars-Rodonitli zon içerisinde yaygın olarak gözlenen kalkopirit ve sfalerit mineralleri ornatım ilişkileri //N deki görünümü. 2: Erken evre Kuvars-Rodonitli zon içerisinde yaygın olarak gözlenen kalkopirit ve sfalerit mineralleri ornatım ilişkileri //N deki görünümü. Sfalerit, kalkopiriti ornatarak üzerine gelişir. Sph: Sfalerit, Rdn: Rodonit, Qtz: Kuvars, Ccp: Kalkopirit

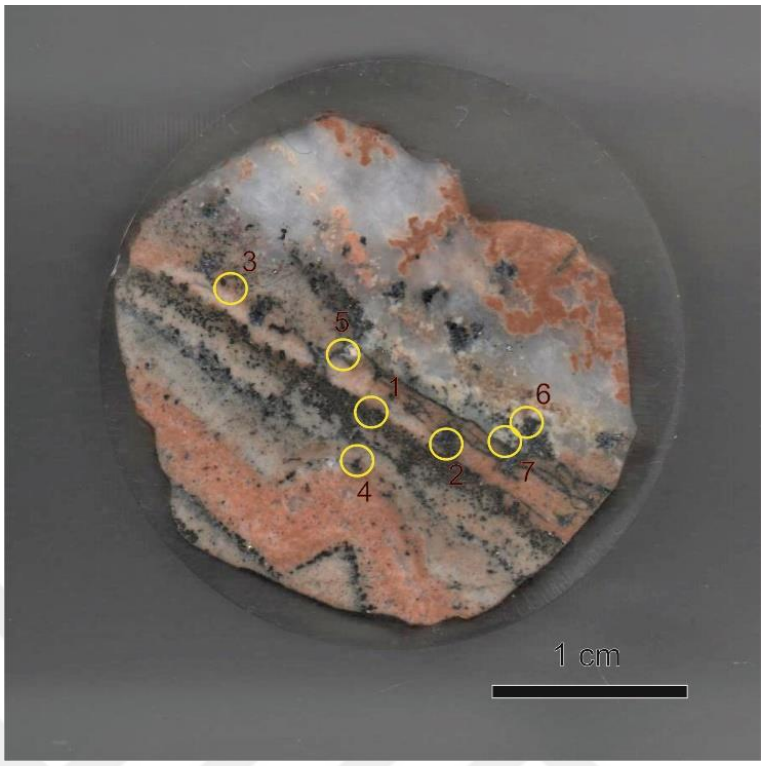
İki ve dört nolu Kuvars+Sülfit fazının gözlendiği alanlarda arsenopirit en yaygın mineral olup, özellikle pirit mineralleri üzerine gelişimi izlenir. Pirit, arsenopirit dışında diğer sülfitler tarafından da üzerlenmektedir (Şekil 5.69). Bu alanda altın minerali gözlenememiştir.



Şekil 5.69 NOS 484-1 Kuvars-Rodonit+Sülfit örneği, 4 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 4a: Pirit minerali üzerine Sfalerit'in gelişimi //N deki görünümü. 4b: "4a" mikrogörüntüsü yakından görünümü. Sfalerit'in Kalkopirit, Kalkopirit'in Arsenopirit tarafından ornatımının //N'deki görünümü. Sph: Sfalerit, Qtz: Kuvars, Py: Pirit, Ccp: Kalkopirit

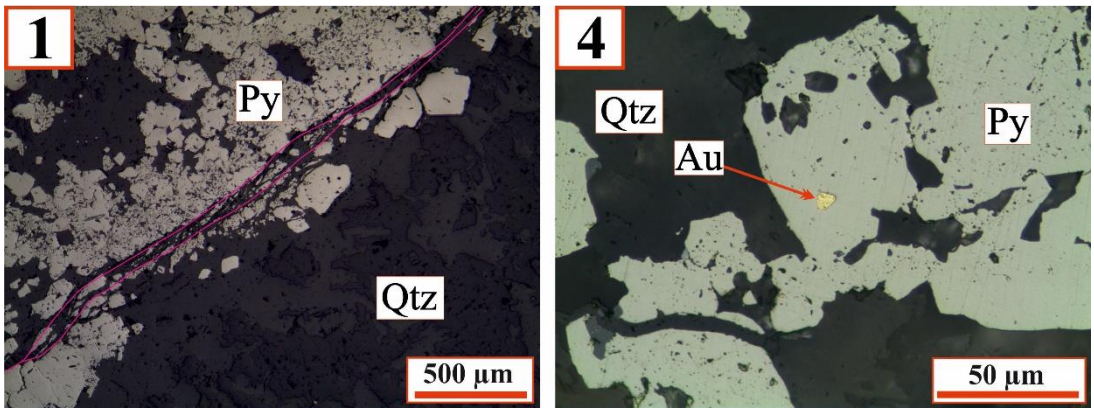
5.2.10.2 NOS 484-2

Örneğin 2. bölümünden hazırlanan parlak kesit, geç evre Kuvars-Rodonit+Sülfit'li ve sülfit minerallerinden yapılı cevherleşme fazlarını içerir. Temel olarak, Kuvars-Rhodonit+Sülfitli fazların bantlı formları, sülfit minerallerinden yapılı seviyelere ardalandığı gözlenir. Mikroskobik gözlem noktaları ve durumun gözlendiği parlak kesit numunesi Şekil 5.70'te verilmiştir.



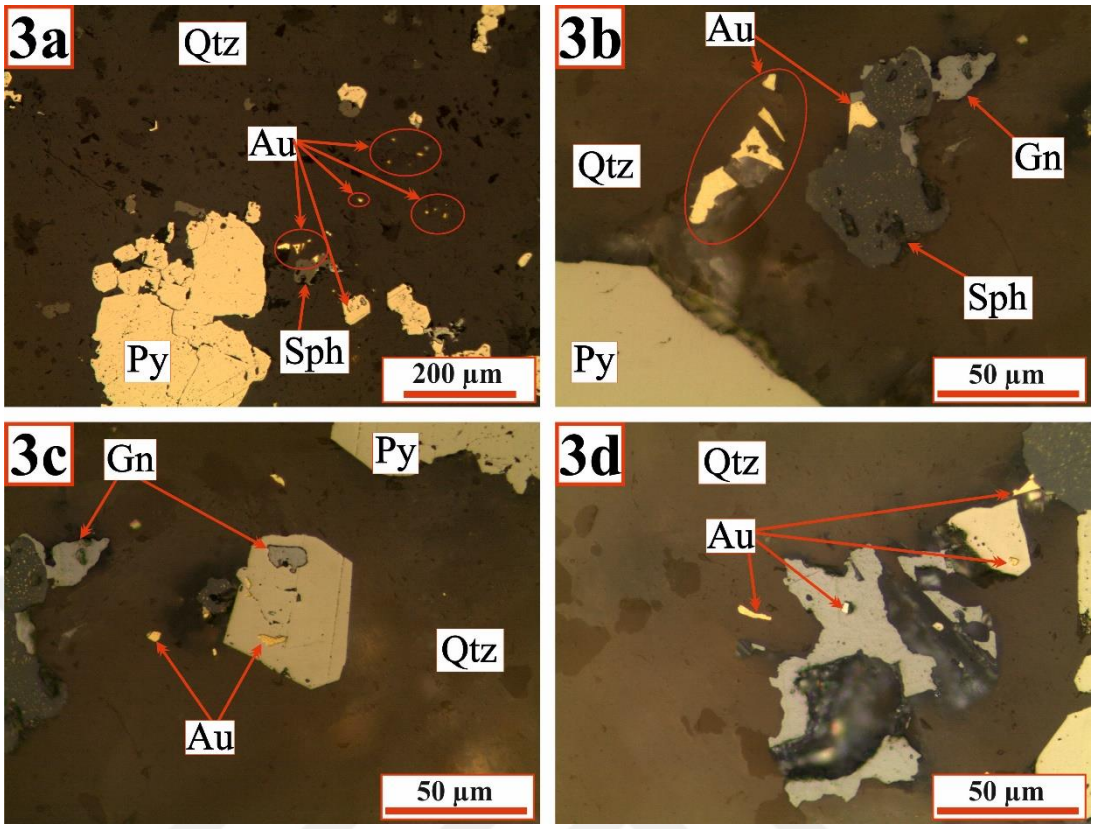
Şekil 5.70 NOS 484-2 Kuvars-Rodonit+Sülfit parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları (Kişisel arşiv, 2019)

Ritmik mineral çökelimi ile ilişkili ardalı, baskın olarak piritten yapılı milimetre ölçeğindeki sülfit seviyeleri genellikle 10 mikrona kadar altın mineral kapanımları içermektedir. Bu hatların bir kısmı ardalı çökelim ile eş zamanlı, diğer eşlenikleri ise devam eden deformasyona bağlı gelişen çatlak hatları boyunca yerleşim sunar (Şekil 5.71).

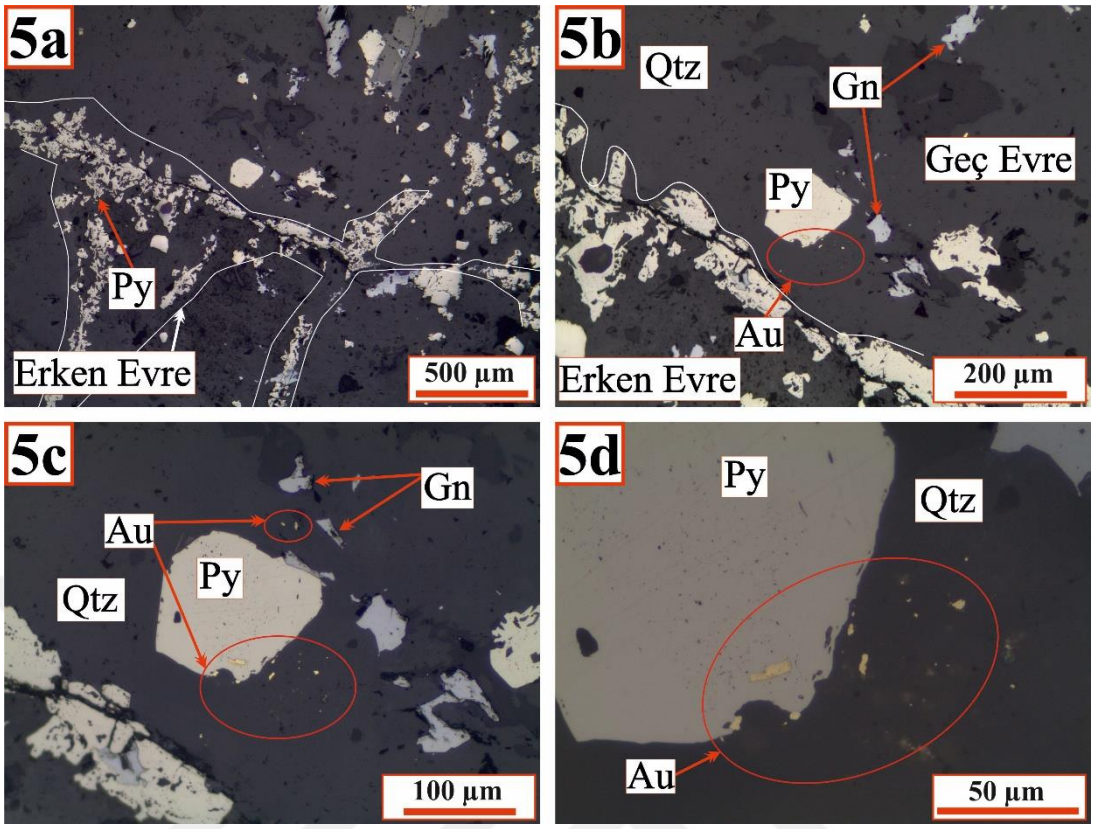


Şekil 5.71 NOS 484-2 Kuvars-Rodonit+Sülfit örneği, 1ve 4 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 1: Ardalı çökelim ile ilişkili Pirit mineralinden yapılı mineral bandının //N'deki görünümü. Ardalı çökelimin erken evresinde gelişen Pirit'ten oluşan bantının devam eden deformasyonla ilişkili olarak kırıklanması. 4: Ardalı çökelimin geç evresindeki pirit oluşumu içerisinde kapanlanmış Altın minerali //N'deki görünümü. Qtz: Kuvars, Py: Pirit, Au: Altın

Gelişen bantlı formdaki Kuvars-Rodonit+Sülfit fazı mikroskobik gözlemlerde, mikro çatlaklar boyunca yerleşen kuvars baskın, pirit, galen, sfalerit ve altından meydana gelen parajenez dizisi tarafından üzerlenir. Bahsi geçen geç evre altınca daha zengin geç evre hidrotermal ürünler hem sülfitler hemde kuvars ile ilişkili cevherleşme fazını temsil etmektedir. Makro gözlemlerdeki beklentilerin aksine altın zengini alanlar, kuvars ve sülfit birliğinden oluşan kılcal düzensiz mikro çatlaklara yerleşen hidrotermal fazların ürünüdür (Şekil 5.72; 5.73).

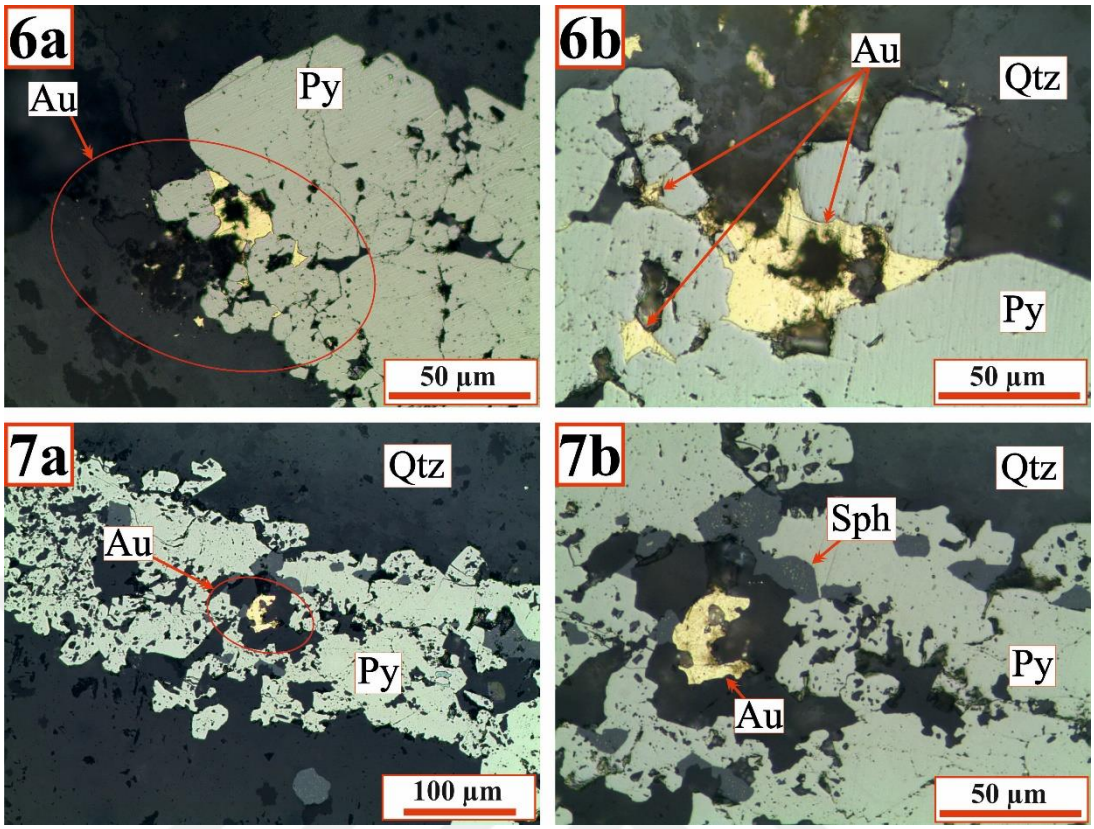


Şekil 5.72 NOS 484-2 Kuvars-Rodonit+Sülfit örneği, 3 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 3a: Sülfit ve kuvars mineralleri ile ilişkili altınca zengin alanın //N'deki görünümü. Geç evre Kuvars+Sülfitli akışkanların sülfit mineralleri ile ilişkili olduğu gözlenirken erken evre pirit ve galen minerallerimim altın mineralizasyonu ile ilişkisi gözlenememiştir. 3b: Geç evre kuvars ve sülfit mineralleri ile ilişkili altın, kuvars kristal sınırları boyunca serbest halde gözlenir. Ayrıca galen ve sfalerit mineralleri içerisinde kapanımlar halinde altın mineralizasyonu gözlenebilmektedir. 3c: Geç evre kuvars ve sülfit mineralleri ile ilişkili altın mineralleri, pirit içerisinde kapanımlar halinde, sülfit mineralleri çevresini saran kuvars kristal sınırları boyunca lokalize olur. Durumu gösteren //N'deki görünüm. 3: Geç evre Kuvars-Sülfit birliğinde, tüm sülfit mineralleri ile ilişkili altın mineral kapanımlarının //N'deki görünümü. Ayrıca sülfit mineralleri etrafında gözlenen kuvars kristal sınırları boyunca yerleşen altın tanelerinin görünümü. Qtz: Kuvars, Py: Pirit, Gn: Galen, Sph: Sfalerit, Au: Altın



Şekil 5.73 NOS 484-2 Kuvars-Rodonit+Sülfit örneği, 5 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 5a: Erken ve geç evre mineral topluluklarının ayrımını gösteren //N'deki gözlem noktasının genel görünümü. Erken evreye ait pirit mineralleri genellikle elek formunda gözenekli dokusu ile dikkat çeker. Gözenekli yapıdaki pirit minerali boşlukları, galen ve kuvars mineralleri tarafından doldurulmuştur. 5b: "5a" mikrofotoğrafının yakından görüntüsünün //N görünümü. Altın, geç evre kuvars ve pirit mineralleri içerisinde kapanımlar halinde gözlenmektedir. 5c: Pirit içerisinde kapanımlar halinde gözlenen altın mineralleri ve sülfit mineralleri etrafında kümelenen kuvars içerisindeki altın saçınımlarının //N'deki görünümü. 5d: "5c" mikrofotoğrafının //N yakından görünümü. Pirit içerisindeki altın kapanımları ve piriti çevreleyen kuvars minerali içerisindeki altın taneleri görünümü. Qtz: Kuvars, Py: Pirit, Gn: Galen, Au: Altın

Özellikle erken evrede gelişmiş olan pirit mineralleri çevresinde ve boşluklarında yaygınlaşan, 50 mikron üstü altın taneleri infilitrasyon ile çökelme işlevlerine dikkat çeker (Şekil 5.74).



Şekil 5.74 NOS 484-2 Kuvars-Rodonit+Sülfit örneği, 6 ve 7 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 6a: Erken evre pirit minerali boşluklarına lokalize olmuş altın mineralleri //N'deki görünümü. 6b: "6a" mikrofotoğrafının //N yakından görünümü. Altın, pirit minerali boşlukları ve çatlakları boyunca gelişen geç evre kuvars mineralleri ile ilişkili olarak yerleşim sunar. 7a: Erken evre pirit ve sfalerit mineralleri üzerine gelişen altın minerali //N görünümü. 7b: "7a" mikrofotoğrafının //N yakından görünümü. Qtz: Kuvars, Py: Pirit, Sph: Sfalerit, Au: Altın

5.2.11 NOS 653 Baz Metal

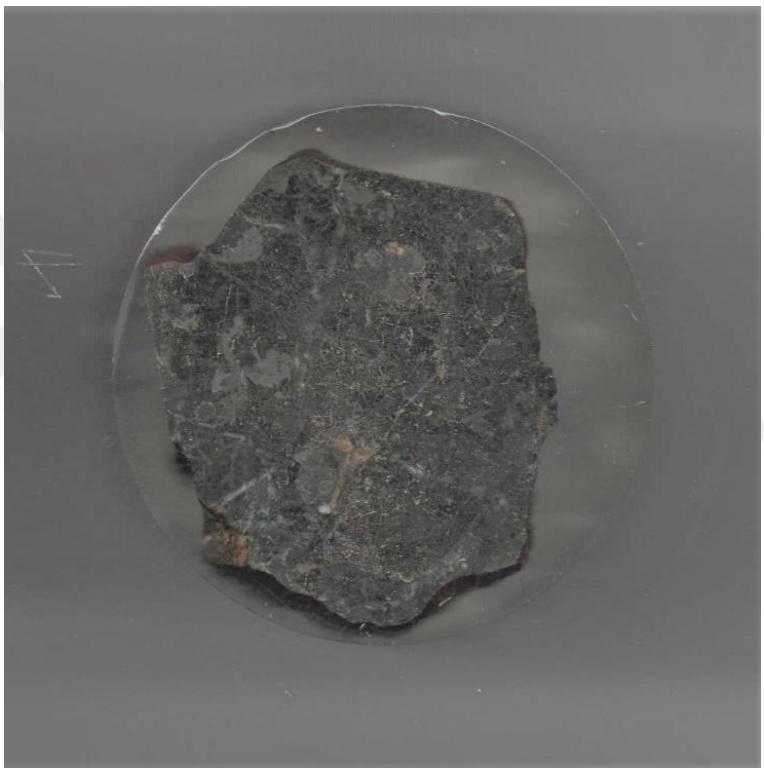
Kuzey cevher zonunun kuzey bölümünde belirli bölgelerde gözlemlenen, mineral birliği ile diğer baz metal sülfit fazlarından ayrılabilen hidrotermal fazdır. Genellikle masif formda dokuya sahip, pirotin ve manyetit mineral içeriği ayırt edici en önemli özelliğidir (Şekil 5.75).

Mineral birliği açısından hem yüksek sıcaklık, hemde düşük sıcaklıklı mineral içeriği çok fazlı hidrotermal aktivite ve işlevleriyle oluştuğunu işaret eder.

Parajenez, pirotin, pirit, hematit, manyetit, kuvars, arsenopirit, kalkopirit ve sfaleritten meydana gelir. Mineral bolluğu ise azalan oranda parajenetik dizinimi

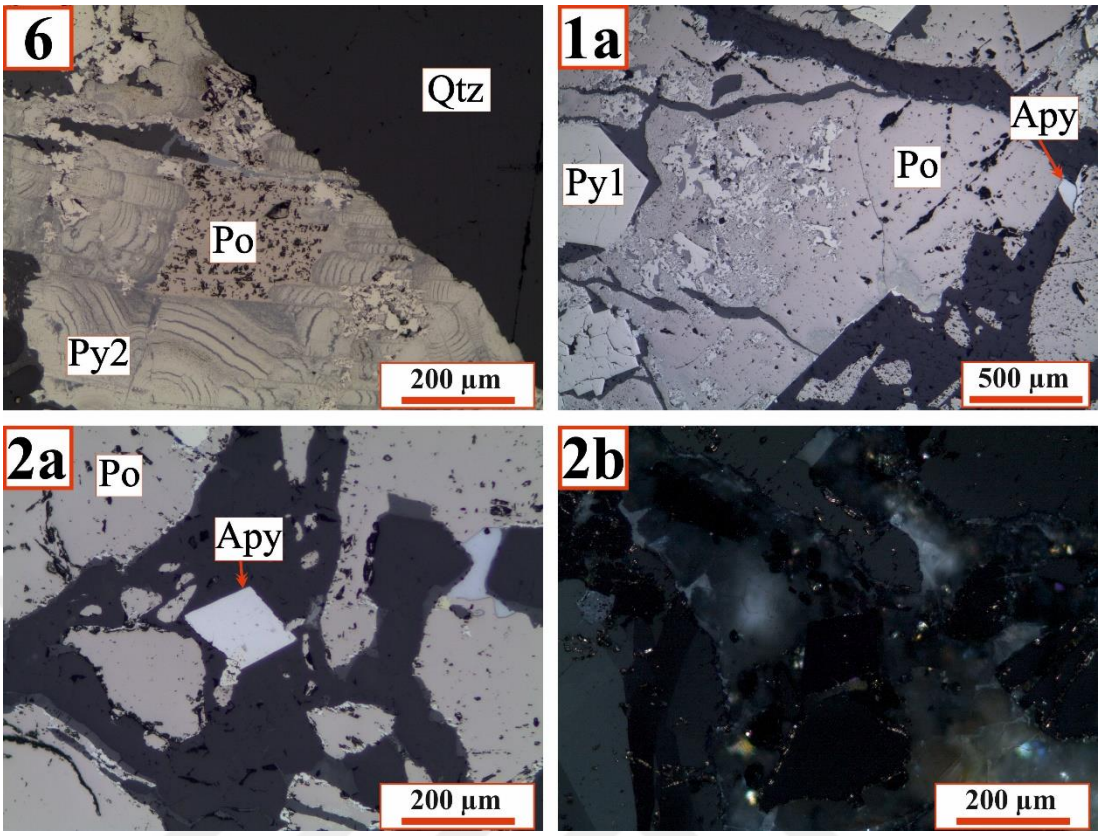
izlemektedir. Parajenezdeki mineraller, yukarıda bahsedildiği gibi hem formları hemde ornatım ve süksesyon özellikleri göz önüne alındığında, erken ve geç evre olmak üzere 2 grupta toplanır. Erken evre grup, ağırlıklı olarak manyetit, pirit ve pirotinden meydana gelir. Geç evre ise, pirit, manyetit, hematit, arsenopirit, sfalerit, kalkopirit ve kuvars içerir. Bununla birlikte, özellikle erken evredeki manyetit ve pirotin gibi yüksek sıcaklık mineral birlikteliği de bu ayrımın yapılmasında önemli rol oynar.

Ayrıca mikroskobik incelemeler de altın minerali gözlenememiştir.



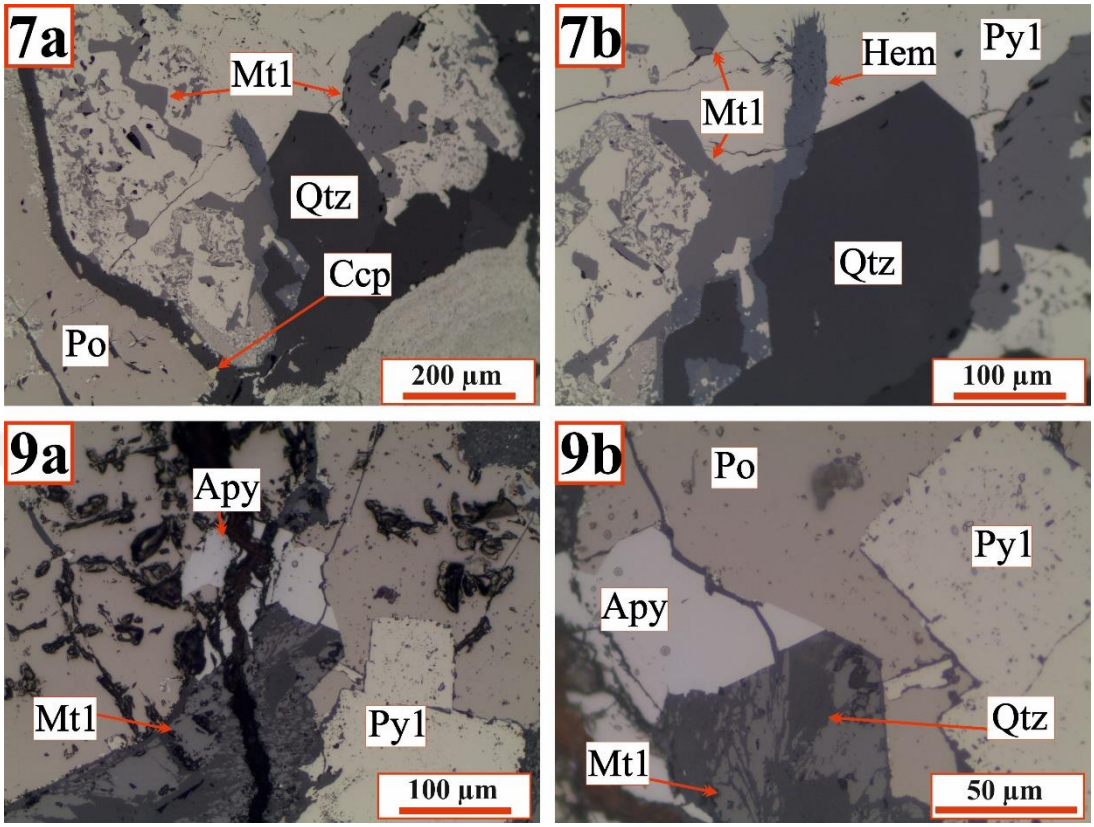
Şekil 5.75 NOS 653 Baz metal sülfit parlak kesit numunesi görünümü (Kişisel arşiv, 2019)

Örnekte, temelde özşekilli pirit minerallerininden sonra gelişmiş olan erken evreye ait pirotin minerali yaygın olarak gözlenmektedir. İnceleme esnasında pirotinin pirit tarafından ornatıldığı ve deformasyon ile ilişkili olarak oluşan kırık hatlarında yeni mineral oluşumları gözlenir (Şekil 5.76).



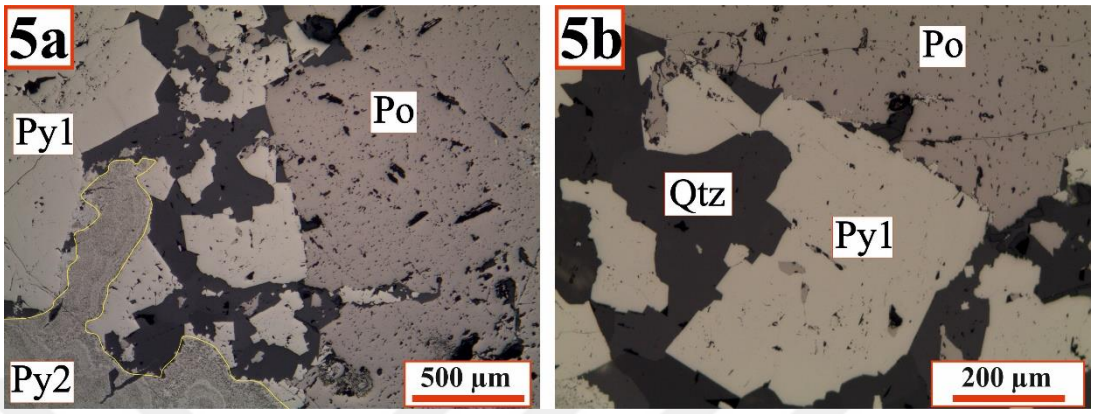
Şekil 5.76 NOS 653 Baz metal örneği, 6, 1 ve 2 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 6: Erken evre pirotin mineralinin, geç evre melnikovit pirit minerali tarafından ornatımının //N'deki görünümü. 1a: Erken evre pirit ve pirotin mineralinin deformasyon etkisinde kırılması, kuvars ve arsenopirit mineralinin kırık hatları boyunca gelişiminin //N'deki görünümü. 2a: Özşekilli arsenopirit'in, pirit ve pirotinin üzerine büyümesini gösteren //N'deki mikrofotoğraf. 2b: Özşekilli arsenopiritin, pirit ve pirotinin üzerine büyümesini gösteren +N'deki mikrofotoğraf. Qtz: Kuvars, Py1: Erken evre Pirit, Py2: Geç evre Melnikovit Pirit, Po: Pirotin, Apy: Arsenopirit

Benzer olarak erken evrede pirotine, manyetit ve pirit eşlik eder. Geç evre ürünleri tarafından üzerlenirler. (Şekil 5.77).



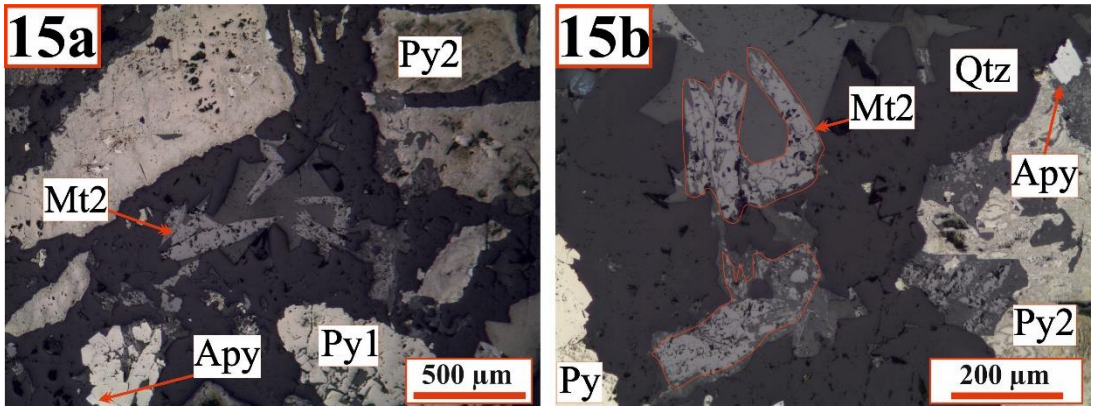
Şekil 5.77 NOS 653 Baz metal örneği, 7 ve 9 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 7a: Erken evre pirit ve manyetit minerali //N'deki görünümü. 7b: "7a" mikrofotoğrafının //N yakından görünümü. 9a: Erken evre pirit, pirotin ve manyetit mineral birliği üzerine gelişen arsenopirit minerali //N'deki görünümü. 9b: "9a" mikrofotoğrafının //N yakından görünümü. Qtz: Kuvars, Py1: Pirit, Py2: Melnikovit Pirit, Po: Pirotin, Hem: Hematit, Mt1: Erken evre Manyetit, Apy: Arsenopirit, Ccp: Kalkopirit

Erken evre pirit mineralleri genellikle özşekilli formlarda olup, pirotin tarafından ornatıldığı gözlenmektedir. Ayrıca erken evre piritleri yaygın olarak geç evre piritleri tarafından kesilmektedir (Şekil 5.78).



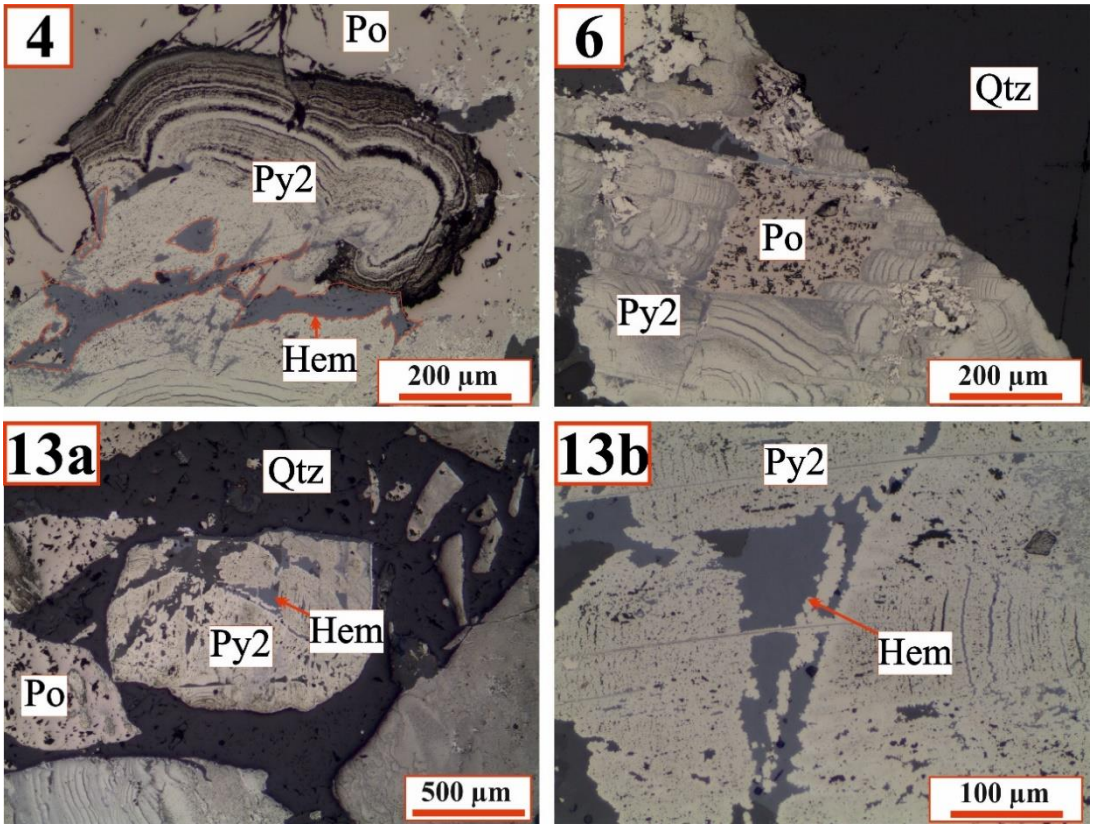
Şekil 5.78 NOS 653 Baz metal örneği, 5 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 5a: Erken evre özşekilli pirit minerallerinin pirotin tarafından ornatımı //N'deki görünümü. Ayrıca, erken evre piritleri, geç evrede gelişen melnikovit piritler tarafından ornatılmaktadır. 5b: Erken evre özşekilli pirit minerallerinin pirotin tarafından ornatımı //N'deki yakından görünümü. Qtz: Kuvars, Py1: Pirit, Py2: Melnikovit Pirit, Po: Pirotin

Geç evre de gelişen manyetit mineralleri, genellikle diğer tüm minerallerden bağımsız kuvars matriks içerisinde çubuksu formlarda gözlenmektedir (Şekil 5.79).



Şekil 5.79 NOS 653 Baz metal örneği, 15 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 15a: Kuvars matriks içerisindeki, geç evre manyetit minerallerinin //N'deki görünümü. 15b: Geç evre manyetit minerallerinin, geç evre melnikovit pirit oluşumları tarafından üzerlenmesinin //N'deki görünümü. Qtz: Kuvars, Py1: Pirit, Py2: Melnikovit Pirit, Mt2: Geç evre Manyetit

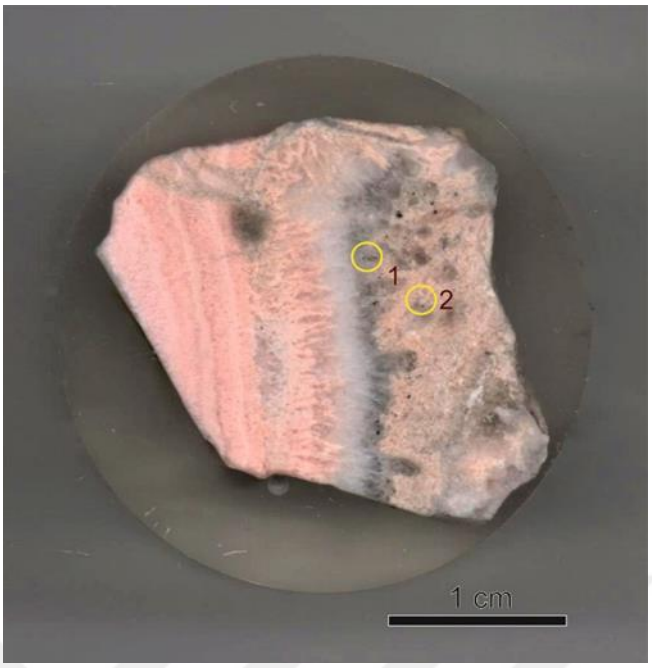
Geç evre mineral birliğine dahil olan piritler, ritmik ardalı çökelim ile ilişkili kolloform dokulu bantlaşmaya sahiptirler. Kolloform ve konsantrik formlarda, pirit ve hematitin ardalı çökelimi gözlenmektedir. Litaretürde, bu tip piritlere "Melnikovit" adı verilmektedir. Ramdohr (1980)'e göre bu tip pirit minerallerinin çok düşük sıcaklıklarda ve hatta oda sıcaklığında bile oluşabileceği ifade edilmektedir. Yaygın olarak pirotin üzerine gelişimi izlenir (Şekil 5.80).



Şekil 5.80 NOS 653 Baz Metal örneği, 4, 6 ve 13 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 4: Kolloform dokulu düşük sıcaklıkta gelişebilen Melnikovit Pirit'in //N'deki görünümü. Ritmik ardalı çökelim bantları, Pirit ve Hematit minerallerinden yapılıdır. 6: Pirotin'in, Melnikovit Pirit tarafından ornatımının //N'deki görünümü. 13a: Tamamen Melnikovit Pirit tarafıdan ornatılan Pirotin'in //N'deki görünümü. 13b: Melnikovit Pirit'in ardalı çökelim bantlarının //N'deki görünümü. Po: Pirotin, Py2: Melnikovit Pirit, Hem: Hematit, Qtz: Kuvars

5.2.12 SOS 647

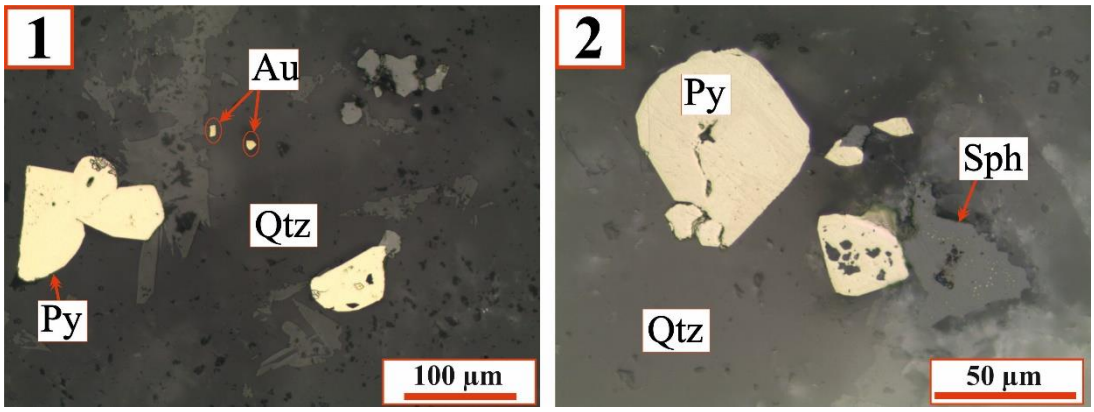
Kestanebeleni Damar Sistemi'nin güney bölgesinde yaygın olarak dağılım sunan Kuvars-Rodonit baskın mineral birliğine sahip bantlı dokulu gözlenen örnektir (Şekil 5.81).



Şekil 5.81 SOS 647 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları (Kişisel arşiv, 2019)

Parajenez, rodonit, kuvars, kalsit, pirit, sfalerit ve altın dizisinden oluşur. Mineral bolluk oranı parajenetik dizinimi izlemektedir. Altın, genellikle sülfit içeriğinin arttığı kuvars-rodonitli bantlarda yoğunlaşmaktadır.

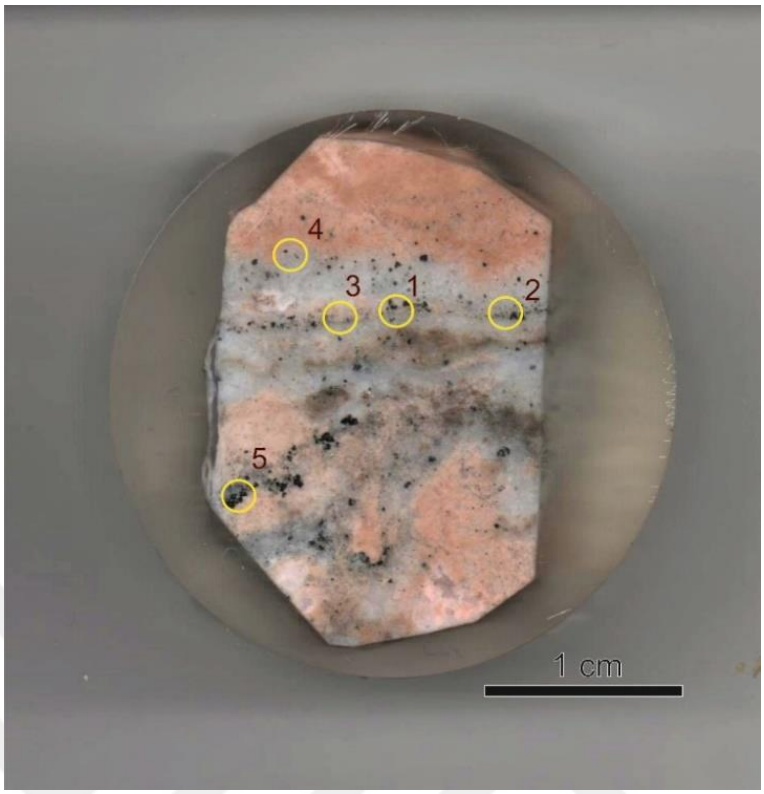
Mikroskobik gözlemlerde altın, sülfit mineralleri çevresindeki kuvars mineralleri içerisinde gözlenir. Kuvars-sülfit baskın mineral bantlarında pirit ve sfalerit en yaygın sülfit mineralleridir. Sülfit mineral süksesyonu pirit, sfalerit dizisini takip eder (Şekil 5.82).



Şekil 5.82 SOS 647 örneği, 1 ve 2 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 1: Sülfit mineralleri çevresinde kuvars kristalleri içerisinde kapanlanmış altın tanesinin //N'deki görünümü. 2: Kuvars-Sülfit baskın mineral bantlarında pirit ve sfaleritin ilişkisinin //N'deki görünümü. Py: Pirit, Qtz: Kuvars, Sph: Sfalerit

5.2.13 SOS 786

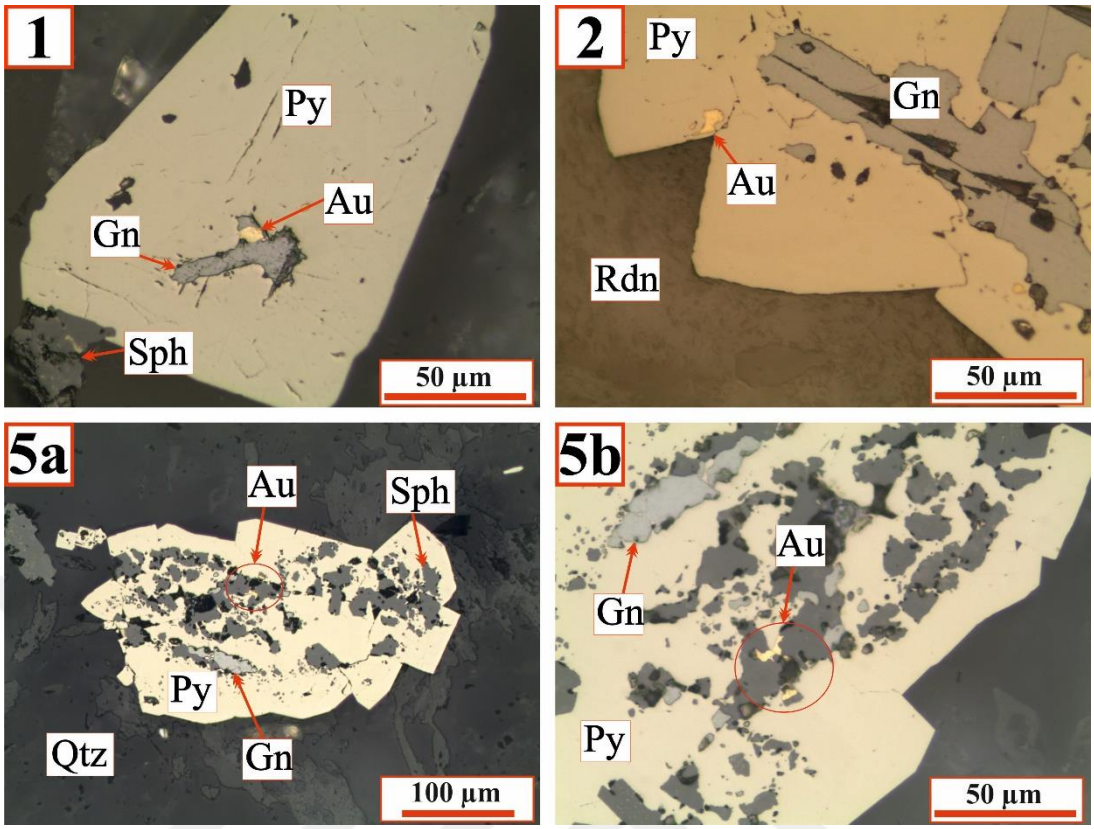
Kestanebeleni Damar Sistemi'nin güney bölgesinde, kesişen fay segmentleri boyunca Kuvars+Sülfitli fazlar yaygın olarak gözlenir. Temeldeki Kuvars-Rodonit'li fazlar, genç Kuvars+Sülfit'li akışkanlarca üzerlenmekte veya Kuvars-Rodonit+Sülfitli fazların gelişimine katkı sağlar. Altın ile ilişkili sülfit mineralleri grimsi beyaz kuvars içerisinde yer almaktadır (Şekil 5.83).



Şekil 5.83 SOS 647 parlak kesit numunesi görünümü ve gözlem noktaları (Kişisel arşiv, 2019)

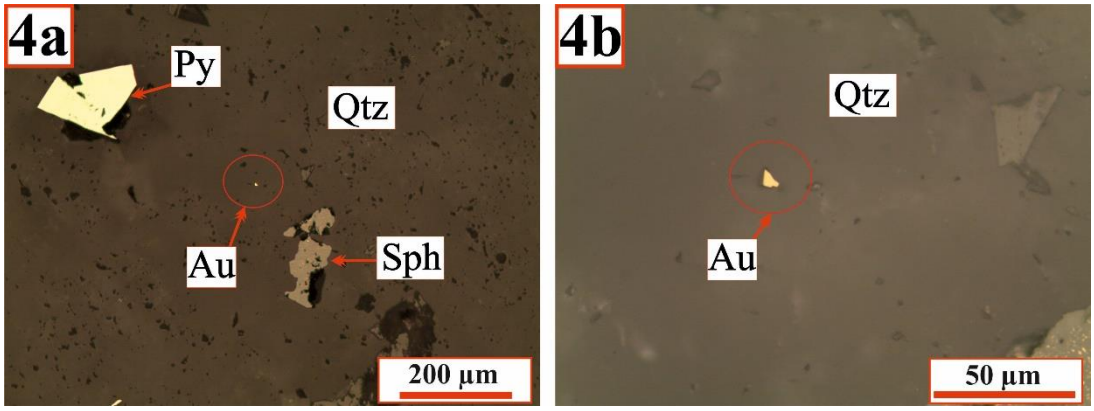
Parajenez, rodonit, kuvars, pirit, sfalerit, galen, altın ve kalkozin-kovellin minerallerinden oluşur. Mineral bolluğu azalan oranda parajenetik dizinimi izlemektedir.

Mikroskobik gözlemlerde, Altın mineralizasyonunun ağırlıklı olarak sülfit mineralleriyle ilişkili olduğu izlenir. Sülfit mineral süksesyonu, pirit, sfalerit, galen dizilimini izler. Altın süksesyon boyunca tüm sülfit mineralleri ile ilişkili olarak gözlenir (Şekil 5.84).



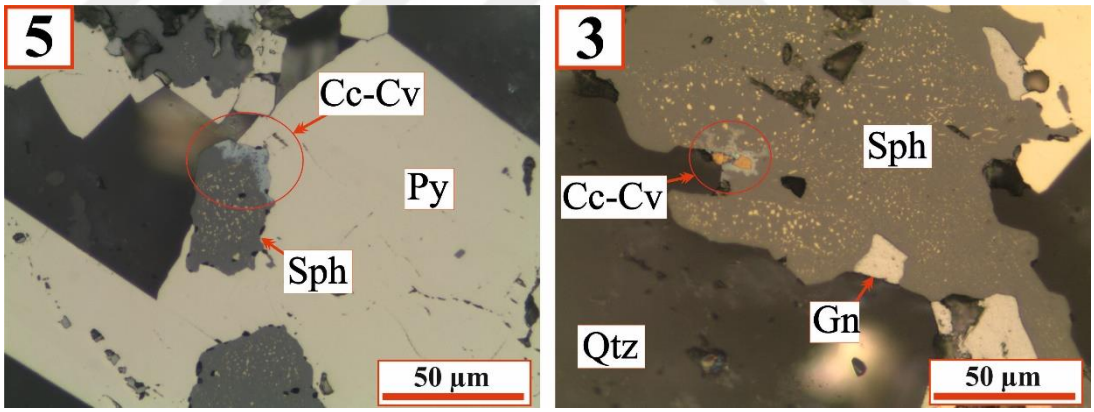
Şekil 5.84 SOS 786 örneği, 1, 2 ve 5 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 1: Pirit'in mineral boşluğunda büyümüş galen içerisindeki altın mineralinin //N'deki görünümü. 2: Pirit içerisindeki altın kapanımı //N'deki görünümü. 5a: Pirit, sfalerit ve galenin birbirleri üzerine gelişiminin //N'deki görünümü. 5b: Pirit, sfalerit ve galen süksesyonundaki, sfalerit içerisindeki altın kapanımlarının //N'deki görünümü. Py: Pirit, Sph: Sfalerit, Gn: Galen, Qtz: Kuvars, Au: Altın

Altın, nadiren kuvars minerali içerisinde 10 mikronu aşmayan tanecikler halinde gözlenmektedir (Şekil 5.85).



Şekil 5.85 SOS 786 örneği, 4 nolu gözlem noktasına ait mikroskobik görüntüler. 4a: Kuvars içerisindeki altının //N'deki görünümü. 4b: Kuvars içerisindeki altının yakın //N görünümü. Py: Pirit, Sph: Sfalerit, Qtz: Kuvars, Au: Altın

Sfalerit mineralleri içerisindeki, kalkopirit kapanımları süperjen alterasyon ile ilişkili olarak kalkozin-kovellin minerallerine dönüşümü yaygındır. (Şekil 5.86).



Şekil 5.86 SOS 786 örneği, 5 ve 3 nolu gözlem noktalarına ait mikroskobik görüntüler. 5: Sfalerit minerali içerisindeki kalkopirit kapanımlarının, süperjen alterasyona bağlı kalkozin-kovellin mineral fazına dönüşümünün //N'deki görünümü. 3: Sfalerit minerali içerisindeki kalkopirit kapanımlarının, süperjen alterasyona bağlı kalkozin-kovellin mineral fazına dönüşümünün //N'deki görünümü. Kalkozin-kovellin tarafından sarılan turuncumsu sarı renkli alan nabit bakır olarak serbestleşmiştir. Py: Pirit, Sph: Sfalerit, Gn: Galen, Qtz: Kuvars, Cc-Cv: Kalkozin-Kovellin

BÖLÜM ALTI
SIVI KAPANIM

Tarihsel anlamda bakıldığında sıvı kapanımları ile ilgili ilk spesifik gözlemler 11. yüzyılın başlarında, orta asyalı bir bilgin olan Abu Reykhan al-Biruni tarafından yapılmıştır. “Sonrasında 19. Yüzyıl boyunca çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalarda, sıvı kapanımların bileşimlerinin belirlenebilmesi için yapılan analitik çalışmaların temelleri; Breislak (1818), Davy (1822), Brewster (1823) ve Nichol (1828) tarafından atılmıştır” (Roedder, 1972, s. 4). Sorby (1958) tarafından yapılan çalışmada ise, birçok kapanımda bulunan gaz kabarcıklarının; kapanlanma sıcaklığından daha yüksek sıcaklıklardan, gözlem sıcaklığına kadar soğutulması sırasında sıvının ve çevreleyen mineralin differansiyel büzüşmesinin bir sonucu olduğunu öne sürmüştür.

Sıvı kapanım çalışmalarında kullanılan ve günümüzde de halen bütün çalışmacılar tarafından kabul gören, metot ve termodinamik prensipler ilk olarak Roedder (1962) tarafından ortaya koyulmuştur. Birçok yerbilimci ise bu metodu benimseyerek, özellikle cevherleşmelerin sıcaklık ve çeşitli fiziko-kimyasal özelliklerine yorum getirebilmek için kullanmıştır. Sıvı kapanımlar oluşurken kapanım hacmi tamamen dolacak şekilde homojen kapanlanma olmaktadır. Daha sonra ortam sıcaklığı düştükçe kapanlanan sıvı ve gazlarda hacim azalması katılara göre daha fazla olduğundan, kapanım içinde boşluk oluşur ve sıvı içinde çözülmüş gaz fazı zamanla ayrılarak bu boşlukta toplanır. Kapanımların büyüklükleri, 1 µm ile birkaç santimetre aralığında olabilmektedir (Roedder, 1979).

Roedder, (1979)’a göre analiz yapılacak kapanımların büyüklükleri, 3 ile 20 µm aralığında olması gerekir.

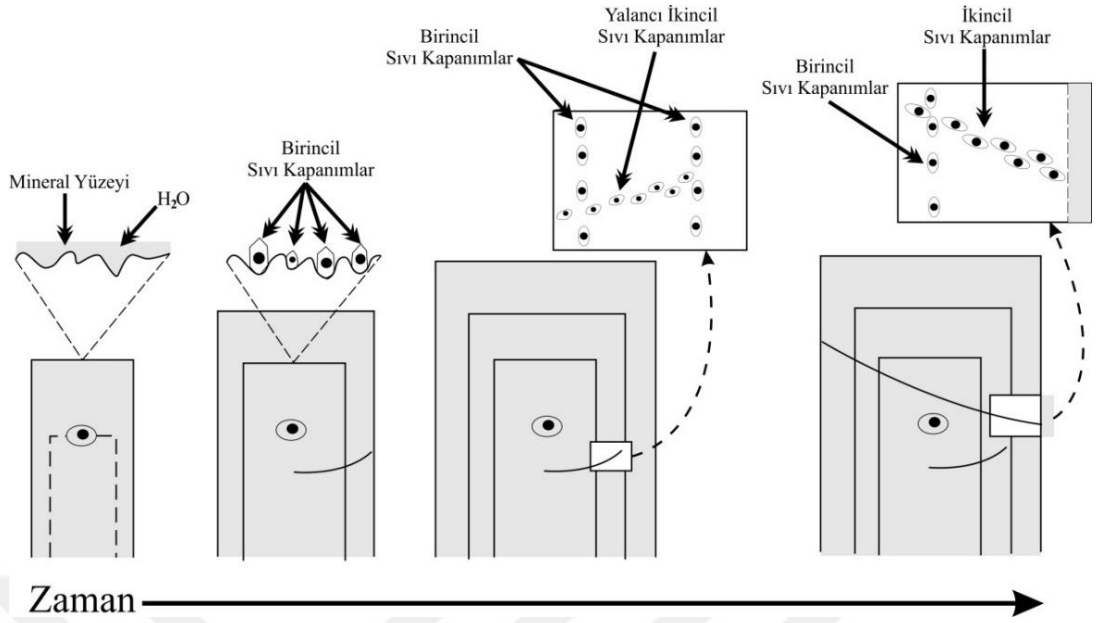
6.1 Sıvı kapanımların sınıflandırılması

Sıvı kapanımlarının sınıflandırılması sırasında birçok parametre kullanılabilmekte ve bu parametreler çeşitlilik göstermektedir (Roedder, 1984; Goldstein, 2003). Bunlardan en yaygın olarak kullanılanları; 1) Kökenlerine ve 2) Bileşimlerine göre olmak üzere iki ana grupta toplanır.

6.1.1 Sıvı kapanımların kökenlerine göre sınıflandırılması

Genellikle en kullanışlı sınıflama yöntemlerinden birisi olan bu grup, sıvı kapanımın içinde bulunduğu mineralin oluşumunun zamanlaması ile ilişkilendirilir. İlk olarak Roedder (1976) tarafından ifade edilen ve sonrasında Bodnar (2003)'te de belirtildiği gibi, sıvı kapanımları kökenlerine göre 3 ana tipe ayrıtlanmıştır. Bu tipler şöyle adlandırılmakta ve sıralanmaktadır;

- Mineral büyümesi sırasında oluşan kapanımlar "birincil kapanımlar" denir. Birincil kapanımlar, mineral kristal yüzeylerine koşut, küçük topluluklar formunda veya büyüme zonları boyunca yerleşim sunarlar. Bu tip sıvı kapanımlar, içinde oluştuğu minerallerin oluşum koşullarını karakterize etmektedir (Şekil 6.1).
- Mineral büyümesi tamamlanmasından sonra oluşan kapanımlara "ikincil kapanımlar denir. Bu tip kapanımlar, oluşumundan önceki mineral sınırlarını ve büyüme zonlarını keserler (Şekil 6.1).
- Mineral oluşumu ve devamı esnasında gelişen mikro kırık ve çatlaklara yerleşen tipte olanlar ise "yalancı ikincil kapanımlar" denir. Yalancı ikincil kapanımlar asla mineral sınırlarını kesmez (Şekil 6.1).



Şekil 6.1 Kristal büyümesi sırasında oluşan birincil, ikincil ve yalancı ikincil kapanımların şematik gösterimi (Goldstein ve Reynold, 1994; Bodnar, 2003'ten değiştirilerek)

6.1.2 Sıvı kapanımların oda sıcaklığındaki bileşimlerine göre sınıflandırılması

Oda sıcaklığındaki faz ilişkileri, kapanımların tanımlanması hakkında yol gösterici bir sınıflamanın yolunu açar. Kapanımları incelemek için kullanılacak analiz türlerinin belirlenmesinde önemli rol oynamaktadır.

Bu sınıflandırma, sıvı kapanımların oda sıcaklığındaki içerdiği faz ilişkilerine göre 7 alt gruba ayrılmasını sağlar. Bunlar; 1) Tek fazlı, 2) İki fazlı, 3) Halit içeren, 4) Karbondioksit içeren, 5) Çoklu fazlı, 6) Petrol içeren ve 7) Ergiyik kapanımları olmak üzere ana başlıklar altında toplanır.

Bu yolla sınıflaması gerçekleşen kapanım toplulukları, jeolojik probleme yönelik analiz metodlarının sistematik olarak uygulanması için önemli klavuz oluşturur.

6.2 Mikrotermometrik analizler

Genellikle, mikroskobik ölçekte gerçekleştirilen mikrotermometrik analizlerin yapılabilmesi ve örneklerin sağlıklı değerlendirilebilmesi sıvı kapanım numunelerinin uygun formatta hazırlanması önem arz etmektedir.

Sıvı kapanım çalışmalarında iki yüzü iyice parlatılmış, kalınlıkları 80 ile 120 mikron arasında olması öngörülen, ince kaya dilimleri kullanılarak gerçekleştirilmektedir. İncelemeler esnasında alttan aydınlatmalı bir polarizan mikroskop ve mikro-termometrik ölçümlerin gerçekleştirilebilmesi için özel bir mikroskop tablası kullanılmaktadır.

Çalışmalar esnasında, ilk buz ergime sıcaklığı (Tmf), son buz ergime sıcaklığı (Tmice) ve homojenleşme sıcaklığı (Th) gibi parametreler ölçülür.

6.2.1 Homojenleşme sıcaklığı (Th)

Isıtma evresinde, sıvı kapanım içerisinde gözlenen gaz balonu artan sıcaklık ile küçülür ve ısıtılan kapanım belirli bir sıcaklığa ulaştıktan sonra gaz sıvı içerisinde kaybolur. Kısaca, artan sıcaklığa bağlı olarak gazın sıvı içerisinde homojen hale geçmesi durumudur. Mikrotermometrik ölçümler esnasında gazın gözden tamamen kaybolduğu sıcaklık "Homojenleşme Sıcaklığı (Th)" olarak tanımlanır. Elde edilen sıcaklık değeri, atmosferik koşullardaki en düşük sıcaklık değeridir. Bu nedenle, sıvının kapanlandığı gerçek derinlik dikkate alınarak basınç düzeltmesi yapılması gereklidir. Düzeltme sağlandığı takdirde kapanım içerisindeki gazın gerçek kapanlanma sıcaklığına ulaşılabilecektir.

6.2.2 Son buz ergime sıcaklığı (Tmice)

Sıvı zengin kapanımlarda, buzun tamamen eridiği sıcaklık değeridir. Fakat sistemde CO_2, NaCl çok fazlı bileşenler mevcut ise bu fazlara ait ergime sıcaklıkları farklı olacağı için herbiri için ayrı ölçüm yapılmalıdır.

Genellikle çift fazlı, sıvı ve gaz bileşiminden oluşan sistemlerde yaygın olarak Bodnar (1993)'ın belirttiği denklem kullanılarak, kapanım içerisindeki sıvının % NaCl tuzluluk eşdeğerliliği hesaplanmaktadır.

6.2.3 İlk buz ergime sıcaklığı (Tmf)

Ötektik sıcaklık olarakta ifade edilen sıcaklık değeri, tamamen dondurulan kapanım içerisindeki buzun ilk çözünmesinin gerçekleştiği an olarak belirlenir.

Elde edilen ötektik sıcaklık (Te) veya diğer adıyla ilk ergime sıcaklığı (Tmf), sistem içerisindeki tuz tipinin ve sıvı bileşimlerinin belirlenmesinde kullanılmaktadır (Tablo 6.1; 6.2; 6.3).

Tablo 6.1 Ötektik sıcaklıklara karşılık gelen tuz bileşenleri ve katı fazları gösterir tablo (Crawford, 1981; Shepherd, Rankin ve Alderton, 1985' ten değiştirilerek)

Çözünmüş Bileşenler	Ötektik Sıcaklıklar (Tmf) (°C)	Katı Fazlar	Ötektik Kompozisyon	Mineral Adı
H_2O-LiCl-KCl	-78	buz+LiCl.5H_2O+KCl		
H_2O-LiCl-MgCl	-78	çift buz+LiCl.5H_2O+KCl		
H_2O-LiCl-$CaCl_2$	-78	buz+LiCl.5H_2O+$CaCl_2$.6H_2O		
H_2O-LiCl-NaCl	-77	buz+LiCl.5H_2O+NaCl.2H_2O		
H_2O-LiCl	-74,8	buz+LiCl.5H_2O		
H_2O-NaCl-$CaCl_2$	-55	buz + NaCl.2H_2O+$CaCl_2$.6H_2O		
	(-52)		%1,8 NaCl + %29,4 $CaCl_2$	Silvin + buz
H_2O-MgCl-$CaCl_2$	-52,2	buz + MgCl.12H_2O+$CaCl_2$.6H_2O		
H_2O-KCl-$CaCl_2$	-50,5	buz + $CaCl_2$.6H_2O		
H_2O-$CaCl_2$	-49,8	buz + $CaCl_2$.6H_2O	%30,2 $CaCl_2$	Antartisit + buz
$CaCl_2$-KCl-H_2O	-37,8			
H_2O-Na_2CO_3-K_2CO_3	-37	buz + (K,Na)$_2CO_3$.6H_2O		
H_2O-NaCl-$FeCl_2$	-37	buz + NaCl.2H_2O + $FeCl_2$.6H_2O		
H_2O-$FeCl_2$	-35	buz + $FeCl_2$.6H_2O		
H_2O-NaCl-$MgCl_2$	-35	buz + NaCl.2H_2O + $MgCl_2$.12H_2O	%1,56 NaCl + %22,75 $MgCl_2$	
H_2O-$MgCl_2$	-33,6	buz + $MgCl_2$.12H_2O	%21 $MgCl_2$	
H_2O-NaCl-KCl	-23,5	buz + NaCl.2H_2O	% 20,17 Mg Cl_2	
	(-22.9)		% 20,17 NaCl + %5,81 KCl	
H_2O-NaCl-Na_2SO_4	-21,7	buz + NaCl.2H_2O + Na_2SO_4.5H_2O		
H_2O-NaCl-$NaHCO_3$	-21,8	buz + NaCl.2H_2O + NaHCO3		
H_2O-NaCl-Na_2CO_3	-21,4	buz + NaCl.2H_2O + Na_2CO_3.10H_2O		
H_2O-NaCl	-21,2	buz + NaCl.2H_2O	%23,3 NaCl	Hidrohalit veya Halit+buz
	(-20.8)			
H_2O-KCl	-10,7	buz	%19,7 KCl	
H_2O-$NaHCO_3$-Na_2CO_3	-3,3	buz + $NaHCO_3$ + Na_2CO_3.10H_2O		
H_2O-$NaHCO_3$	-2,3	buz + $NaHCO_3$	%5,8 $NaHCO_4$	
H_2O-Na_2CO_3	-2,1	buz + Na_2CO_3.10H_2O	%5,75 Na_2CO_4	
H_2O-Na_2SO_4	-1,2	buz + Na_2SO_4.10H_2O	%3,85 Na_2SO_4	

Tablo 6.2 Klor bileşenli sıvı çözeltilerin, farklı ötektik sıcaklıklardaki faz verileri (Crawford, 1981' den değiştirilerek)

| Tuz Sistemi | Ötektik Sıcaklık (Tmf) | | |

Tablo 6.3 Ötektik sıcaklıklar ve tuz sistemlerinin, sınır aralıklarını gösteren özet tablo

Ötektik sıcaklıklar (Tmf) ve Tuz Sistemlerin sınır aralıkları özet tablosu	
-83 °C ile -74,8 °C arası	Li- ve Br- içeren Sistem
-55 °C ile -49,8 °C arası	CaCl2- içeren Sistem (Li ve Br yok)
-38 °C ile -33 °C arası	$MgCl_2$ ve $FeCl_{2(\beta)}$- içeren Sistem
-23,5 °C ile -21,2 °C arası	NaCl- baskın
-5 °C ile +1,2 °C arası	Sülfat ve Karbonat Sistemi

6.3 Sıvı Kapanım Analizleri

Kestanebeleni Damarı, haritalama çalışmaları esnasında ayrıtlanan epitermal fazlardan 14 adet sıvı kapanım örneği hazırlanmıştır. Örnekler öncelikle makro, sonrasında ise cevher mikroskobu altında incelenmiş ve tanımlanmıştır. Parlak kesitler yardımı ile altın mineralizasyonu ile ilişkili gang mineraller belirlenmiş ve sıvı kapanım çalışmalarına yön vermiştir.

3 ana bölüme ayrılmış olan Kestanebeleni Damar Sistemi'nin güney bölümünden 3, orta bölümünden 6 ve Kuzey bölümünden 5 adet sıvı kapanım numunesi hazırlanmıştır. Her iki yüzü parlatılmış kesitlerde gözlenen, kuvars ve sfalerit mineralleri üzerinden ölçümler gerçekleştirilmiştir.

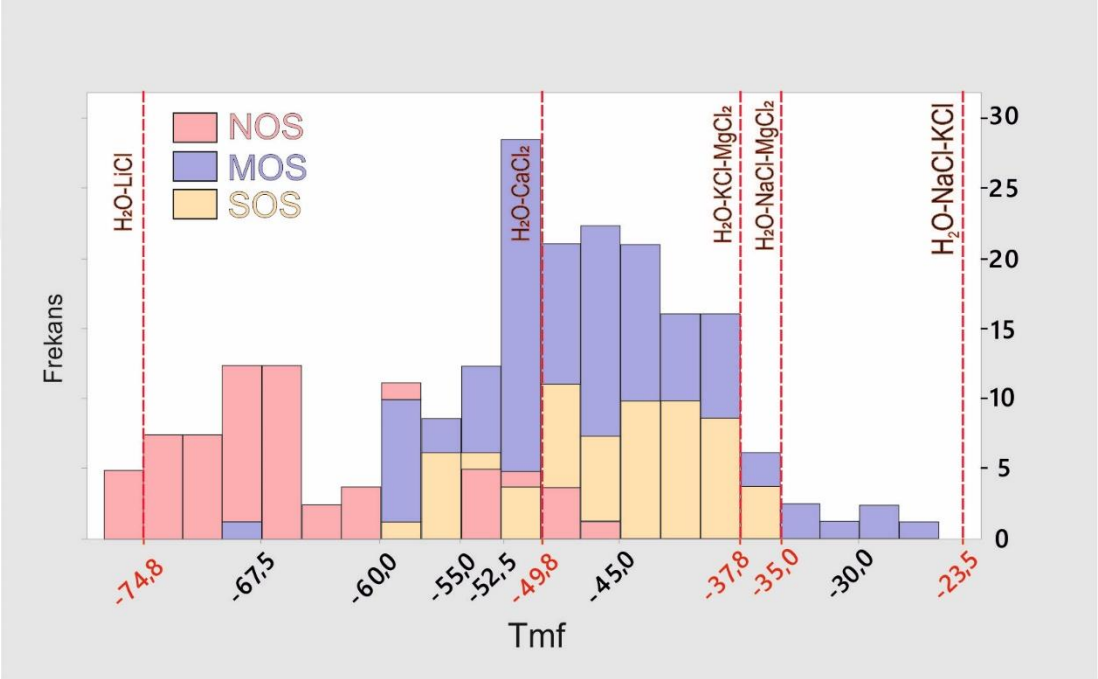
14 adet sıvı kapanım kesitinden, 340 homojenleşme sıcaklığı, 304 son buz ergime sıcaklığı ve 258 adet ötektik sıcaklık ölçümü gerçekleştirilmiştir (Tablo 6.4).

Mikrotermometrik analizler, Leica DM LP model alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop ve üzerine monte edilmiş Linkam THMSG600 model ısıtma ve soğutma yapabilen tabla ile gerçekleştirilmiştir. Tabla hassasiyeti ± 0,1 ^{o}C olup, +600 ^{o}C ile -196 ^{o}C arasında ölçümler yapılabilmektedir.

Tablo 6.4 Efemçukuru Altın Madeni Kestanebeleni damarına ait sıvı kapanım analizlerinde elde edilen homojenleşme sıcaklıkları, % NaCl tuzluluk değerleri ve ötektik sıcaklık değerleri (N, ölçüm sayısı; Kot ise deniz seviyesi üzerinde verilmiştir)

			SOS															Au Tenör gr/t
			Th C - Homojenleşme Sıcaklığı					Tuzluluk- %NaCl eşdeğerlilik					Tmf					
Örnek No	Mineral	Kot	N	Min	Max	Ort	Medyan	N	Min	Max	Ort	Medyan	N	Min	Max	Ort	Medyan	
892	Kuvars	550	34,00	182,50	370,00	260,52	257,50	25,00	0,18	6,88	2,25	1,91	26,00	-51,00	-37,00	-44,58	-45,00	**0,57**
647	Kuvars	550	15,00	210,70	351,50	257,77	254,30	14,00	0,18	2,57	1,30	1,14	15,00	-52,00	-37,00	-42,47	-41,00	**4,17**
786	Kuvars	550	18,00	236,20	374,20	286,21	269,00	18,00	1,05	6,74	3,72	3,63	14,00	-59,00	-50,00	-54,43	-55,00	**11,55**
MOS																		
538294-1	Kuvars	595	17,00	220,00	349,00	267,18	241,30	15,00	0,18	6,74	1,28	0,35	16,00	-59,00	-30,00	-49,56	-52,50	**11,45**
	Sfalerit	595	14,00	234,00	259,20	245,27	244,10	10,00	4,65	10,61	7,55	7,30	10,00	-60,00	-54,00	-57,43	-57,75	
538293-4B-1	Kuvars	595	54,00	167,70	320,10	248,88	254,35	42,00	0,35	7,17	2,46	1,65	40,00	-49,50	-26,00	-42,01	-41,00	**184,00**
538204	Kuvars	595	11,00	253,60	389,00	304,92	288,50	9,00	0,18	4,18	1,54	0,70	10,00	-55,50	-44,50	-50,95	-51,75	**7,20**
538333-2	Kuvars	595	27,00	191,20	349,20	262,04	255,20	17,00	0,18	6,30	1,58	0,44	21,00	-68,00	-32,00	-50,81	-52,00	**23,00**
538247-2	Kuvars	595	28,00	191,20	319,20	251,42	250,00	24,00	0,53	6,88	2,29	2,24	22,00	-51,00	-40,00	-44,19	-44,00	**49,00**
538330-1	Kuvars	595	33,00	139,50	350,00	221,49	217,00	33,00	0,00	10,49	2,85	2,24	22,00	-54,20	-37,00	-48,73	-49,65	**54,10**
NOS																		
569654	Kuvars	490	3,00	217,60	252,50	230,23	220,60	3,00	1,91	6,16	4,64	5,86	4,00	-60,00	-51,00	-56,93	-58,35	**19,50**
	Kuvars1		10,00	215,60	347,80	286,92	295,25	12,00	1,74	7,17	4,07	3,37	10,00	-54,00	-49,00	-51,57	-51,50	
	kuvars2		15,00	195,10	290,00	259,89	271,00	15,00	2,41	8,28	5,82	6,30	11,00	-71,70	-58,70	-67,98	-68,50	
569654-qrs	kuvars2	490	10,00	215,60	347,80	286,92	295,25	12,00	1,74	7,17	4,10	3,37	10,00	-54,00	-49,00	-51,57	-51,50	**19,50**
	Kuvars		18,00	195,10	290,00	259,22	268,20	19,00	2,41	8,28	5,70	5,56	16,00	-71,70	-58,70	-66,68	-67,30	
487-Qtz-Rhod bx	Kuvars	452	12,00	232,70	309,00	273,91	276,30	11,00	0,88	5,86	2,62	4,49	11,00	-73,50	-47,00	-65,72	-67,20	**0,72**
	Kuvars		12,00	188,70	335,00	267,67	258,00	16,00	1,22	8,00	2,84	1,57	15,00	-75,40	-66,00	-70,45	-68,50	
483-105	Kuvars	452	7,00	157,00	224,20	206,92	217,30	7,00	0,88	10,36	3,91	8,00	6,00	-77,20	-58,00	-67,72	-67,95	**9,80**
484-qrs	Kuvars	452	2,00	207,50	224,00	215,75	215,75	2,00	0,35	0,70	0,53	0,53	2,00	-58,55	-59,20	-57,90	-58,55	**4,24**

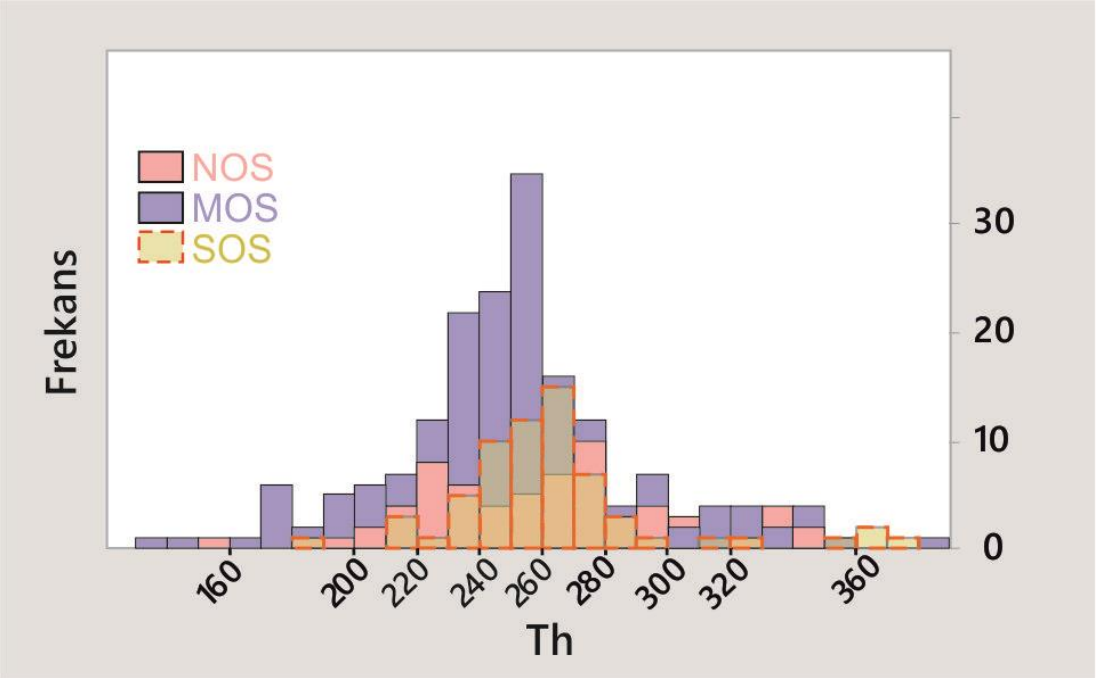
Kestanebeleni damar sisteminde, farklı alanlarda gözlenen epitermal faz üyelerinden yapılan analizlerde geniş dağılım aralığında ötektik sıcaklıklar elde edilmiştir. Tüm örneklerden yapılan analizlerde -77,2 °C ile -26 °C derece arasında değişken değerler mevcuttur. Popülasyon dağılımı ağırlıklı olarak -55 °C ile -37,8 °C değerleri arasında yoğunlaşmakta, H_2O-NaCl-$CaCl_2$ ile H_2O-KCl-$MgCl_2$ uç üyelerinden oluşan tuz sistemleri işaret etmektedir (Şekil 6.2).



Şekil 6.2 Kestanebeleni epitermal fazlarına ait ötektik sıcaklık değerlerinin histogram üzerinde frekans dağılımları. Kesikli kırmızı çizgiler tuz çözeltilerinin ötektik sıcaklık noktalarını göstermektedir. SOS: Güney cevher damarı, MOS: Orta cevher damarı, NOS: Kuzey cevher damarı

Altın içeren ve içermeyen epitermal faz üyelerinin tamamı dikkate alındığında, H_2O-LiCl-NaCl-$CaCl_2$-$MgCl_2$ içerikli akışkanların varlığı izlenir (Goldstein ve Reynolds, 1994; Shepherd ve diğer., 1985).

Tüm epitermal üyelerdeki, kuvars ve sfalerit minerallerinde gözlenen sıvı kapanımlardan 340 adet homojenleşme sıcaklığı elde edilmiştir. Normal ve geniş aralıkta dağılıma sahip değerler, 139,5 °C ile 389 °C arasında değişkenlik göstermektedir. Homojenleşme sıcaklığı popülasyonunun % 42'lik bölümü, 240 °C ile 260 °C derece arasında kümelenir (Şekil 6.3; 6.4).

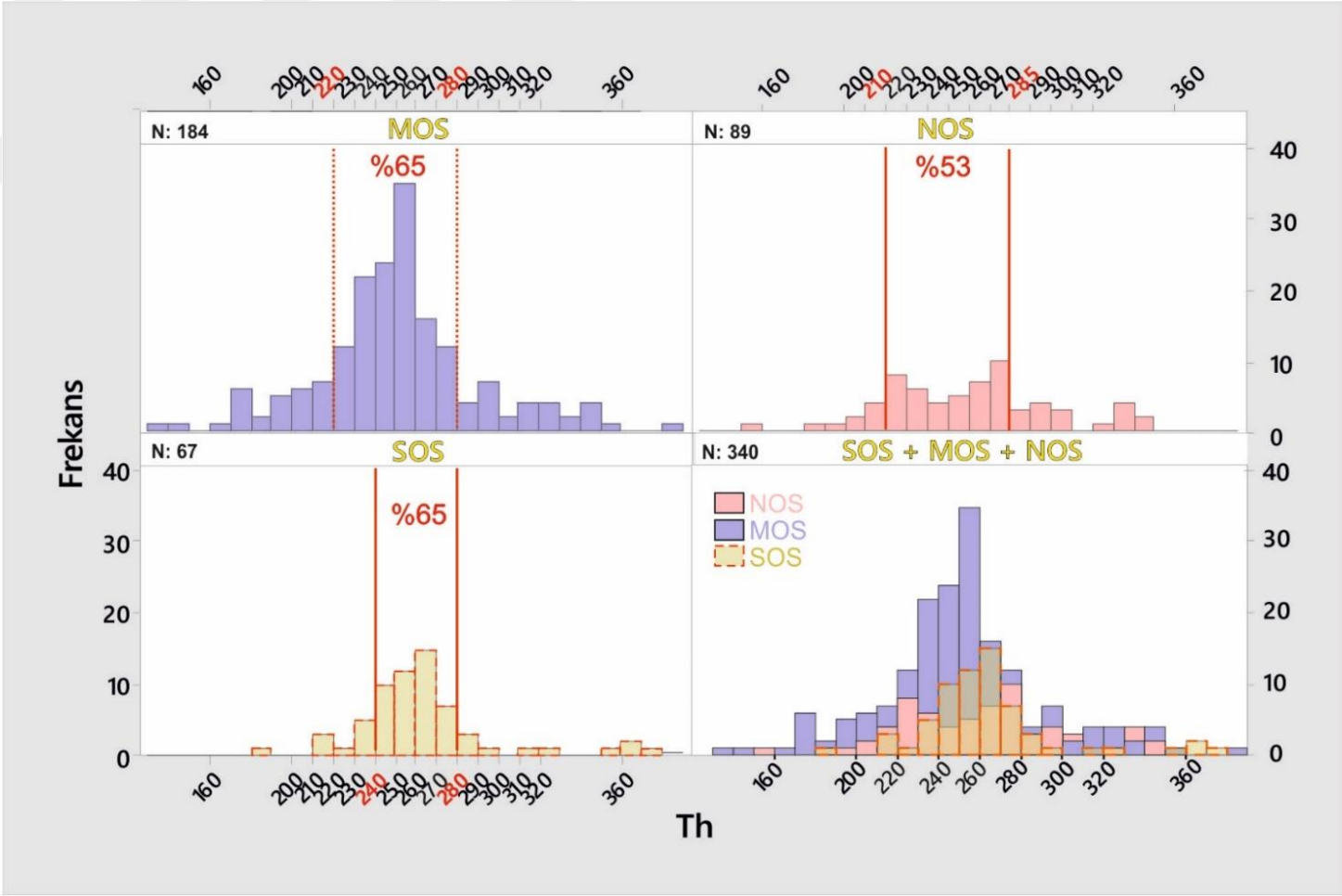


Şekil 6.3 Kestanebeleni epitermal fazlarına ait homojenleşme sıcaklık değerlerinin histogram üzerinde frekans dağılımları. SOS: Güney cevher damarı, MOS: Orta cevher damarı, NOS: Kuzey cevher damarı

Kestanebeleni damarı bölümlerine göre homojenleşme sıcaklık popülasyonları incelendiğinde, NOS'ta %53 lük bölümü 210 °C ile 285 °C geniş dağılım aralığı, MOS'ta %65'lik bölümü 220 °C ile 280 °C geniş dağılım aralığı ve SOS'ta %65'lik 210 °C ile 280 °C kısmen dar dağılım aralığı sunar (Şekil 6.4).

Güneyden kuzeye gidildikçe homojenleşme sıcaklık ortalamalarındaki 10 °C ile 15 °C artış dikkat çekmektedir. Minimal oranda da olsa bu artış epitermal sistemin kaynağına yaklaşıldığını işaret edebilir. MOS'ta bu durumun aksine 200 °C altı kapanım popülasyonlarında gözlenen yoğunlaşmalar, akışkanın soğuması ile ilişkili olduğunu düşündürmektedir (Şekil 6.4).

Homojenleşme sıcaklıkları ve altın tenör dağılımı ilişkisi göz önünde bulundurulduğunda, yüksek altın içeren fazların homojenleşme sıcaklıkları 250 °C'nin üzerinde kümelendiği gözlenir. Moncado ve Bodnar (2014) tarafından yapılmış çalışmada da, yüksek tenörlü altın mineralizasyonu içeren damarlarda 250 °C üzeri homojenleşme sıcaklıkları saptanmıştır.



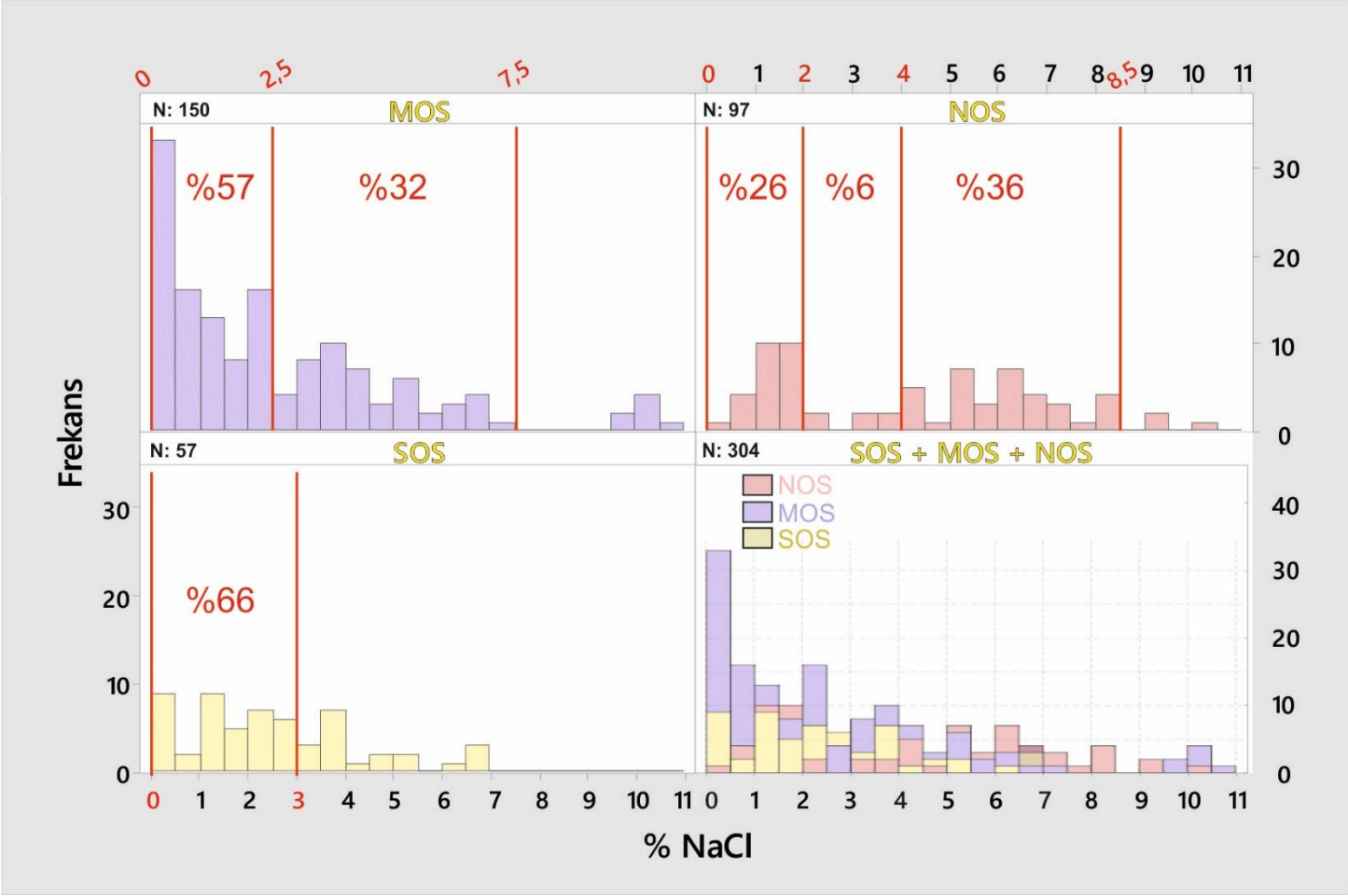
Şekil 6.4 Kestanebeleni epitermal fazlarına ait homojenleşme sıcaklık değerlerinin histogram üzerindeki frekans dağılımları. Kestanebeleni damar bölümleri dikkate alınarak popülasyonların dağılımının gösterimi. SOS: Güney cevher damarı, MOS: Orta cevher damarı, NOS: Kuzey cevher damarı

Kestanebeleni damarı bölümlerine göre % NaCl değer eşlenikleri, tüm Kestanebeleni damarı ve bölümleri için incelenmiştir. Tüm damar bölümlerinden yapılan analizlerde % 0 ile % 4 NaCl tuzluluktaki popülasyonlar, %62 lik kısmı meydana getirir. Diğer önemli bir popülasyon dağılımı ise % 4 ile % 7 değerleri arasında, %20'lik kısmı oluşturmaktadır. Tüm istatistiki değerler göz önünde bulundurulduğunda, geniş tuzluluk dağılımlarının sebeblerinden en önemlisi farklı epitermal faz üyelerinin bulunmasıdır. Benzeri değerlendirme her damar bölümü için yapıldığında yüksek % NaCl değerlerine sahip popülasyonların, homojenleşme sıcaklıklarındaki artışa paralel olarak, kuzeye doğru gidildikçe baskınlığı artar (Şekil 6.5).

Güney bölgede %0 ile %3 NaCl değerleri %66 lık bir dağılıma sahipken, kuzeyde popülasyonun %36 lık önemli bir bölümü ise tuzlulukları %4 ile %8,5 NaCl arasında değişen yüksek eşlenik değerlere ulaşır (Şekil 6.5).

Kuzey bölgeye doğru tuzluluk artışı gözlenmesine rağmen, MOS'taki tuzlulukların %0 ile %2,5 NaCl eşlenik değerleri arasında kümelenen %57'lik bölümü, beklenenden daha düşük tuzluluk popülasyonuna sahiptir. MOS'taki tuzluluklardaki ani seyrelmenin en önemli nedenlerinden birisi, yoğun deformasyon geçirmiş olan lokal gerilme alanlarına giriş yapan yüksek miktardaki meteorik akışkanlar olabileceği düşünülmektedir. Daha önceki bölümlerde de anlatıldığı gibi MOS cevherleşmesinin, kısmen büyük bir fay rampası üzerine yerleşmesi ile ilişkili olarak tuzluluk değerlerinin meteorik akışkanlarca veya daha düşük tuzluluklu epitermal sıvıların karışımı ile seyreltildiği iki önemli teoriyi ortaya koyar. (Şekil 6.4). Bu duruma ek olarak bazı kapanım popülasyonlarının homojenleşme sıcaklıklarındaki ani düşüşler ve NaCl-KCl tuz tiplerinin baskınlaşması, sisteme meteorik akışkan girdisinin arttığı kanısını kuvvetlendirmektedir (Şekil 6.4; 6.6).

MOS'ta %2,5 ile %7,5 NaCl değerleri arasında değişkenlik gösteren %32'lik popülasyon ise, geç evre sülfit fazları ile ilişkilidir. Rampadaki deformasyonun tamamlanmasının son aşamalarında yerleşim sunan geç evre sülfitçe zengin akışkanlar, meteorik akışkanlardan daha az etkilendiği için tuzluluk seyrelmesi minimum seviyede gerçekleştiği düşünülmektedir (Şekil 6.5).



Şekil 6.5 Kestanebeleni epitermal fazlarına ait % NaCl tuzluluk eşleniği değerlerinin histogram üzerinde frekans dağılımları. Kestanebeleni damar bölümleri dikkate alınarak popülasyonların dağılımının gösterimi. SOS: Güney cevher damarı, MOS: Orta cevher damarı, NOS: Kuzey cevher damarı

Kuzey bölgeye doğru belirgin bir tuzluluk artışı gözlenmekte olup, beraberinde daha düşük ötektik sıcaklıkların da eşlik ettiği izlenir (Şekil 6.5; 6.6).

SOS'taki, H_2O-KCl-NaCl-$MgCl_2$ tuz sistemlerini yansıtan baskın bir kapanım popülasyonu % 75'lik ağırlıklı dağılıma sahiptir. İncelenen örneklerde bu aralık içine düşen epitermal fazlar, Kuvars-Rodonit'ten meydana gelen "SOS 892 ve SOS 647" nolu numunelerden elde edilmiştir. Yapısal anlamda, SOS-1 ve SOS-2 kırıkları olarak tanımlanmış olan kısmen büyük fay segmentleri bu fazlara ev sahipliği yapmaktadır (Şekil 6.6).

Birçok cevher yatağındaki ekonomik metal konsantrasyonunun birikimini sağlayan mekanizmalar mevcuttur (Wilkinson, 2001). Bunlar;

- Nadiren de olsa kabuktaki sıcaklık gradyanının düşük olmasına bağlı, sirküle olan sıvıların hızlı soğuması sonucu gelişir. Ve sınırlı bir kaya hacminde önemli miktarda metal çökelimi gerçekleşebilir.
- Sistemdeki kükürt ve metalin, aynı kökenli okside ve indirgen sıvılarla taşınıp, birbirleri ile karışması sonucu cevher oluşumunun meydana gelmesi.
- Bazı durumlarda ise sıvı ve yankaya reaksiyonları cevher birikimini kontrol etmektedir. Örnek olarak demir bakımından zengin silikat yankayanın, sistemdeki indirgenmiş kükürt ile birleşerek pirit mineralini oluşturması sayesinde, bisülfit komplekslerinin dengesinin bozulması önemli bir durumdur. Özellikle altın taşıyan sistemlerde bu yolla çökelim gelişebilmektedir (Wilkinson, 2001).

Bu durumlar dahilinde, belirli bir kaya hacminde etkili cevher minerali çökeliminin koşulu, 2 ayrı cevher taşıyan akışkanın karışımı yada sistemdeki kaynamadır (Wilkinson, 2001). Ayrıca bu iki koşuldan biri veya her ikisininde sağlanması sınırlı kaya hacimlerinde yoğun metal yığışımı ile sonuçlanır.

Efemçukuru cevherleşmesinde, sınırlı kaya hacimlerine yerleşen altınca zengin damarlar;

- Kırık-kırık kesişiminin olduğu alanlar
- Fay segmentleri arasındaki bağlanma kırıkları ve alanları (link structure veya linkage area)
- Açılma kırıkları içine yerleşen izole damarlar (extensional veining, isolated fault veinig veya narrow veining)
- Fay rampa sistemleri üzerindeki lokal genişlemeli alanlar.

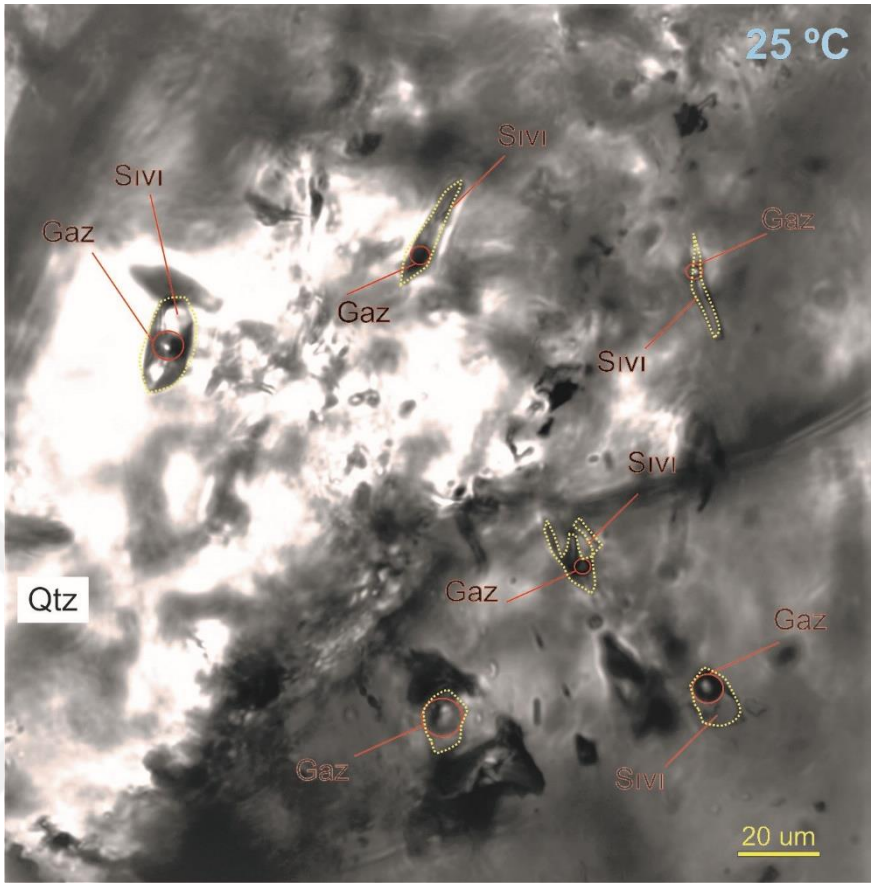
Altın tenör değerlerindeki önemli oranda artış, özellikle üstteki maddeler halinde sıralanan alanlarda sağlanmaktadır. Sıvı kapanım çalışmaları esnasında da bu tip alanlardaki faz örnekleri değerlendirildiğinde, özellikle sistemdeki $CaCl_2$ tip tuz popülasyonunun baskınlaştığı sıvılar ön plana çıkar. Yapısal kontrol ile birlikte sıvıların kimyaları korunduğu oranda, özellikle "kaynama" gibi hidrotermal işlevlerin gelişimi sayesinde yüksek konsantrasyonda altın çökelimi gerçekleşmektedir.

Kestanebeleni damar sistemindeki, değişken altın tenör dağılımının önemli sonuçları yapısal kontrol etkisidir.

Örnek bazında inceleme yapmak gerekise, %25'lik ağırlıklı dağılım sunan H_2O-$CaCl_2$ tuz sistemine sahip kapanım popülasyonu, "SOS 786" nolu numuneden yapılan analizlerde gözlenmiştir. SOS-1 ve SOS-2 kırık segmentlerinin kesişim alanındaki, düşeyde de devamlılığı olan lokal gerilmelerin meydana getirdiği alanlar boyunca yüksek altın tenör dağılımı önem arz eder. Kuvars-Sülfitli geç evre akışkanların lokalize olduğu bu özel bölgede altının, hem silikat hemde sülfit mineralleri ile ilişkili olduğu saptanmıştır. Bu durum, altın cevherleşmesinin H_2O-$CaCl_2$ tuz sistemine sahip akışkanlarla ilişkili olduğunu gösterir (Şekil 6.8; Tablo 6.4).

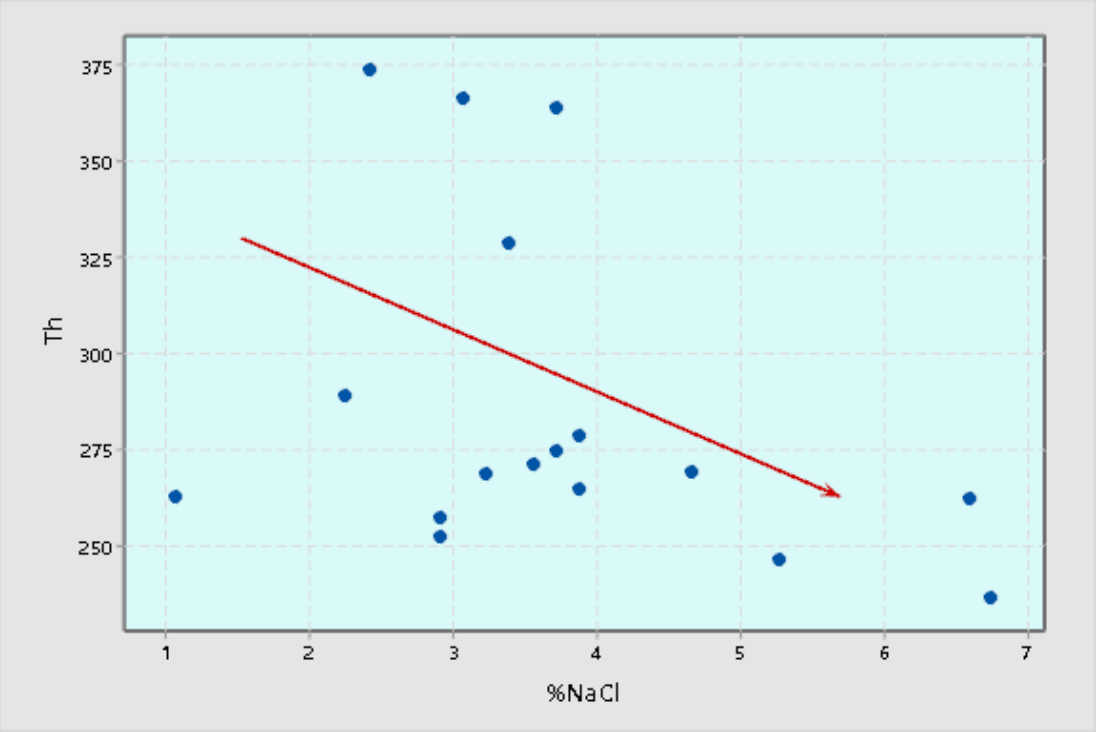
Mikroskobik çalışmalara dayalı olarak altın minerali ve ilgili gang mineral grupları saptanmıştır. Altınlı kuvars-sülfit fazlarına ait kuvars minerallerinden yapılan mikrotermometrik analizlerde, ortalama homojenleşme sıcaklığı 286,2 ^oC, ortalama tuzluluk değeri %3,71 NaCl eşleniği ve ortalama -54,5 ^oC Tmf değerine, $CaCl_2$ baskın tuz tipi karşılık gelir.

SOS 786 nolu örnekte gözlenen sıvı ve gazca zengin kapanım toplulukları, kaynamayı gösteren önemli petrografik bulgulardandır (Şekil 6.6).



Şekil 6.6 “SOS 786” nolu örnekte gözlenmiş sıvı kapanım toplulukları

Mikrotermometrik ölçümlerden elde edilmiş, homojenleşme sıcaklığına karşın tuzluluk diagram da Wilkinson (2001)’e göre kaynamayı işaret etmektedir (Şekil 6.7).



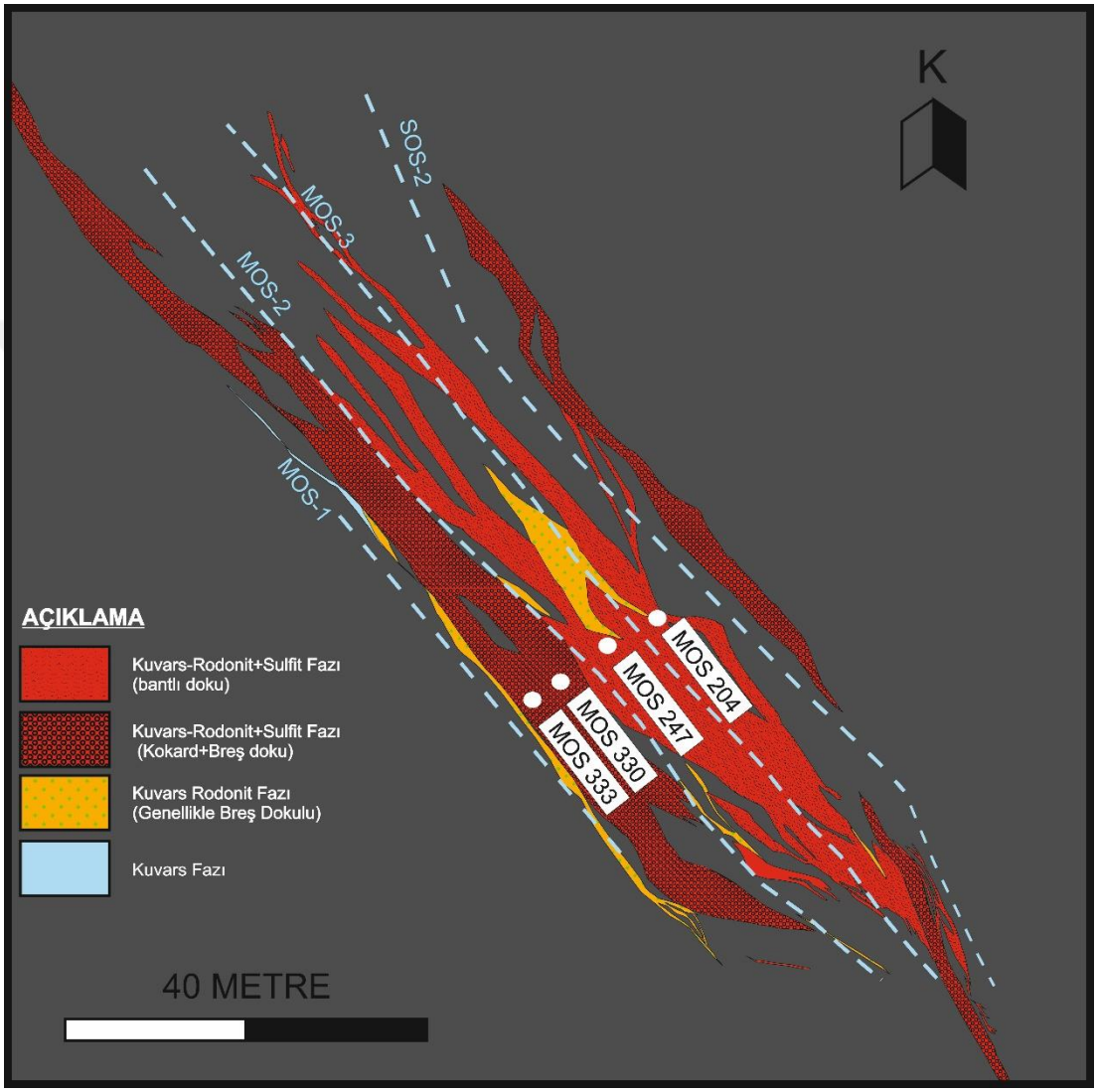
Şekil 6.7 SOS 786 nolu örnekteki kaynama durumunu yansıtan homojenleşme sıcaklığı – % NaCl tuzluluk diyagramı (Kırmızı ok kaynama eğiliminin yönünü gösterir) (Wilkinson, 2001)

Mekansal olarak kırık-kırık kesişiminin olduğu bölgelerde konumlanan, özellikle kuvars-sülfitli fazlara ait uygun kimyadaki akışkan altın cevherleşmesi için potansiyel ajan taşıyıcıdır. "SOS 786" nolu örnekteki gözlemlere göre, uygun akışkan kimyası, kaynama işlevleri ve göreceli olarak yüksek tuzluluk (altınlı kuvars – sülfitli fazlardaki kuvarslardan elde edilmiş, ortalama % 3,71 NaCl eşleniği tuzluluk), altın cevherleşmesi için optimize koşulları yansıtmaktadır (Karadag ve Oyman, 2019).

MOS'taki yoğun deformasyon, epitermal akışkanların dolaşımını sağlayacak yüksek permabiliteli alanların gelişimine öncü olmuştur. Akışkanların fiziko-kimyasal özelliklerindeki değişimler, deforme alanlardaki akışkan kirlenmesi (karışımı) ile bağlantılıdır. Bu nedenle birçok farklı tuz popülasyonu birlikteliği, yoğun meteorik akışkan girdisi ve epitermal sıvı karışımlarının yarattığı etkiler ile ilişkilendirilir (Şekil 6.6).

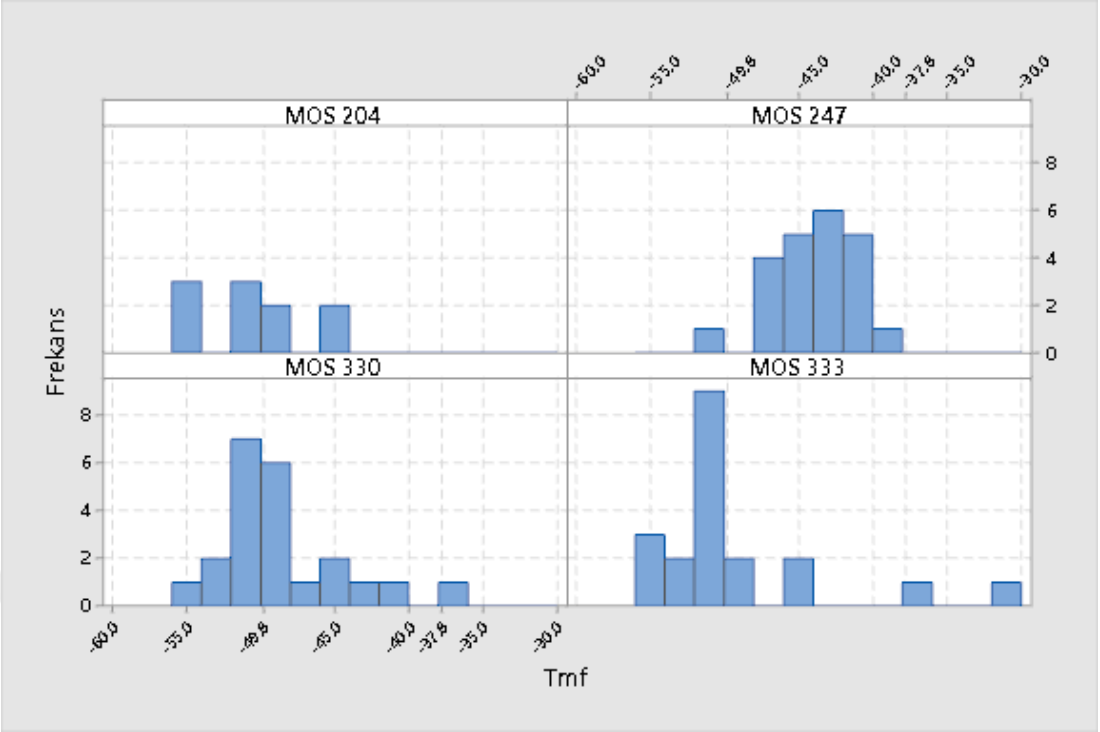
Yeraltı kat haritalamaları sonucu elde edilen faz haritaları yardımıyla örneklerin değerlendirileceği MOS 595 kotu birçok epitermal faza ev sahipliği yapmaktadır. Öncelikle, MOS cevherleşmesinin ilk gelişim aşamasında birbirlerine paralel

konumlanan kırık kontolü etkisi ile yerleşim sunan, Kuvars-Rodonit+Sülfit ve Kuvars+Sülfitli fazlara ait örnekler yorumlanacaktır. Analizde kullanılan örnekler cevher damar sisteminin taban taşından, tavana doğru şu şekilde sıralanır; MOS-333, MOS-330, MOS-247 ve MOS-247 (Şekil 6.8).



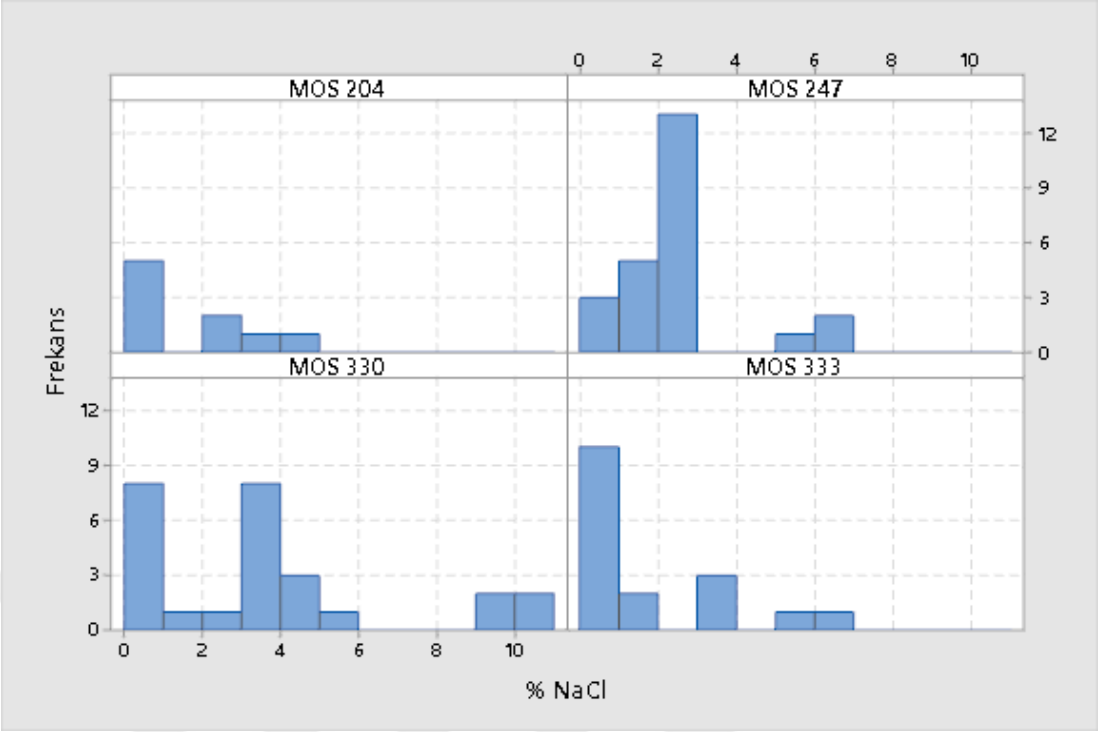
Şekil 6.8 İlk evre deformasyon süreci boyunca paralel kırık sistemlerine yerleşmiş olan epitermal fazların harita üzerinde gösterimi. MOS-595 katından alınan sıvı kapanım örneklerinin konumu

Analiz edilen 4 adet örnekten, MOS 330- %45, MOS 333- %70, MOS 204- %60'lık ölçüm popülasyonları H_2O-$CaCl_2$ tip tuz bileşimini işaret eder. MOS 204'te ise %96'lık popülasyon H_2O-KCl-$MgCl_2$ tip tuz bileşimi baskındır. Lokal gerilmeler etkisinde paralel kırıklara yerleşen erken evre faz üyesi kuvarslara ait kapanımlarda $CaCl_2$ tip tuzun baskın olduğu gözlenmektedir (Şekil 6.9).



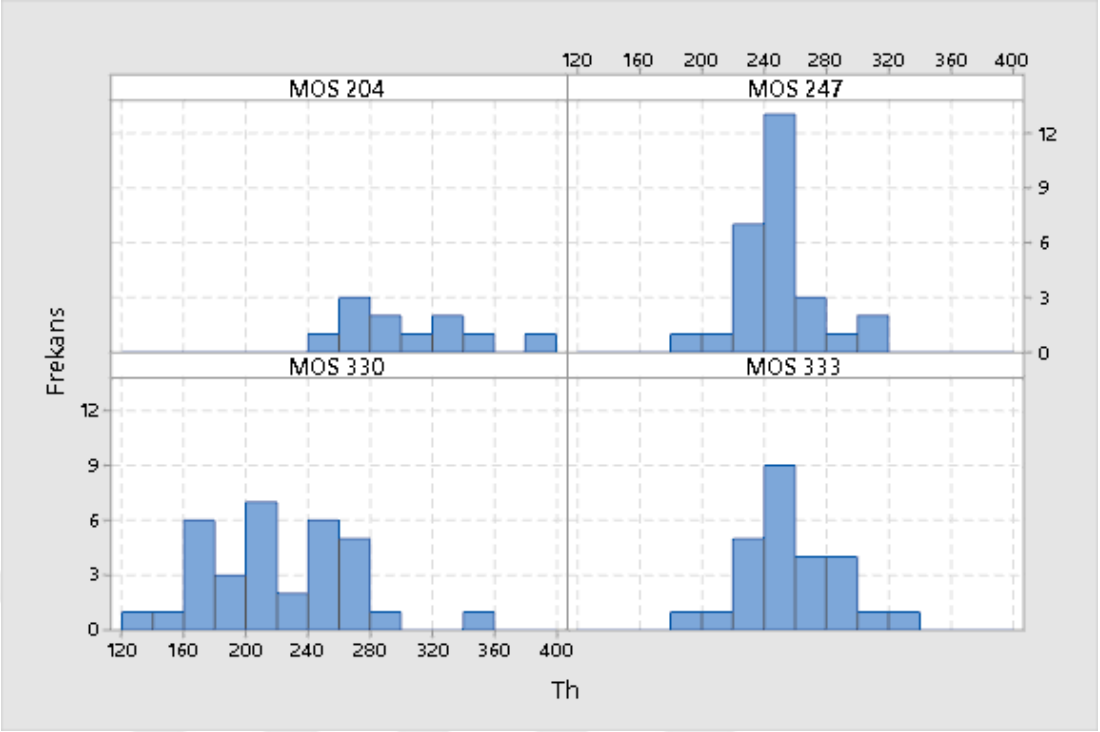
Şekil 6.9 MOS'taki ilk evre Kuvars-Rodonit+Sülfit ve Kuvars-Sülfitli fazlara ait ötektik sıcaklık frekans diyagramı

İlk evre fazlardan elde edilmiş % NaCl tuzluluk eşleniği sıklık (frekans) diyagramları, değerlerin %0 ile %10 arasında olduğunu gösterir. MOS-1 ve MOS-3 arasında kalan MOS-2 kırık sistemine yerleşen damar fazlarının tuzluluklarının düşüşü dikkat çeker (Şekil 6.10).



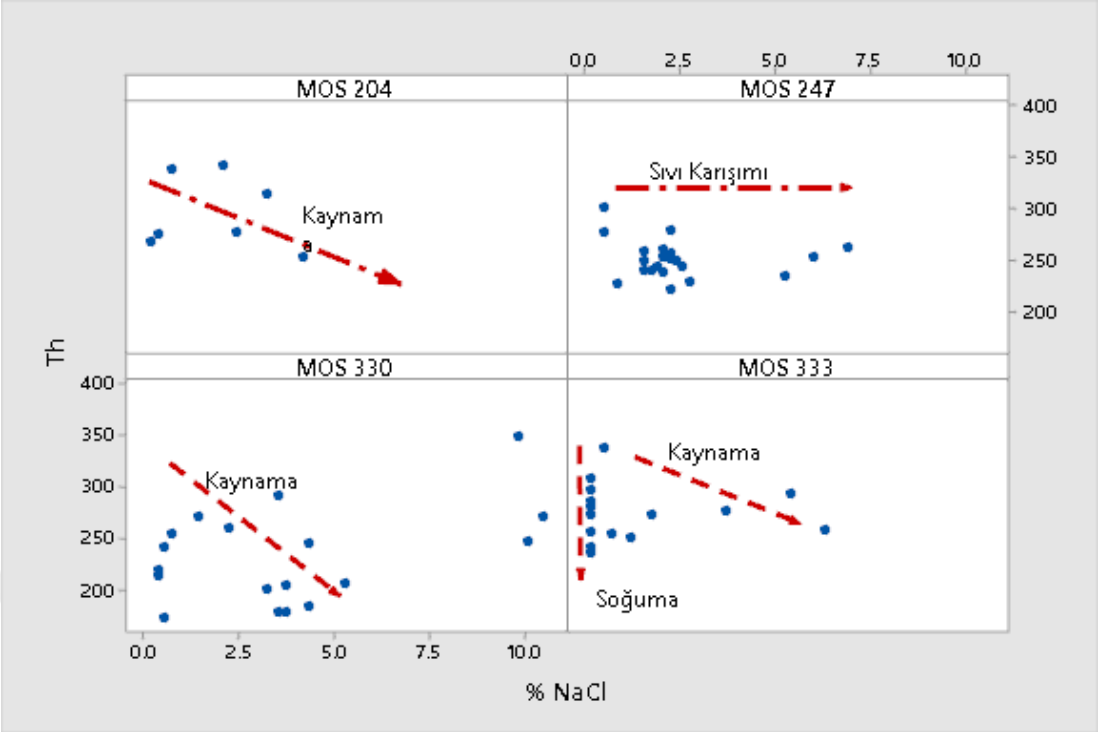
Şekil 6.10 MOS'taki ilk evre Kuvars-Rodonit+Sülfit ve Kuvars-Sülfitli fazlara ait % NaCl tuzluluk eşleniği frekans diyagramı

İlk evre fazlara ait homojenleşme sıcaklığı sıklık (frekans) diyagramına göre, homojenleşme sıcaklık ortalamaları; MOS 247- 251,4 ^{o}C, MOS 333- 262 ^{o}C, MOS 204- 296,1 ^{o}C ve MOS 330- 217 ^{o}C olarak hesaplanmıştır (Şekil 6.11).



Şekil 6.11 MOS'taki ilk evre Kuvars-Rodonit+Sülfit ve Kuvars-Sülfitli fazlara ait homojenleşme sıcaklığı frekans diyagramları

MOS'taki kırık sistemlerinin gelişimi ve elde edilmiş analiz verilerine göre, MOS-1 olarak adlandırılan kırık sistemine yerleşen akışkanlar etkin soğuma ve kaynama işlevleriyle damarın gelişimini sağlamıştır. Ayrıca, kırık sistemi içerisindeki yüksek altın tenörleri, akışkanların fiziko-kimyasal özellikleri ve epitermal işlevler ile ilişkilendirilmektedir. Göreceli olarak yüksek homojenleşme sıcaklıkları ve $CaCl_2$ baskın tuz tipine sahip MOS-3'e yerleşen fazlardan, % 5 NaCl tuzluluk eşleniğine kadar değerler elde edilmiştir. MOS-2 ise KCl-$MgCl_2$ baskın tuz tiplerinin baskın olduğu epitermal fazlardan yapılıdır. Konumsal olarak MOS-1 ve MOS-3 kırık sistemi arasında uzanan yerel gerilme alanında, % 3 NaCl eşleniğine kadar tuzluluk değerleri baskındır. Ortalama 251,4 ^{o}C homojenleşme sıcaklığına sahip popülasyonlar, homojenleşme sıcaklığı-% NaCl tuzluluk diyagramı üzerinde sıvı karışımı trendi gözlenmektedir. MOS-1 ve MOS-3 arasında, ilerleyen deformasyon etkisinde gelişen MOS-2 kırık sistemi içerisindeki akışkanların farklı tuz tiplerine sahip sıcak epitermal sıvıların karışımının meydana geldiği bölge olarak nitelendirilebilir. Wilkinson (2001)'e göre değerli metal içeren 2 farklı sıvı karışımının olduğu bölgelerde metal yığışımının artışı teorisi önemli oranda desteklenmektedir.



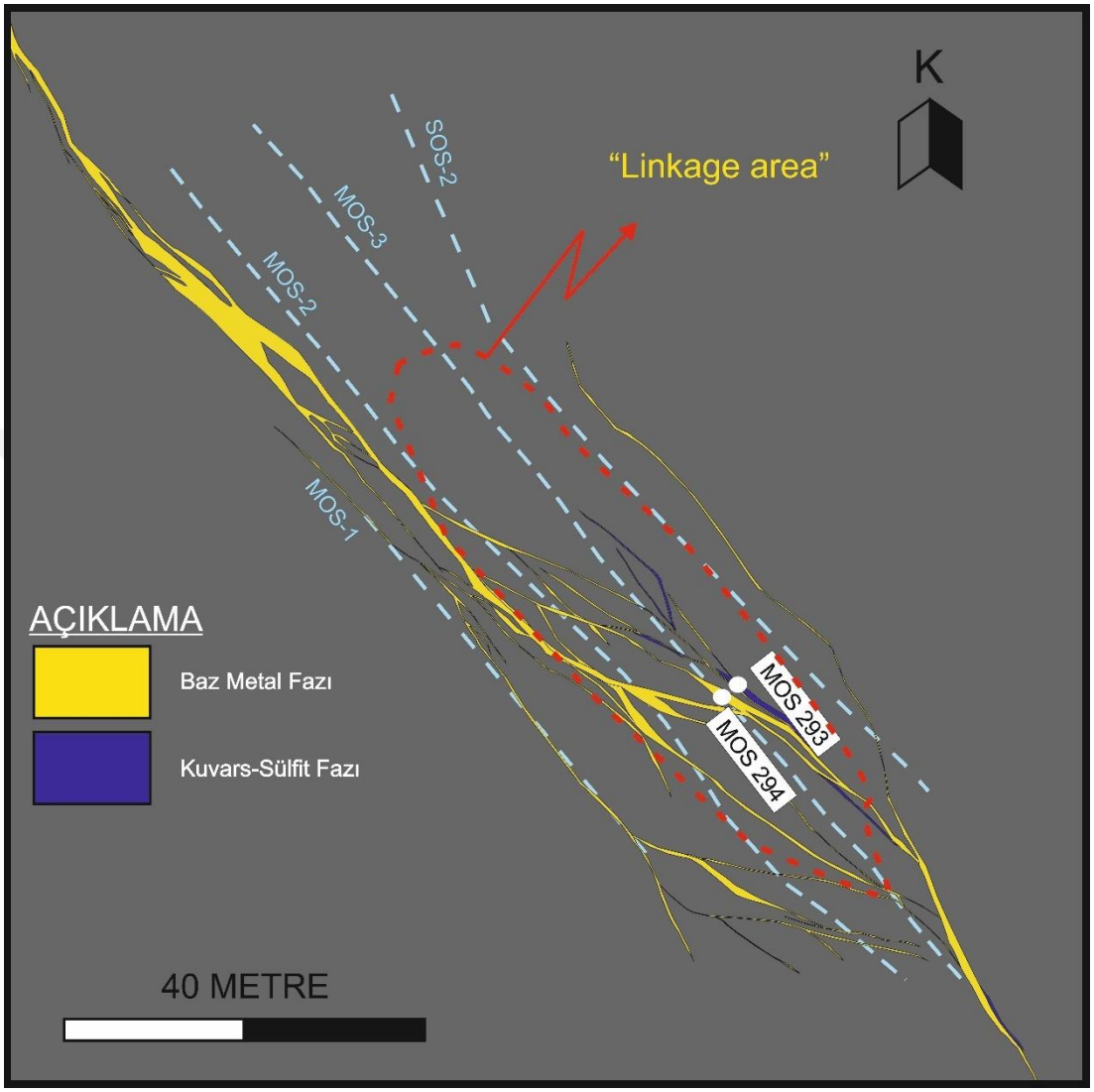
Şekil 6.12 MOS'taki ilk evre kırıklara yerleşen Kuvars-Rodonit+Sülfit ve Kuvars-Sülfit fazlarına ait homojenleşme sıcaklığı-% NaCl eşleniği diyagramı (Kırmızı oklar kaynama, sıvı karışımı ve soğuma trendlerini gösterir) (Wilkinson 2001)

MOS cevherleşmesinde, MOS-3 ve MOS-1 kırık sistemleri arasında kalan bölgede gelişen bağlantı kırıkları geç evre epitermal ürünlere ev sahipliği yapmaktadır. Bu alandaki birbirini takip eden sistematik kırık toplulukları, birbirleri ile bağlanarak büyür ve önceki damar ürünlerini kesen bağlanma alanını "linkage area" yaratır. Kestanebeleni damar sisteminin tamamında küçük modelleri gözlenen bu yapılar, geç evre akışkanlarla ilişkili yüksek tenörlü altın mineralizasyonunun gelişimini sağlar. Yüksek altın tenörlü alanların gelişimini sağlayan kırık sistemleri genellikle sınırlı kaya hacimleri ile sınırlıdır.

MOS'taki yerel gerilme alanında gelişen fay rampası üzerinde, geç evre baz metal ve kuvars sülfit fazları bu alanlar boyunca altınca zengin cevherleşmenin gelişimini sağlar (Şekil 6.13).

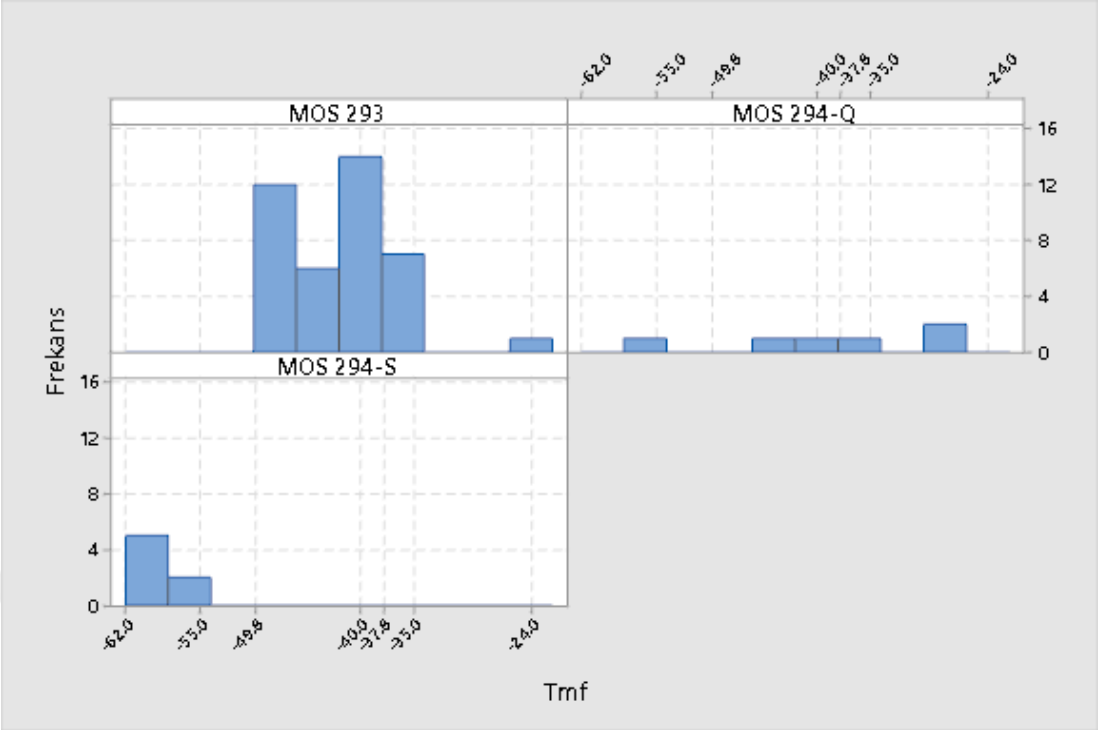
Rampa gelişiminin son evresi, bağlantı kırıklarından alınan Kuvars-Sülfit ve Baz metal fazlarına ait numunelerle yorumlanacaktır. Geç evre akışkanların sistemdeki son üyesi baz metal fazıdır. Göreceli olarak Kuvars-Sülfitli fazlar, baz metal ürünleri

tarafından üzerlenmektedir. Kuvars-Sülfitli faz MOS-293, Baz Metal fazı ise MOS-294 numunesi ile temsil edilir (Şekil 6.13).



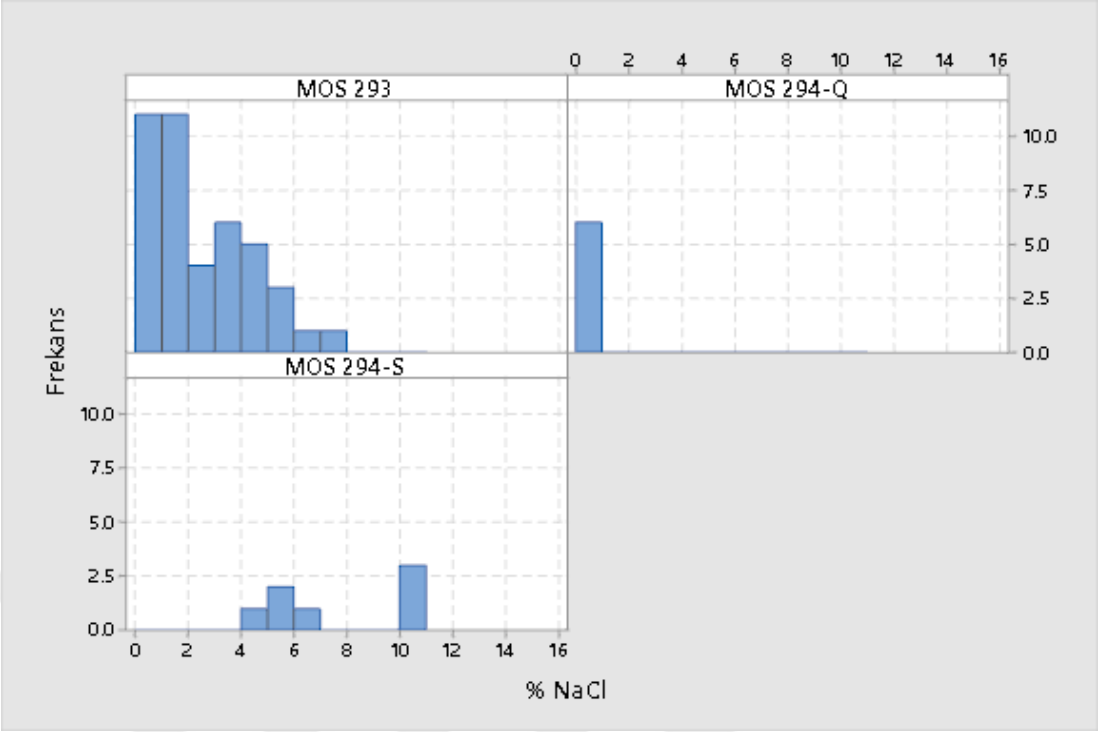
Şekil 6.13 Geç evre deformasyon süreçi boyunca rampa üzerindeki bağlantı kırık sistemlerine yerleşmiş olan epitermal fazların harita üzerinde gösterimi. MOS-595 katından alınan sıvı kapanım örneklerinin konumu

Analiz edilen 2 adet örnekten, MOS 293- %80 ve MOS 294Q (kuvars)- %33'lük ölçüm popülasyonları H_2O-KCl-$MgCl_2$ tip tuz bileşenini işaret eder. MOS 294S (sfalerit) ise tamamı H_2O-$CaCl_2$ tuz tipi bileşimindedir (Şekil 6.14).



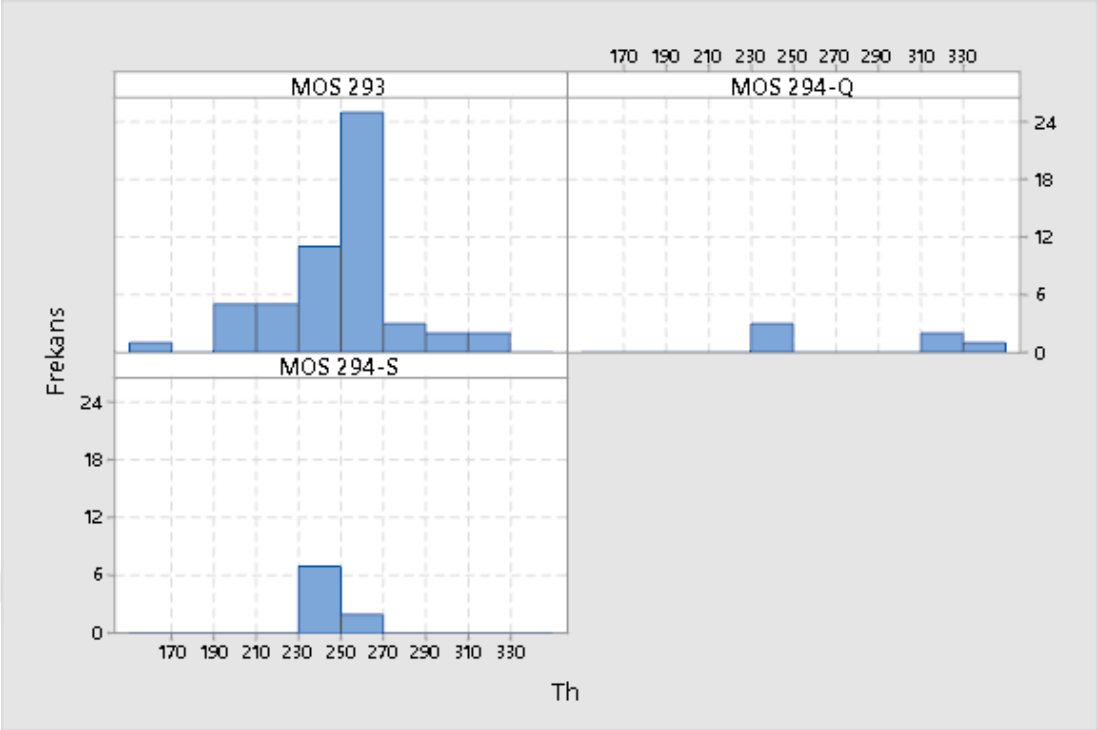
Şekil 6.14 MOS'taki ilk geç evre Kuvars-Sülfit ve baz metal fazlarına ait ötektik sıcaklık frekans diyagramı

Geç evre fazlardan elde edilmiş % NaCl tuzluluk eşleniği sıklık (frekans) diyagramları, değerlerin %0 ile %11 arasında olduğunu gösterir. Kuvars-Sülfit fazına ait altın mineralizasyonu ile ilişkili kuvars minerallerinden ölçülen, %2 NaCl ile %8 NaCl tuzluluk eşleniğine sahip kapanım popülasyonu ölçümlerin %60'ını oluşturur. Ayrıca, Wilkinson (2001)'e göre sistemdeki kaynama ile altın çökelimi ilişkilendirilebilir (Şekil 6.17). Baz metal fazına ait sfalerit minerallerinden ölçülen % NaCl tuzluluk eşlenikleri %4 NaCl ile %11 NaCl arasında kümelenir. Kuvars minerallerinden tuzluluk değerlerinin tamamı %0 NaCl ile %1 NaCl tuzluluk eşleniklerine sahiptir (Şekil 6.15).



Şekil 6.15 MOS'taki geç evre Kuvars+Sülfit ve baz metal fazlarına ait % NaCl tuzluluk eşleniği frekans diyagramı

Geç evre fazlara ait homojenleşme sıcaklığı sıklık (frekans) diyagramına göre, homojenleşme sıcaklık ortalamaları; MOS 293- 258,6 ^{o}C (altın mineralizasyonu ile ilişkili kuvars minerallerinden), MOS 294Q- 267,2 ^{o}C, MOS 294S- 245,3 ^{o}C olarak hesaplanmıştır (Şekil 6.16). MOS 293 nolu örnekten yapılan analizlerde homojenleşme sıcaklığı 250 ^{o}C üzeri popülasyonlar, %80 lik bölümü oluşturur.



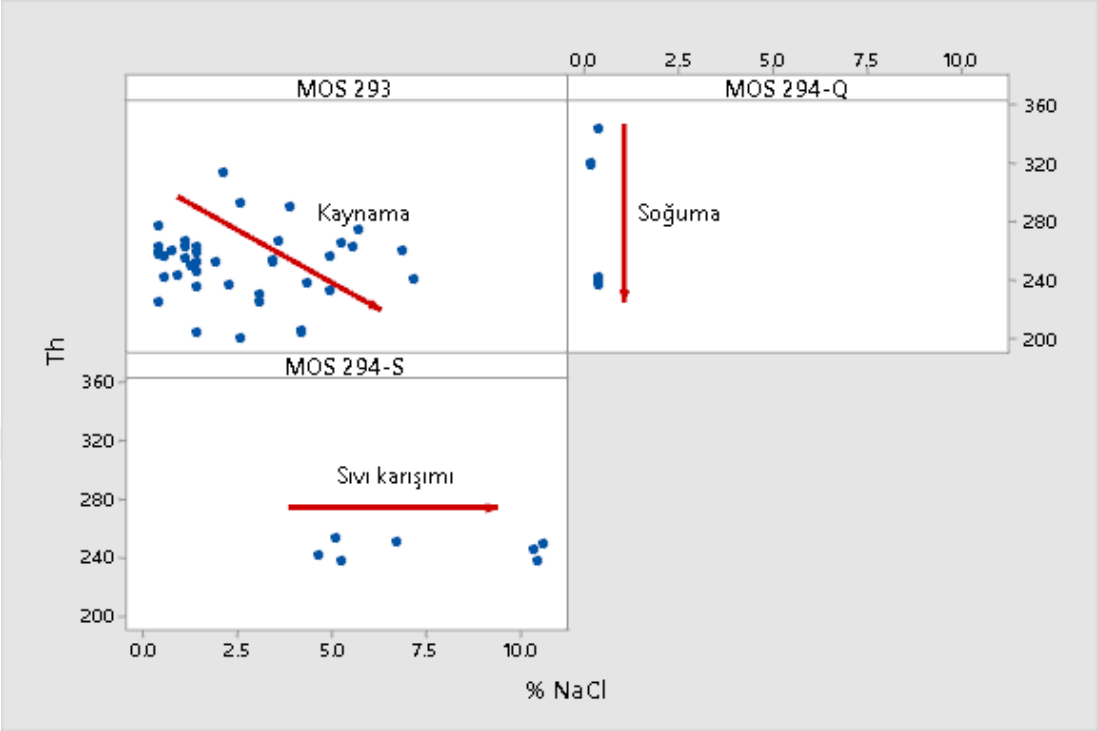
Şekil 6.16 MOS'taki geç evre Kuvars+Sülfit ve baz metal fazlarına ait homojenleşme sıcaklığı frekans diyagramları

MOS'taki kırık sistemlerinin gelişimi ve elde edilmiş analiz verilerine göre, MOS-293 örnekte gözlenen etkin kaynama işlevi ve özellikle homojenleşme sıcaklığı 250 ^{o}C üzeri ölçülen altınla ilişkili popülasyonlar, altın cevherleşmesi için önem arz eder. Bu sebeple, aynı ilişkilerin gözlendiği faz eşleniklerinden yapılan analizlerde altın değerlerinin 100 ppm'in üzerine çıktığı sıkça gözlenir.

MOS-294 örneğinden yapılan cevher mikrobisi ve sıvı kapanım çalışmaları, ortalama %5 NaCl tuzluluk eşleniği, ortalama 250 ^{o}C homojenleşme sıcaklığına sahip ve $CaCl_2$ tuz bileşimi baskın akışkanların altın cevherleşmesinin optimal koşullarını yansıttığını ortaya koyar. Ayrıca, sistemdeki termal sıvı karışım işlevi baslıca galen ve sfalerit ile ilişkili altın cevherleşmesini sağlar. Petrografik ve analitik analizlere dayalı olarak yapılan değerlendirmelere göre, sisteme giriş yapan yoğun meteorik akışkanın altın çökelim koşullarındaki dengesizliğe sebep olduğunu işaret eder.

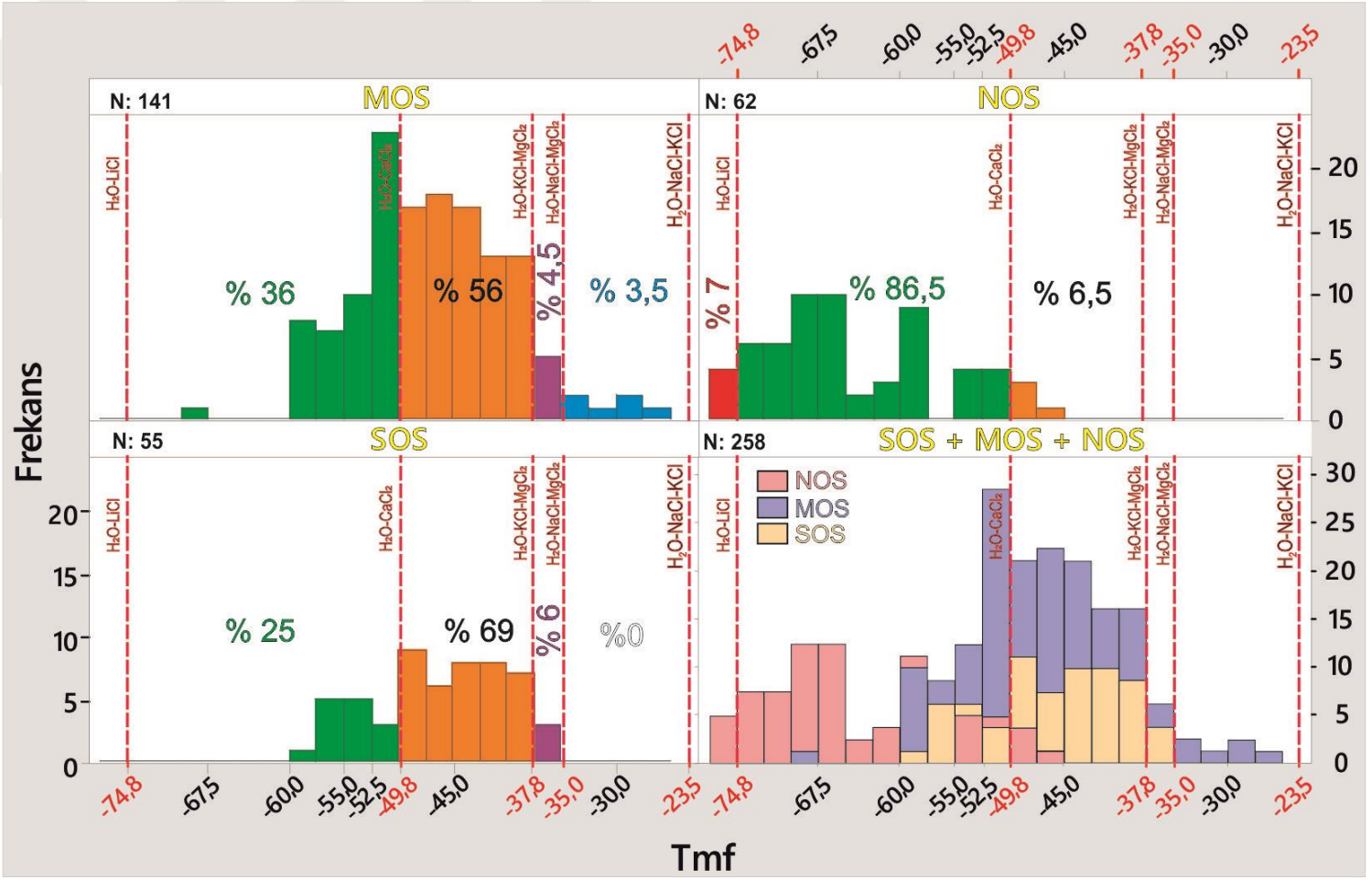
Fazlara ait numunelerdeki yüksek altın tenörleri, kırık sistemlerine yerleşen akışkanların özellikle, sisteme kıyasla daha izole alanlarda gelişen ani kaynama ve izotermal karışım işlevleriyle kontrol edilmektedir. Fiziko-kimyasal özellikler,

epitermal işlevler ve kırıklanma mekanizması altın çökelimi üzerinde önemli rol oynar (Şekil 6.17).



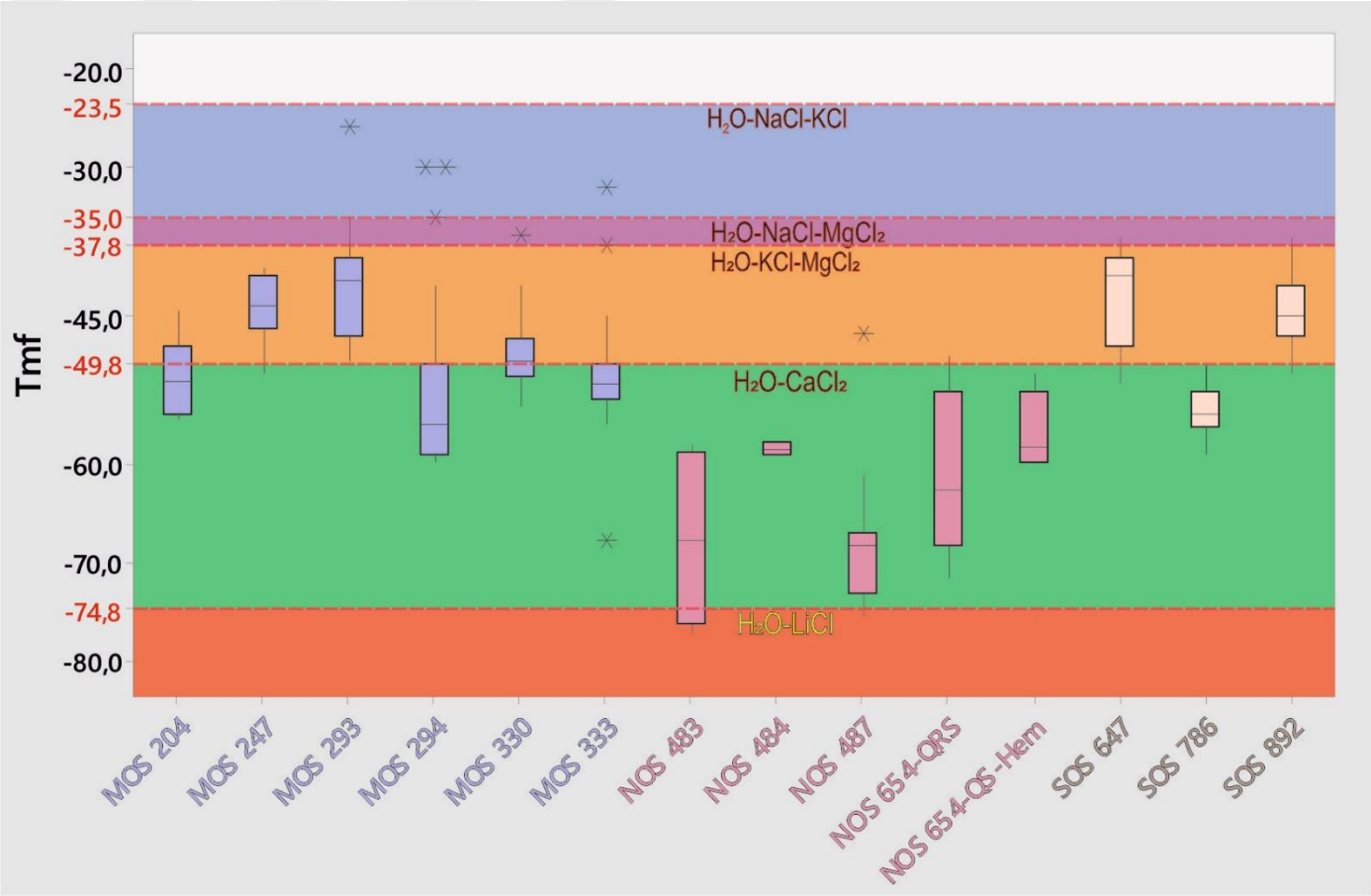
Şekil 6.17 MOS'taki ilk evre kırıklara yerleşen Kuvars+Sülfit ve baz metal fazlarına ait homojenleşme sıcaklığı-% NaCl eşleniği diyagramı (Kırmızı oklar kaynama, sıvı karışımı ve soğuma trendlerini gösterir) (Wilkinson, 2001)

NOS'ta, oldukça karmaşık tuz sistemlerine sahip, erken ve geç evre epitermal fazlardan yapılmış analizlerde "-74,8 °C" 'nin altında ölçülmüş ötektik sıcaklıklar H_2O-LiCl tuz sistemini işaret eder. Genellikle magmatik pnomatolitik cevherleşmeler ile ilişkili bu tip kimyadaki akışkanlar, epitermal sistemin kaynağına yakınlaşıldığı bölgelerde gözlenebilir. %7'lik ağırlıklı dağılıma sahip kapanım topluluğu, köken açısından önem arz eder. %93'lük ağırlıklı dağılıma sahip kapanım populasyonları ise H_2O-$CaCl_2$ ve H_2O-KCl-$MgCl_2$ tuz uç üyelerini işaret eder. Kimyasal olarak %86.5'luk yaygın dağılımlı H_2O-$CaCl_2$ tuz tipi baskın oluşu, sülfit fazlarının hakimiyeti ile ilişkilendirilir. Altın mineralizasyonunun, Kuvars-Sülfitli fazlarla yakından ilişkisi, SOS'ta gözlenen duruma benzemektedir. Cevher mikroskobisi bölümündeki incelemeler dikkate alındığında, Altının H_2O-$CaCl_2$ tip tuz içeren akışkanlar ile yakından ilişkili olduğu kanısı kuvvetlenmektedir (Şekil 6.18).

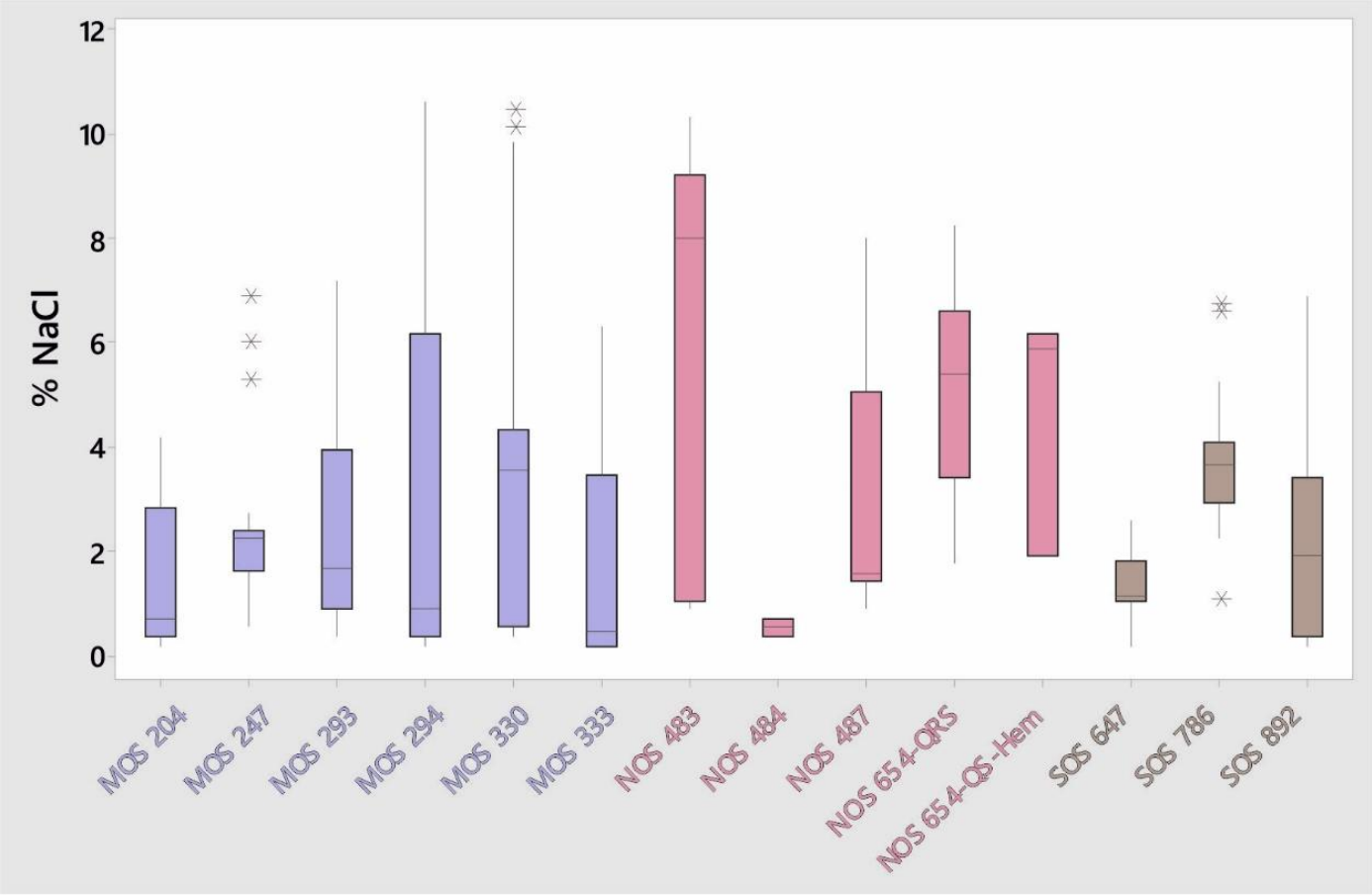


Şekil 6.18 Kestanebeleni epitermal fazlarına ait ötektik sıcaklık değerlerinin histogram üzerinde frekans dağılımları ve tuz sistemlerinin ötektik sıcaklık sınırlarının gösterimi. Kestanebeleni damar bölümleri dikkate alınarak popülasyonların dağılımının gösterimi. SOS: Güney cevher damarı, MOS: Orta cevher damarı, NOS: Kuzey cevher damarı

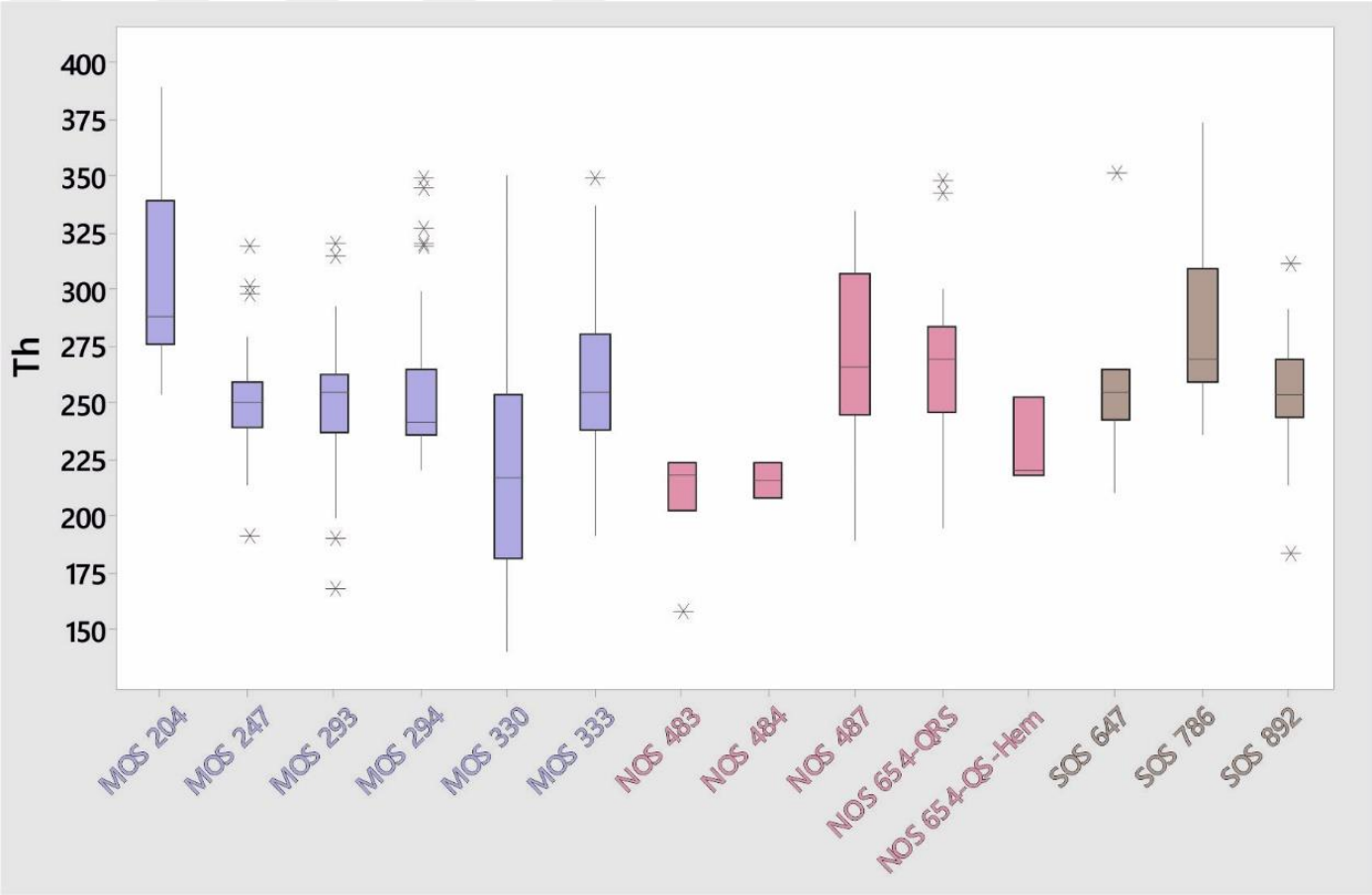
Analizlerde kullanılan değerlerin örnek bazında, Th (homojenleşme sıcaklığı), Tmf (ötektik sıcaklık) ve %NaCl tuzluluk eşlenik değerleri kullanılarak oluşturulmuş, sıklık dağılımı grafiksel ve tablolar halinde verilmiştir (Şekil 6.19; 6.20; 6.21; Tablo 6.5).



Şekil 6.19 Örnek bazında ötektik sıcaklıkların, box plot diyagramlarında gösterimi



Şekil 6.20 Örnek bazında % NaCl tuzluluk eşleniklerinin, box plot diyagramlarında gösterimi



Şekil 6.21 Örnek bazında Th (homojenleşme sıcaklığı), box plot diyagramlarında gösterimi

Tablo 6.5 Sıvı kapanım analiz değerlerinin örnek bazında istatistiki değerlendirmesi

SOS								
SOS 892	n	Ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	32	253,71	24,51	182,5	243,7	253,75	267,22	311,2
%NaCl	25	2,25	1,99	0,2	0,4	1,9	2,9	6,9
Tmf	26	-44,58	3,59	-51	-47	-45	-42,25	-37
Tmice	25	-1,21	1,10	-3,86	-1,52	-0,98	-0,17	-0,09
SOS 647	n	Ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	15	257,8	29,40	210,7	247,35	254,3	263,35	351,5
%NaCl	14	1,31	0,69	0,2	1,1	1,15	1,7	2,6
Tmf	15	-42,47	4,76	-52	-45	-41	-39,5	-37
Tmice	14	-0,67	0,36	-1,34	-0,89	-0,58	-0,53	-0,09
SOS 786	n	Ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	17	286,21	43,86	236,2	262,2	269	288,9	374,2
%NaCl	18	3,72	1,40	1,1	2.,95	3,6	3,9	6,7
Tmf	14	-54,43	2,67	-59	-56,175	-55	-53	-50
Tmice	18	-1,72	1,32	-3,77	-2,07	-1,8	-1,52	2,51

Tablo 6.5 devamı

MOS								
MOS 333	n	ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	27	262,04	35.25	191.2	239.85	255.2	278.7	349.2
%NaCl	18	1,59	2.01	0.18	0.18	0.44	2.9	6.3
Tmf	21	-50,81	6.91	-68	-53	-52	-50	-32
Tmice	18	-0,85	1.10	-3.51	-1.57	-0.22	-0.09	-0.09
MOS 330	n	ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	33	221,5	45.52	139.5	184.2	217	253.2	350
%NaCl	26	3,62	3.21	0.35	0.57	3.55	4.26	10.49
Tmf	22	-48,73	3.96	-54.2	-51	-49.65	-47.9	-37
Tmice	26	-2,09	1.93	-6.29	-2.29	-1.89	-0.29	-0.18
MOS 247	n	ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	28	251,42	26,5	191,2	239,45	250	259,5	319,2
%NaCl	24	2,42	1,53	0,53	1,69	2.24	2,2825	6,9
Tmf	22	-44,19	2,81	-51	-46	-44	-41,5	-40
Tmice	24	-1,29	0,86	-3,87	-1,19	-1,17	-0,88	-0,27
MOS 204	n	ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	11	304,91	40,89	253,6	276,25	288,5	333,15	389
%NaCl	9	1,54	1,48	0,18	0,35	0,7	2,41	4,18
Tmf	10	-50,95	3,91	-55,5	-54,25	-51,75	-49,25	-44,5
Tmice	9	-0,81	0,79	-2,25	-1,26	-0,36	-0,18	-0,09

Tablo 6.5 devamı

MOS 293	n	ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	54	248,87	27,63	167,7	237,35	254,35	262,18	320,1
%NaCl	42	2,46	1,93	0,35	0,92	1,655	3,79	7,17
Tmf	40	-42,08	5,00	-49,5	-47	-41.5	-39	-26
Tmice	42	-1,33	1,08	-4,05	-2,03	-0,86	-0,54	-0,18
MOS 294-sfalerit	n	ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	9	243,1	7,08	234	237,5	241,5	249,1	253,6
%NaCl	7	7,60	2,77	4,65	5,19	6.74	10,425	10,61
Tmf	7	-58,32	2,03	-60	-59,9	-59	-57,25	-55
Tmice	7	-4,41	1,81	-6,39	-6,25	-3,78	-2,83	-2,52
MOS 294-kuvars	n	ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	17	267,18	46,56	220	236	241,3	319	349
%NaCl	15	1,282	2,13	0,18	0,27	0,35	0,875	6,74
Tmf	16	-49,56	10,18	-59	-57	-52,5	-44,25	-30
Tmice	15	-0,69	1,19	-3,78	-0,45	-0,18	-0,14	-0,09

Tablo 6.5 devamı

NOS								
NOS 487	n	ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	24	272,9	39,95	188,7	247,07	266,35	303,6	335
%NaCl	25	3,06	2,17	0,88	1,4	1,57	4,96	8
Tmf	24	-68,47	5,73	-75,4	-72,92	-68,25	-67,15	-47
Tmice	25	-1,66	1,24	-4,59	-2,7	-0,81	-0,72	-0,45
NOS 483	n	ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	7	208,53	23,91	157	208,1	218,2	222,1	224,2
%NaCl	7	5,78	4,32	0,88	1,4	8	9,21	10,36
Tmf	6	-67,72	9,51	-77,2	-75,9	-67,95	-59,4	-58
Tmice	7	-3,35	2,6	-6,21	-5,4	-4,59	-0,72	-0,45
NOS 484	n	ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	2	215,8	11,67	207,5	211,6	215,75	219,9	224
%NaCl	2	0,53	0,25	0,35	0,44	0,525	0,61	0.7
Tmf	2	-58,6	0,92	-59,2	-58,9	-58,55	-58,23	-57,9
Tmice	2	-0,27	0,13	-0,36	-0,31	-0.27	-0,23	-0.18
NOS 654-QRS	n	ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	30	267,51	33,39	195,1	247,9	269,6	280,95	347,8
%NaCl	32	5,11	2,08	1,74	3,71	5,41	6,59	8,28
Tmf	26	-60,87	8,14	-71,7	-67,83	-62,6	-53,13	-49
Tmice	32	-2,83	1,22	-4,77	-3,69	-2.97	-1,98	-0,9
NOS 654-QS-Hem	n	ortalama	S. sapma	Minimum	Q1	Q2	Q3	Maximum
Th	3	230,23	19,34	217,6	219,1	220,6	236,6	252,5
%NaCl	3	4,64	2,37	1,91	3,89	5,86	6,01	6,16
Tmf	4	-56,93	4,06	-60	-59,25	-58,35	-56,03	-51
Tmice	3	-2,55	1,35	-3,42	-3,33	-3,24	-2,12	-0,98

BÖLÜM YEDİ
SONUÇLAR

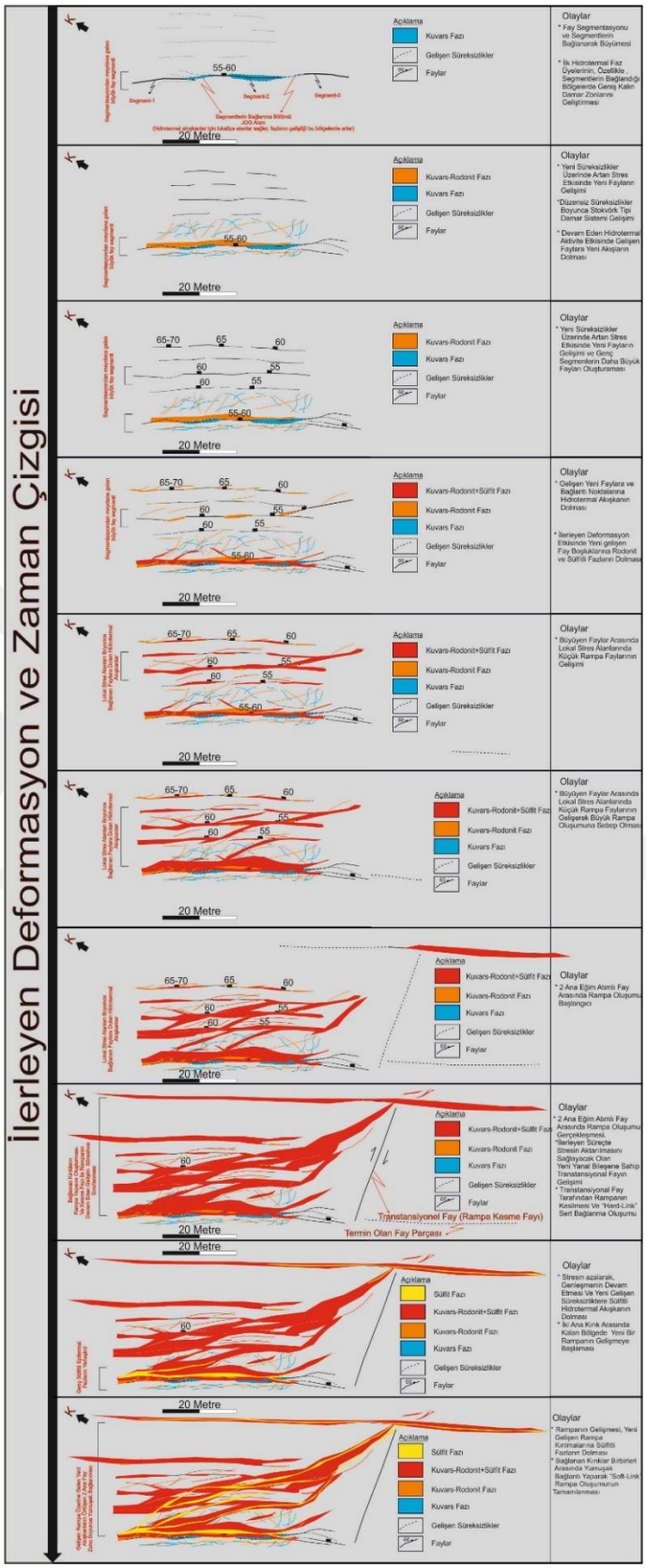
Efemçukuru cevherleşmesi tezin öz bölümünde de belirtildiği gibi, tanımlanmış 3 ayrı epitermal damar sisteminden meydana gelir. Çalışma konusu ilk aşamada, Kestanebeleni cevher damarı içerisindeki homojen olmayan altın tenör dağılımına neden olan durumları açıklamaya yönelik başlar. Çok fazlı epitermal ürünlerin varlığının, değişken tenör dağılımı ile sonuçlandığı düşünülerek "Kestanebeleni damarını oluşturan hidrotermal akışkanların fiziko-kimyasal özelliklerini" belirlemek üzerine yönelmiştir. Damar içerisinde homojen olmayan tenör dağılımı ve beraberinde, damarın doğrultusu ile damar içerisindeki altın tenör dağılımı doğrultusundaki tutarsızlıklar, benzer epitermal faz üyelerinin birbirleri arasındaki altın tenör değişkenliği ve çok fazlı epitermal faza ait damar setlerinin varlığı çalışma konusunu şekillendiren önemli temel kıstaslardır.

Çok fazlı epitermal oluşumlar, örnek sayısının artması ve örnek seçimi gibi konularda kararsızlıklara neden olmuştur. Durumun çözümü ve stratejik örnek seçimi yapılabilmesi için cevher oluşumunun, epitermal faz çeşitliliğinin, altın tenör dağılımının ve ilişkili yapısal kontrolün belirlenmesi tezin temel hedefleri haline gelmiştir

Yeraltı üretim alanlarında yapılan detaylı cevherleşme fazı haritalarında belirli doğrultular boyunca sınırlı alanlarda gözlenen yüksek altın tenörlü bölgelerin, kırık sistemleri kontrolünde ve mineralojik özelliklerdeki değişimler eşliğinde farklılık gösterdiği gözlenmiştir. Aynı zamanda bu durumlara ek olarak, akışkanların fiziko-kimyasal özelliklerindeki değişimler, sıvı kapanım çalışmalarıyla belirlenmiştir. Altın mineralizasyonunun yukarda bahsedilen olaylar ile şekillendiği tespit edilmiştir.

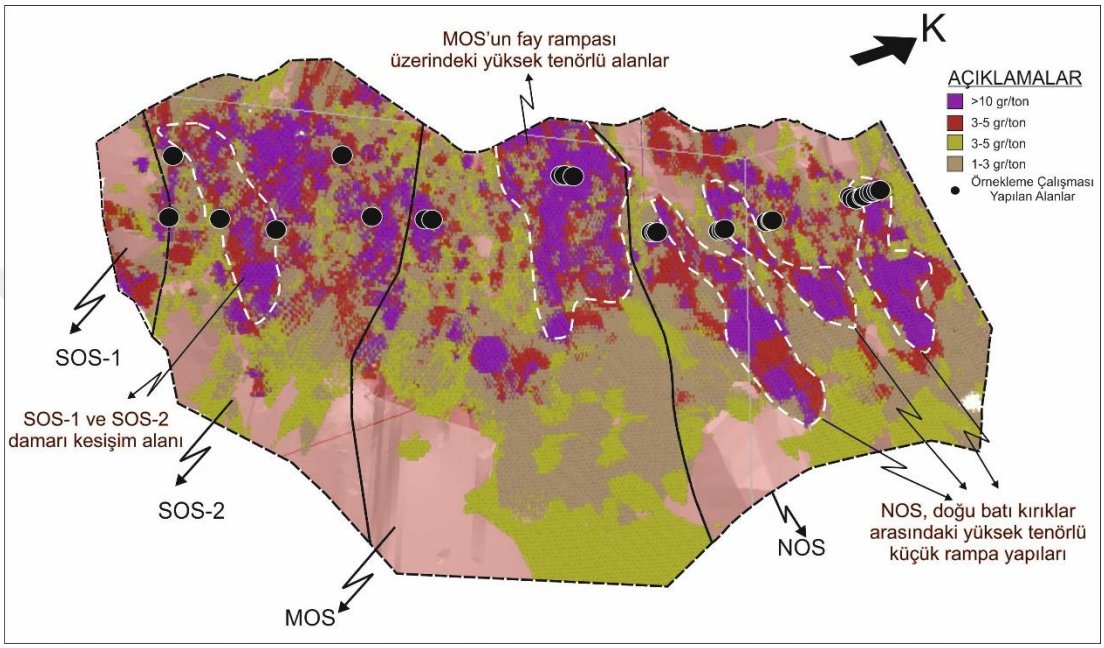
Erken evre epitermal faz ürünlerinin (Kuvars fazı, Rodonit fazı ve Kuvars-Rodonit fazı), SOS-2, SOS-1, MOS-1, MOS-2, MOS-3 ve NOS gibi ana segmentler boyunca yerleştiği gözlenmiştir. İlerleyen deformasyon süresince, daha genç kırık sistemlerine nufuz eden değişen kimyadaki epitermal ürünlerin eşlik ettiği gözlenir. Özellikle ana segmentler arasında gelişen daha genç kırıklara geç evre fazların (Kuvars-Rodonit+Sülfit ve Sülfit fazları) yerleşimi sistemin gelişimine yönelik önemli

bulguların başında gelir. Ayrıca damar sistemi içerisinde gelişen faz deseni, sistemin gelişimi ve oluşumuna yönelik önemli bir bakış açısı yaratmıştır (Şekil 7.1).



Şekil 7.1 İlerleyen deformasyon ve zaman çizgisi boyunca damar ve kırık sisteminin gelişimini gösteren şekil

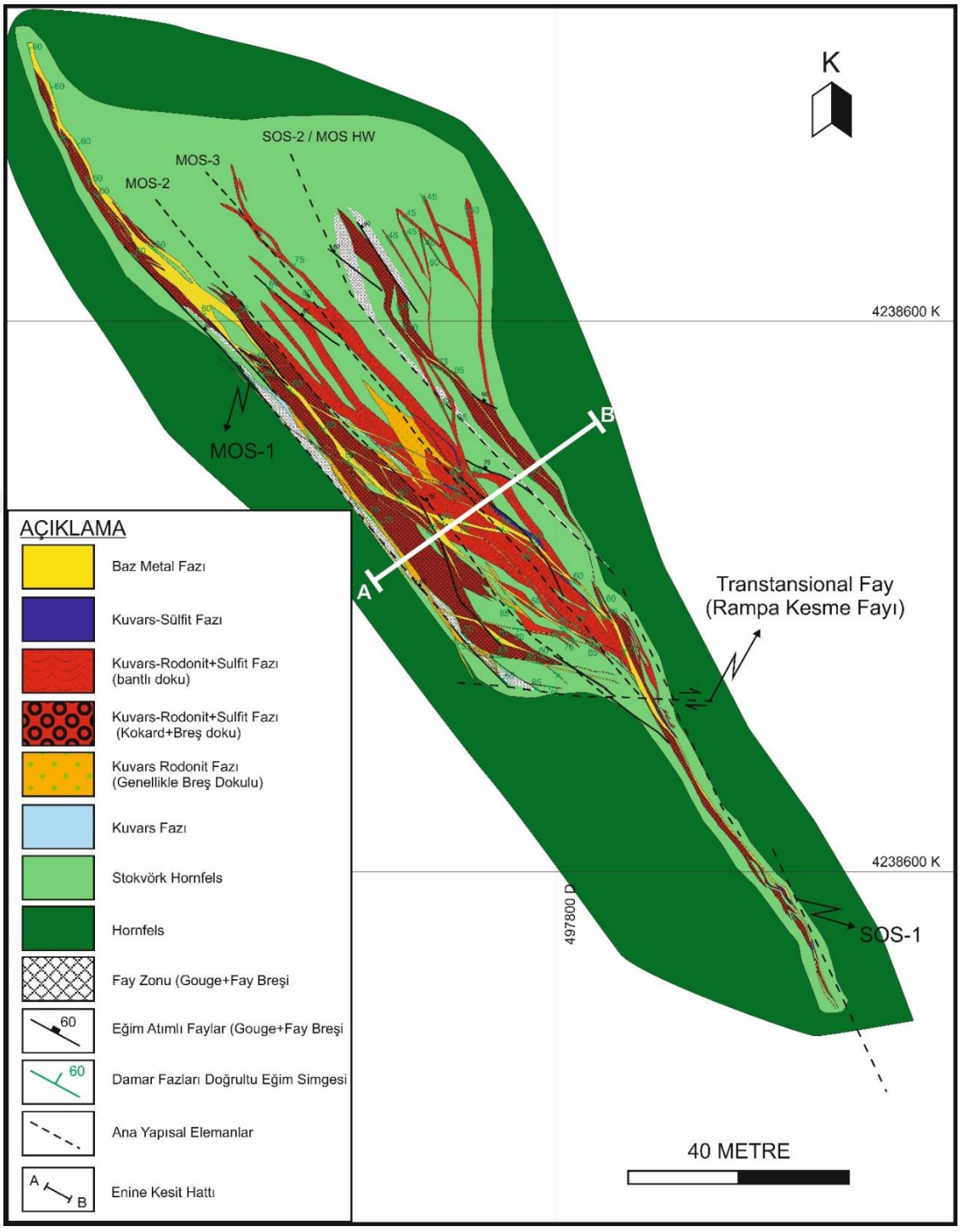
Bir yatağın işletilebilirliği ve karlılığı açısından önemli kıstasların başında, yüksek tenör içerikli geniş cevher hacimlerinin varlığı gelir. Kestanebeleni damarında değişken tenör dağılımlı cevher hacimleri, yanal devamlılığı takip edilebilen hatlar boyunca ana segmentlerin üzerinde yeralır. Ana segmentlerin kesiştiği veya örtüştüğü bölgelerde ise, yüksek tenörlü cevher hacimleri lokalize olur (Şekil 7.2).



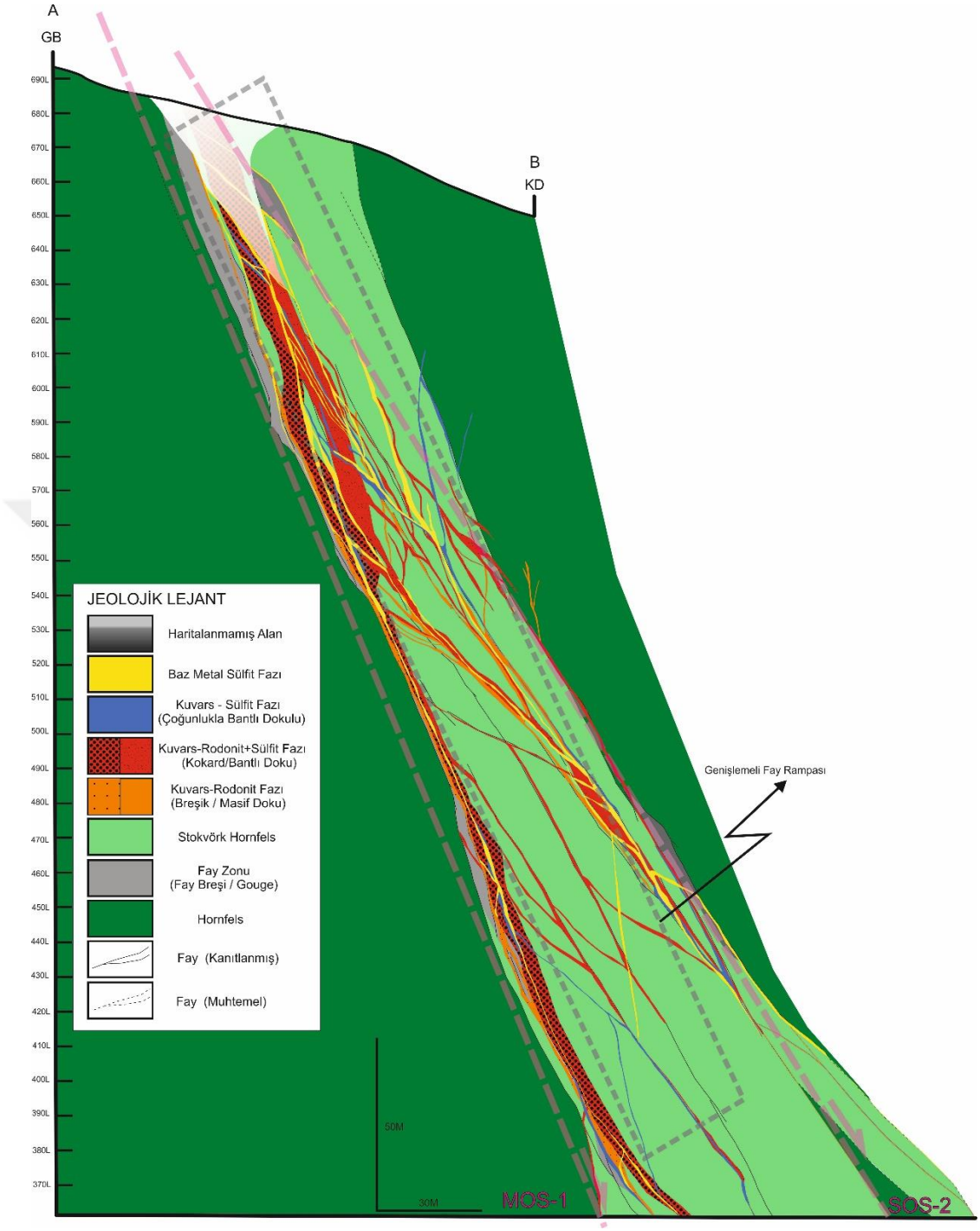
Şekil 7.2 Kestanebeleni damarı blok modeli ve bölümlerini göstereren 3 boyutlu görsel

Cevherleşmenin tümüne göre daha dar hacimli yüksek permabiliteli bu alanlar, özellikle tenör artışının gözlendiği potansiyel ve stratejik bölgelerdir. Ayrıca, segmentlerin örtüştüğü alanlardaki damarlarda ciddi oranda kalınlık artışı gözlenir.

MOS cevherleşmesi yaklaşık birbirine paralel 4 adet (MOS-1, MOS-2, MOS-3 ve SOS-2) major kırık boyunca gelişir. Ayrıca bu kırıklar arasında meydana gelen lokal gerilme alanları boyunca birbirlerini tekrarlayan fay rampaları gelişim sunar. MOS 595 ve MOS 555 kotlarında, MOS-1 ve SOS-2 kırık segmentinin örtüştüğü alan ortalama kalınlığın 40 metreye ve ortalama tenörün 20-25 g/tona ulaşan MOS'un, fay rampası üzerinde geliştiği saptanmıştır (Şekil 7.3; 7.4).

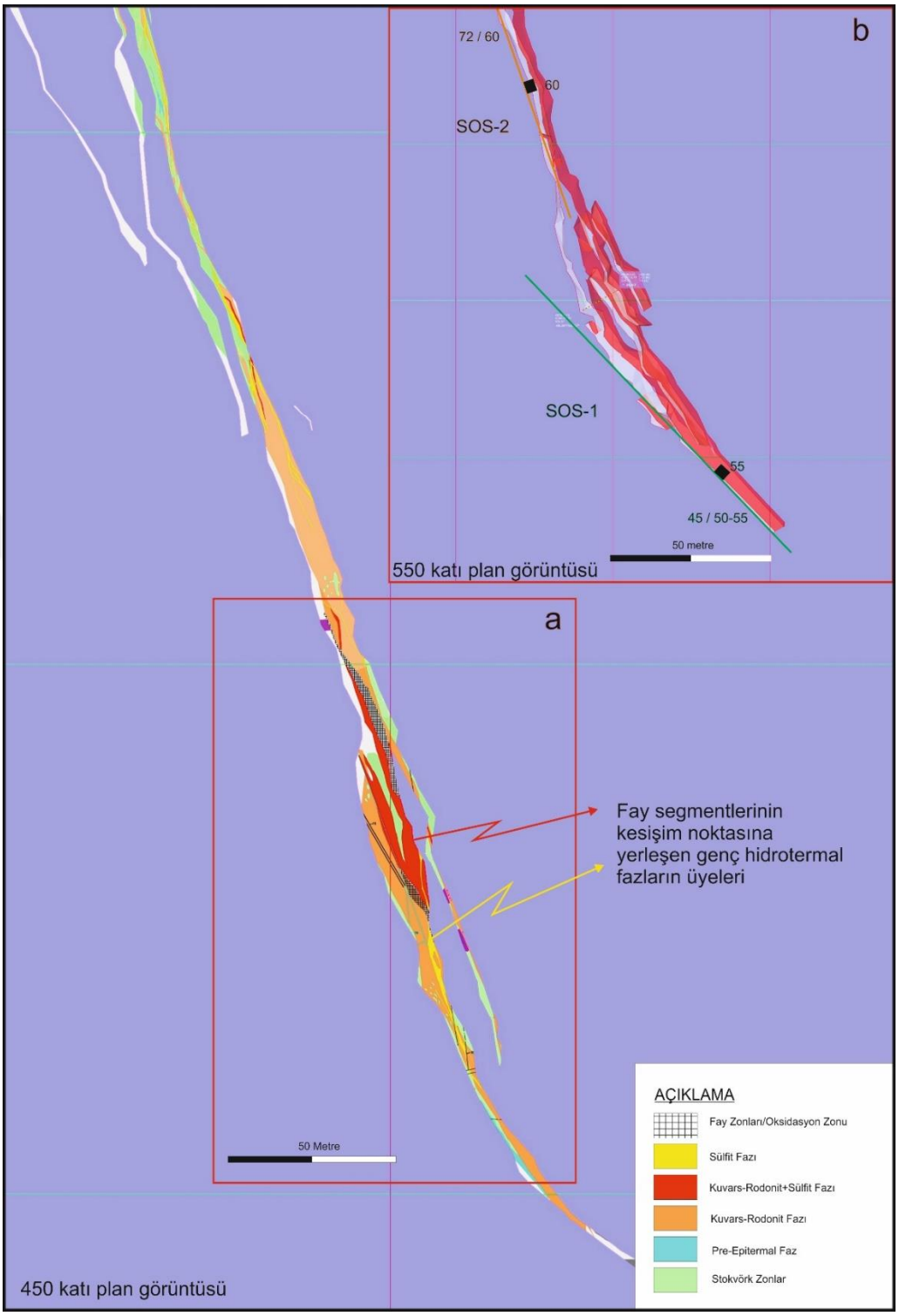


Şekil 7.3 MOS 555 katı jeolojik haritası



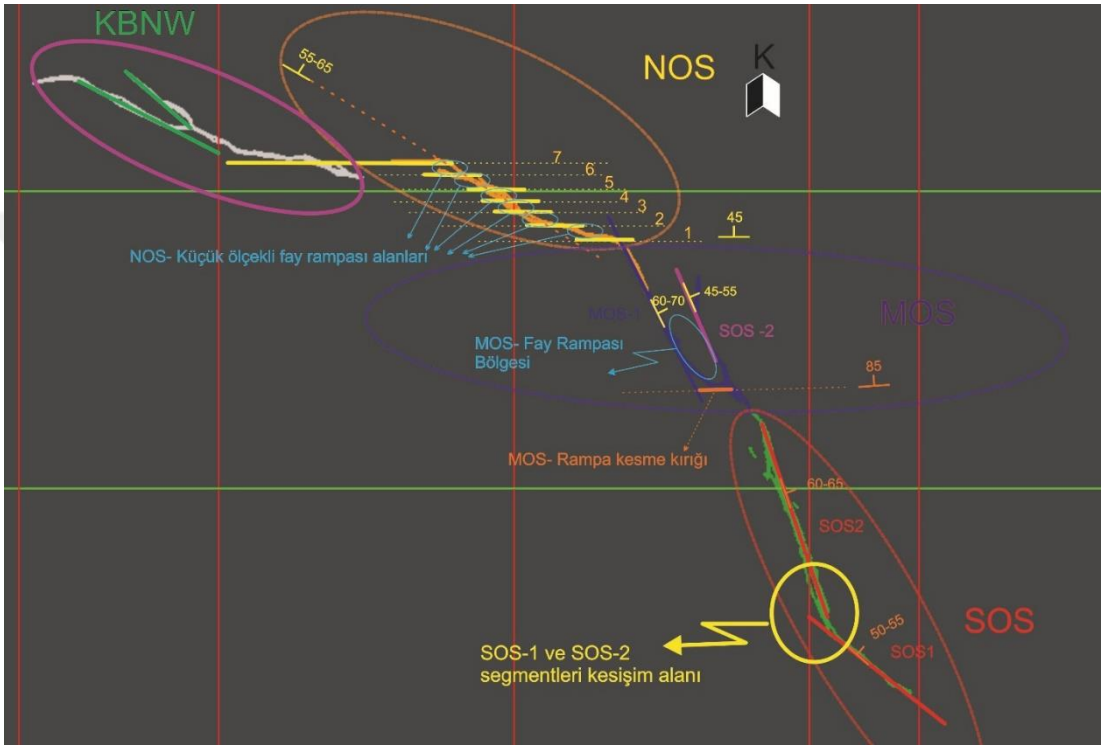
Şekil 7.4 MOS A-B enine jeolojik kesiti

Kırık segmentlerinin kesiştiği SOS-1 ve SOS-2 segmentleri arasında ise, MOS'taki rampa yapısına benzer, kalınlığı ve yanal uzanımı 25-30 metreyi aşmayan, potansiyel ve yüksek tenörlü cevherleşme alanı tanımlanmıştır. MOS taki fay rampa yapısına benzer, ilerleyen deformasyon süreçi boyunca baskınlaşan sülfitli fazların büyük bir bölümü bu alanda altınca zengin kaya hacimlerinin gelişimini sağlar (Şekil 7.5).



Şekil 7.5 SOS 450 kotu jeolojik haritası, a) 450 kotundaki segmentlerin kesişimine yerleşen geç epitermal fazların olduğu bölümün görseli. b) 550 kotu damar kaynak modeli ve kırık segmentlerini gösteren harita

NOS'ta ise doğu-batı doğrultulu kırıklar ile sınırlanan, kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu genlişlemeli kırıklar boyunca, damarı kalınlığı ortalama 15 metreye ve altın tenörü 15 g/tona ulaştığı gözlenmiştir. Yaklaşık batı-doğu doğrultulu, 35-45 derece kuzeye doğru eğimli genç kırıklarda Kuvars-Sülfit ve Sülfit fazlarından yapılıdır. Adeta basamaklar şeklinde sıralanan bu kırıkların arasında alan bölgelerde tüm damar desenini taklit eden rampa yapıları karekteristiktir (Şekil 7.6).



Şekil 7.6 Kestanebeleni damarı kırık segmentleri ve damar sistemi haritası

İlk olarak Emmons (1918) tarafından farklı bir mineralizasyon tipi olarak tanımlanan epitermal yataklar, Lindgren (1933) tarafından da sistemdeki baskın elemenlere, mineralojilerine ve derine doğru zonlanmalarına bağlı sınıflandırılmıştır. Geçmişten günümüze, kimyasal olarak sülfit mineral toplulukları ile ilişkili ve sulfur miktarına bağlı alt grup sınıflamaları çeşitli araştırmacılar tarafından yapılmıştır. Günümüzde de kabul gören alt gruplar, yüksek sülfidasyon ve düşük sülfidasyon tip uç üyelerden oluşur. Bu tiplerin modelleri, Sillitoe ve Hedenquist (2003), Camprubi ve Albinson (2007) ve Taylor (2007) gibi çalışmacılar tarafından ifade edilmektedir. İlk olarak Hedenquist, Arribas ve Gonzalez (2000) tarafından sınıflandırılan ortaç

sülfidasyon tip üye, Silitoe ve Hedenquist (2003)'e göre yüksek sülfidasyon tip sistemlerle kökensel olarak yakından akraba olduğu nitelendirilmiştir. Ayrıca, ortaç tip sülfidasyona sahip epitermal yatakların, düşük sülfidasyon tip epitermal sistemlerle benzer mineralojik özellikler gösterdiği söylenmektedir (Silitoe ve Hedenquist, 2003).

Efemçukuru altınlı epitermal fazların parajenezinde, kalkopirit ve tenanit-tetrahedrit, rodokrozit gibi minerallerin varlığı ve adülaryanın sistemde olmayışı, ortaç sülfidasyon tip epitermal sistemlerle, Simmons, White ve John (2005) ve Hedenquist ve diğer. (2000)'e göre benzeşmektedir. Yüksek sülfit içeriği ve ortaç sülfidasyon sistemler için anahtar mineral olarak kabul edilmiş tenantit-tetrahedrit ve kalkopirit mineral birliği altın ile ilişkili cevherleşme fazlarında gözlenmiştir (Simmons ve diğer., 2005). Aynı zamanda düşük sülfidasyon sistemlere göre gümüşçe zengin sistemin varlığı ve altının başlıca pirit, baz metal sülfit ve gümüş sulfosalt mineralleri ile ilişkisi de ortaç sülfidasyon tip epitermal sistemi önerir (Hedenquist ve diğer., 2000). Ek olarak, altın kapanımı içeren piritlerde bizmut elementince zenginleşmeler önemli bulgular arasında yeralmakta ve galen mineralleri içerisinde de gümüşce zengin fahlerz grubu minerallerinin varlığı ortaç tip sülfidasyon sınıflamasını desteklemektedir.

Cevher mikroskobisi çalışmalarına dayalı olarak sülfit mineralleri ile ilişkili altın mineralizasyonu %80-85 oranında izlenmiştir. Ek olarak bazı yüksek altın değerine sahip örneklerde (NOS 484 ve NOS 483) altın gözlenememesi, sülfit mineralleri ile ilişkili refrakter altın zenginleşmesinin olabileceğini düşündürmektedir. Bu konuda yapılacak detaylı çalışmalar, konu hakkında daha net sonuçlara ulaşılmasını sağlayacaktır.

Efemçukuru altınça zengin fazlar, mikroskobik ve mikrotermometrik çalışmalar neticesinde geç evre H_2O-$CaCl_2$ tip tuzların baskın olduğu, orta tuzluluklu (%1,5 ve 8,5 NaCl eşleniğine arasında) ve orta sülfitli akışkanların varlığı ile ilişkilendirilmiştir. Ortaç sülfidasyon tip yataklarla benzer mineralojiye ve akışkan karekteristiklerine sahip cevherleşme, düşük sülfidasyona (<%1 NaCl eşleniği) göre yüksek tuzluluk içermesi sebebiyle de Hedenquist ve diğer. (2000)'e göre ortaç sülfidasyon tip epitermal yatak olarak sınıflandırılmıştır.

Ayrıca sisteme göre daha dar kaya hacimlerindeki yüksek tenörlü altın çökeliminin, kaynama ve sıvı karışımı gibi hidrotermal işlevler ile gerçekleştiği anlaşılmıştır. Özellikle altınca zengin geç evre kuvars-sülfitli akışkanların metre altı genişlikteki izole kırıklara yerleşen damarlarda, yaygın olarak ani kaynamaya ait petrografik veriler elde edilmiştir. Bu sebeple ortalama 5 g/ton altın içeren damar zonunda, tenörün aniden ortalama 20-25 g/ton değerlerine çıktığı gözlenir. Ek olarak örneklerde (NOS 654 Kuvars-Rodonit+Sülfit, MOS 293-1, MOS 330) sistemde kaynamayı öneren, kolloform-krastiform (bantlı-kabuğumsu) ve kalsedonik makro dokular yaygındır.

Benzer şekilde ani tenör artışları, mekansal olarak aynı bölgedeki farklı kimyadaki akışkanları taşıyan 2 ayrı kırık sisteminin kesişimindeki izotermal karışım ile de gerçekşir. NOS'ta farklı epitermal fazları içeren kırık setlerinden alınan örneklerde (NOS 483 ve NOS 484), benzeri durumlar makro ölçekte gözlenebilmektedir. Yüksek altın tenörlü numunelerden yapılan sıvı kapanım çalışmaları, gaz fazının sıvı içerisinde 250 ^{o}C derecenin üzerindeki sıcaklıklarda homojenize olmasıyla karekterize olur.

Tuzluluğun ve LiCl uç tuz bileşeninin kuzeye doğru gidildikçe artışı, sistemin kaynağına yaklaşıldığını ifade eden en önemli bulgulardan olmuştur. Cevherleşmeye göre daha yaşlı riyolitik dayklar içerisindeki molibden minerali içeren derin yerleşimli porfiri sokuluma ait klastlar, sistemin derin yerleşimli gömülü bir porfiri kaynakla bağlantılı olduğunu işaret eder.

Sıvı kapanım çalışmalarına göre, yüksek tenörlü Kuvars-Rodonit+Sülfit ve Sülfit fazları oluşturan akışkanların fiziko-kimyasal özelliklerine göre altın çökelimi için optimum koşullar;

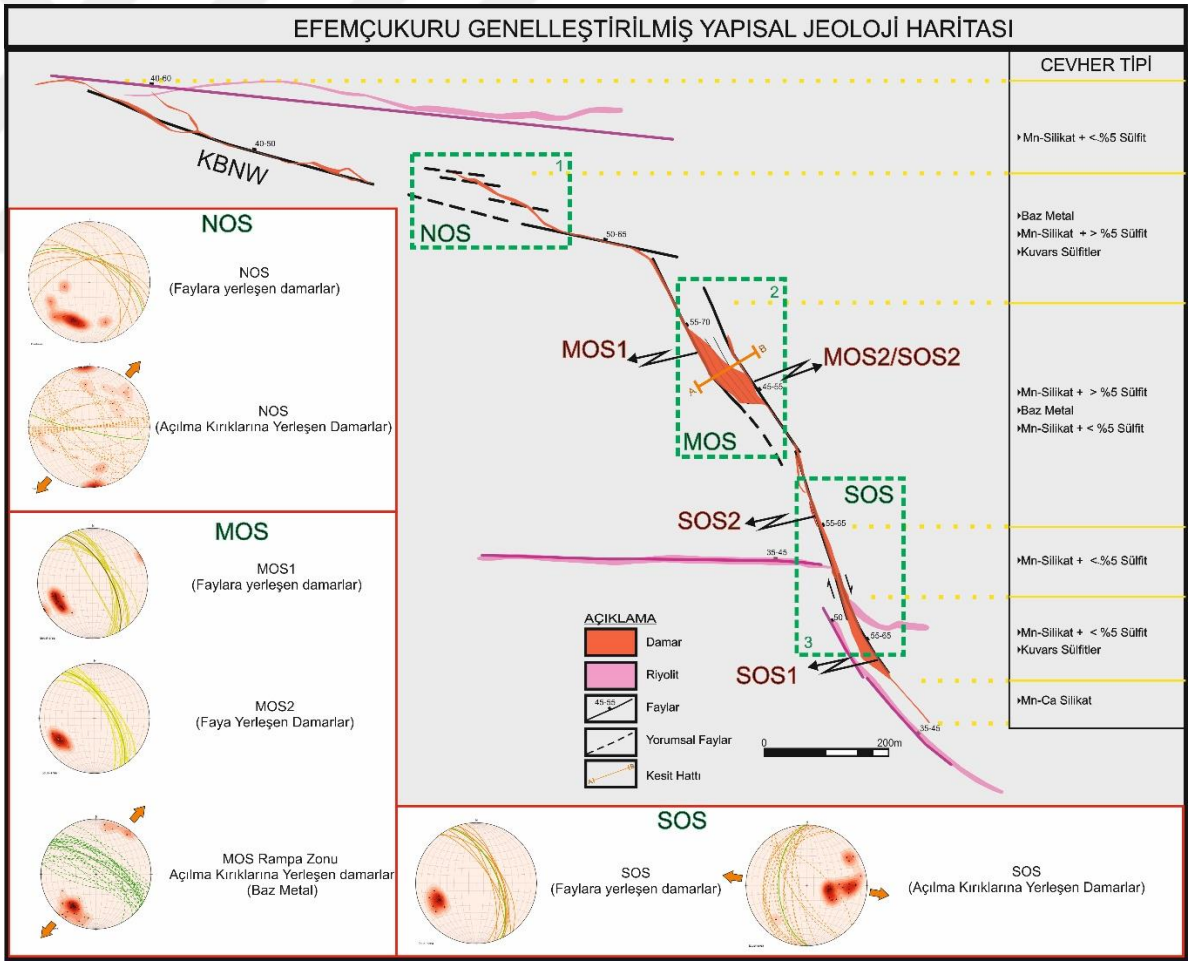
- Sıvı kapanımlardaki 250 ^{o}C derece üzeri homojenleşme sıcaklıkları,
- % 1,5 ile % 4,5 NaCl eşleniği arasındaki tuzluluk değerleri,
- Akışkanlardaki H_2O-$CaCl_2$ tip tuz bileşenlerinin baskınlığı,

olarak belirlenmiştir.

Aynı zamanda Kestanebeleni damar sistemini şekillendiren yapısal kontrol mekanizması, altın çökelimi için ön görülen optimal koşul dengeleri üzerinde önemli oranda rol oynar. MOS'taki fay rampası üzerine yerleşen akışkanların, sisteme yüksek

oranda meteorik akışkan girişiyle kirlendiği anlaşılmıştır. Bu yüzden, altın çökelimi için ön görülen koşulların sağlanamadığı alanlarda ve süreçte yerleşen bazı damarlar altınca fakirdir. SOS'ta ve NOS'taki kırık kesişiminin olduğu bölgeler, bu etkiden daha az etkilendiği için özellikle düşey yönde altın tenör dağılımındaki değişkenlik daha düşük orandadır. Özetle Kestanebeleni damar sistemi üzerindeki lokal gerilmeler etkisinde gelişen deformasyon alanlarının, yanal (damar kalınlıkları boyunca) yayılımının dar bir alanda sınırlanması ve izole bireysel metre altı genişlikte kırık sistemlerinin varlığı optimal koşul dengelerin duraylılığını desteklemiştir.

Tüm bu kontrol mekanizmaları ile şekillenen Kestanebeleni damar sistemi, değişken jeokimyasal özelliklere ve geometrik formlara sahip altınca zengin damar bölümlerinden meydana gelmiştir. Yapılan geometrik ve sınırlı kinematik analizler, yaklaşık doğu-batı doğrultulu riyolitler arasındaki damar sisteminin, yerel olarak kuzeydoğu-güneybatı baskın yönlü genleşme rejimi etkisinde gelişimini önermektedir (Şekil 7.7).



Şekil 7.7 Kestanebeleni damarı genelleştirilmiş yapısal jeoloji haritası

KAYNAKLAR

Acocella, V., Gudmundsson, A., ve Funiciello, R. (2000). Interaction and linkage of extension fractures and normal faults: examples from the rift zone of Iceland. *Journal of Structural Geology, 22*, 1233-1246.

Anderson, E. M. (1951). The dynamics of faulting. *Transactions of the Edinburgh Geological Society, 8*, 387-402.

Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., ve Barka, A. (1999). Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology, 27*, 267-270.

Bodnar, R. J. (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H2O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 57*, 683-684.

Bodnar, R. J. (2003). Introduction to fluid inclusions. In R. J. Bodnar, I. Samson, A. Anderson, ve D. Marshall (Eds.). *Fluid inclusions: Analysis and interpretation* (1-8). Vancouver: Mineralogical Association of Canada.

Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., ve Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and Petrology of Recent Volcanics in the Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island). *Bulletin of Volcanology, 36*, 473-496.

Boucher, K. S. (2016). *The Structural and Fluid Evolution of the Efemçukuru Epithermal Gold Deposit, western Turkey.* Yüksek Lisans Tezi, The University of British Columbia, Vancouver.

Bosworth, W. (1985). Geometry of propagating continental rifts. *Nature, 316*, 625-627.

Bosworth, W. (1987). Off-axis volcanism in the Gregory rift, east Africa: implications for models of continental rifting. *Geology, 15*, 397-400.

Bott, M. H. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine, 96* (2), 110-117.

Boucher, K., ve Miskovic, A. (2015). *Geochronology of the Efemçukuru Au-deposit and the Seferihisar Horst Region: Extension-related magmatism and mineralization Western Anatolia.* Unpublished Report, Mineral Deposit Research Unit, Vancouver.

Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta, 16*, 61-81.

Bozkurt, E., ve Mittwede, S. K. (2005). Introduction: Evolution of continental extensional tectonics of western Turkey. *Geodinamica Acta, 18/3-4*, 153-165.

Breislak, S. (1818). *Institutions géologiques.* Milan: Imprimerie impériale et royale.

Brewster, D. (1823). IX. On circular polarisation, as exhibited in the optical structure of the Amethyst, with remarks on the distribution of the colouring matter in that mineral. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 9,* 139-152.

Burchfiel, B. C. (2008). The Aegean: A natural laboratory for tectonic. *Donald D Harrington Symposium on the Geology of the Aegean, 2*, 1-5.

Camprubi, A., ve Albinson, T. (2007). Epithermal deposits in Mexico - Uptade of current knowledge, and an empirical reclassification. *Geological Society of America Special Papers, 422*, 377-415.

Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J. J., Bonson, C. G., Nicol, A., ve Schöpher, M. P. (2009). A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. *Journal of Structural Geology, 31*, 117-127.

Cowie, P., Gupta, S., ve Dawers, N. H. (2000). Implications of fault array evolution for synrift depocentre development: insights from a numerical fault growth model. *Basin Research, 12*, 241-261.

Crawford, M. L. (1981). Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In M. L. Crawford (Ed.). *Fluid inclusions: Applications to Petrology* (75-100). Canada: Mineralogical Association of Canada.

Davy, H. (1822). XXVII. On the state of water and aëriform matter in cavities found in certain crystals. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 122,* 367-376.

Delaney, P. T., ve Pollard, D. D. (1981). *Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico.* Washington: United States Government Printing Office.

Emmons, W.H., (1918). *The principles of economic geology.* Newyork: McGraw-Hill.

Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun, İzmir ile Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 2,* 1-20.

Faulds, J. E., ve Varga, R. J. (1998). The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. E. J. Faulds, ve J. H. Stewart (Eds.). *Accommodation Zones and Transfer Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province* (1-45). America: GSA Special Paper 323.

Fossen, H., ve Rotevatn, A. (2016). Fault linkage and relay structures in extensional settings—A review. *Earth-Science Reviews, 154*, 14-28.

Gawthorpe, R. L., ve Hurst, J. M. (1993). Transfer zones in extensional basins: their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. *Geology Society of London, 150,* 1137-1152.

Gessner, K., Gallardo, L. A., Markwitz, C., Ring, U., ve Thomson, S. N. (2013). What caused the denudation of the Menderes Massif: Review of crustal evolution, lithosphere structure, and dynamic topography in southwest Turkey. *Gondwana Research, 24*, 243-274.

Giba, M., Walsh, J. J., ve Nicol, A. (2012). Segmentation and growth of an obliquely reactivated normal fault. *Journal of Structural Geology, 39*, 253-267.

Goldstein, R. H. (2003). Petrographic analysis of fluid inclusions. In A.Anderson ve D.Marshall, (Eds.). *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation* (9-53). Canada: Mineralogical Association of Canada.

Goldstein, R. H., ve Reynolds, T. J. (1994). Fluid inclusions and their origin. In *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals* (5-21). Oklahoma: Society for Sedimentary Geology.

Gupta, A., ve Scholz, C. H. (2000). A model of normal fault interaction based on observations and theory. *Journal of Structural Geology, 22*, 865-879.

Hedenquist, J. W., Arribas, R. A., ve Gonzalez, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Society of Economic Geology, 13*, 245-277.

Jackson, C. A., ve Rotevatn, A. (2013). 3D seismic analysis of the structure and evolution of a salt-influenced normal fault zone: a test of competing fault growth models. *Journal of Structural Geology, 54*, 215-234.

Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Pourhiet, L. L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denele, Y., Brun, J-P., Philippon, M., Paul, A., Salaün, G., Karabulut, H., Piromallo, C., Monie, P., Gueydan, F., Okay, A., Oberänslı, R., Pourteau, A., Augier, R., Gadenne, L., ve Driussi, O. (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonopysics, 597-598*, 1-33.

Karacık, Z., Genç, Ş. C., ve Gülmez, F. (2013). Petrochemical features of Miocene volcanism around the Çubukludağ graben and Karaburun peninsula, western Turkey: Implications for crustal melting related silicic volcanism. *Journal of Asian Earth Sciences, 73*, 199-217.

Karadağ, B., ve Oyman, T. (2019). The Relationship between physico-chemical properties of solutions and structural control on Efemçukuru hydrothermal mineralisation. *7 th International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, Turkey, 140.

Karaoğlu, Ö., ve Helvacı, C. (2012). Growth, destruction and volcanic facies architecture of three volcanic centres in the Miocene Uşak–Güre basin, western Turkey: Subaqueous–subaerial volcanism in a lacustrine setting. *Journal of Volcanology and Geothemal Research, 245*, 1-20.

Kaya, O. (1979). Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tekniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22*, 35-58.

Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy, 10*, 164-191.

Larsen, P. -H. (1988). Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *Journal of Structural Geology, 10*, 3-8.

Lofgren, G. (1971). Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research, 76* (23), 5635-5648.

Lofgren, G. E. (1985). *Eutectic growth of feldspar minerals from silicate melts.* Texas: NASA.

Lindgren, W. (1933). *Mineral Deposits* (4th ed.). Newyork: McGraw-Hill.

Milani, E. J., ve Davison, I. (1988). Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatoba rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics, 154*, 41-70.

Moncada, D. ve Bodnar, R. J. (2014). *Identification of target areas for future exploration in the Efemçukuru, Turkey, epithermal gold system based on fluid inclusions and mineral textures.* Unpublished Report, Department of Geosciences Virginia Tech, Blacksburg.

Morley, C. K., Nelson, R. A., Patton, T. L., ve Munn, S. G. (1990). Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *AAPG Bulletin, 74*, 1234-1253.

Nichol, W. (1828). Observations on the fluids contained in crystallized minerals. *Edinburgh New Philosophy Journal, 5* , 94-96.

Okay, A. (2008). Geology of Turkey: A Synopsis. . *Anschitt*, 19-42.

Okay, A., ve Siyako, M. (1991). İzmir Balıkesir arasında İzmir Ankara Neo-tetis kenedinin yeni konumu. *Türkiye ve Çevresinin Tektoniği-Petrol Potansiyeli* içinde (333-355). Ankara: Ozan Sungurlu Bilim, Eğitim ve Yardım Vakfı.

Okay, A., ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society Special Publications, 156*, 475-515.

Oyman, T., Minareci, F., ve Pişkin, Ö. (2003). Efemçukuru B-rich epithermal gold deposit (İzmir, Turkey). *Ore Geology Reviews, 23*, 35-53.

Podolsky, D. M., ve Roberts, G. P. (2008). Growth of the volcano-flank Koa'e fault system, Hawaii. *Journal of Structural Geology, 30*, 1254-1263.

Richards, J. P. (2015). Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews, 70*, 323-345.

Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R., ve Gessner, K. (2003). Tectonic denudation of a Late Cretaceous–Tertiary collisional belt: regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. *Geological Magazine, 140* (4), 421-441.

Roedder, E. (1962). Ancient fluids in crystals. *Scientific American, 4* (207), 38-47.

Roedder, E. (1972). Composition of fluid inclusions. M. Fleischer, (Ed.), *Data of Geochemistry* (6th ed.) (1-164). Washington: USA Government Printing Office.

Roedder, E. (1979). Orijin and significance of magmatic inclusions. *Bulletin de Mineralogie*, (102), 487-510.

Roedder, E. (1984). The origin of inclusions. In P. H. Ribbe, (Ed.), *Fluid Inclusions* (2nd ed.) (12-35). Michigan: BookCrafters.

Romdohr, P. (1980). *The ore minerals and their intergrowihs* (2nd ed.). Newyork: Pergamon Press.

Rosendahl, B. R., Reynolds, D. J., Lorber, B. C., McGill, J. S., Lambiase, J. J., ve Derksen, S. J. (1986). Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganykia. *Africa Geology Society of London Special Publications, 25*, 29-43.

Şengör, A. C., ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics, 75*, 181-241.

Sharp, I. R., ve Robertson, A. H. (2006). Tectonic-sedimentary evolution of the western margin of the Mesozoic Vardar Ocean: evidence from the Pelagonian and Almopias zones, northern Greece. In A. Robertson, ve D. Mountrakis (Eds.). *Tectonic Development of the Eastern Mediterrianean Region* (373-412). Trowbridge: Cromwell Press.

Shepherd, T. J., Rankin, A. H., ve Alderton, D. M. (1985). *A practical guide to fluid inclusion studies.* (7th ed.). Glasgow: Blackie Academic Professional.

Sillitoe, R. H., ve Hedenquist, J. W. (2003). Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. *Society of Economic Geologist, 101*, 315-343.

Simmons, S. F., White, N. C., ve John, D. A. (2005). Geological characteristic of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology, 29*, 485-522.

Soliva, R., ve Schultz, R. A. (2008). Distributed and localized faulting iv extensional settings: insight from the North Ethiopian Rift-Afar transition area. *Tectonics, 27*, 1-19.

Soliva, R., Benedicto, A., ve Maerten, L. (2006). Spacing and linkage of confined normal faults: Importance of mechanical thickness. *Journal of Geophysical Research, 111*, 1-17.

Sorby, H. C. (1858). On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *The Quarterly Journal of Geological Society of London, 14*, 453-500.

Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geologische Rundschau, 63*, 773-786.

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sciences Review, 12*, 1-33.

Taylor, B.E., (2007). Epithermal gold deposits, In W.D. Goodfellow, (Ed.), *A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods* (113-139). Canada: Mineral Deposits Division.

Tentler, T., ve Mazzoli, S. (2005). Architecture of normal faults in the rift zone of central north Iceland. *Journal of Structural Geology, 27*, 1721-1739.

Uzel, B., ve Sözbilir, H. (2008). A First Record of a Strike-slip Basin in Western Anatolia and Its Tectonic Implication: The Cumaovası Basin. *Turkish Journal of Earth Sciences, 17*, 559-591.

Uzel, B., Langereis, C. G., Kaymakçı, 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.

Uzel, B., Sözbilir, H., ve Özkaymak, Ç. (2012). Neotectonic Evolution of an Actively Growing Superimposed Basin in Western Anatolia: Th e Inner Bay of İzmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences, 21*, 439-471.

Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Kaymakçı, N., ve Langereis, C. G. (2013). Structural evidence for strike-slip deformation in the Izmir–Balıkesir transfer zone and consequences for late Cenozoic evolution of western Anatolia (Turkey). *Journal of Geodynamics, 65*, 94-116.

van Hinsbergen, D. J., ve Schmid, S. M. (2012). Map-view restoration of Aegean-west Anatolian accretion and extension since the Eocene. *Tectonics, 31*, 1-40.

Walsh, J. J., ve Watterson, J. (1991). Geometric and kinematic coherence and scale effects in normal fault systems. *Geological Society of London Special Publications, 56*, 193-203.

Walsh, J. J., Bailey, W. R., Childs, C., Nicol, A., ve Bonson, C. G. (2003). Formation of segmented normal faults: a 3-D perspective. *Journal of Structural Geology, 25* (8), 1251-1262.

Wilkinson, J. J. (2001). Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos, 55*, 229-272.

Willemse, E. J., Pollard, D. D., ve Aydın, A. (1996). Three-dimensional analyses of slip distributions on normal fault arrays with consequences for fault scaling. *Journal of Structural Geology, 18*, 295-309.

Yiğit, Ö. (2006). Gold in Turkey-a missing link in Tethyan metallogeny. *Ore Geology Reviews, 28*, 147-179.

Yiğit, Ö. (2009). Mineral deposits of Turkey in relation to Tethyan metallogeny: Implications for future mineral exploration. *Economic Geology, 104*, 19-51.

Yılmaz, H., Oyman, T., Arehart, G. B., Çolakoglu, A. R., ve Billor, Z. (2007). Low-sulfidation type Au–Ag mineralization at Bergama, Izmir, Turkey. *Ore Geology Reviews*, 81-124.

Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., ve Elmas, A. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop?. In E.Bozkurt, J.Winchester, ve J.Piper, (Eds.) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* (353-384). London: Geological Society Special Publications.