

**DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KARAAĞAÇ – (GEDİZ-KÜTAHYA), BAKLAN (BANAZ-
UŞAK) ÇEVRESİNDEKİ (MURAT DAĞI MASİFİ)
OFİYOLİT, GRANİT VE VOLKANİZMAYLA İLİŞKİLİ
BAZI CEVHERLEŞMELERİN MİNERALojİK
İNCELENMESİ**

Fevzi MİNARECİ

**Eylül – 2005
İZMİR**

**KARAAĞAÇ – (GEDİZ-KÜTAHYA), BAKLAN (BANAZ-
UŞAK) ÇEVRESİNDEKİ (MURAT DAĞI MASİFİ)
OFİYOLİT, GRANİT VE VOLKANİZMAYLA İLİŞKİLİ
BAZI CEVHERLEŞMELERİN MİNERALojİK
İNCELENMESİ**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Doktora Tezi
Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Maden Yatakları ve Jeokimya Anabilim Dalı**

Fevzi MİNARECİ

**Eylül – 2005
İZMİR**

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

FEVZİ MİNARECİ, tarafından PROF. DR. ÖZKAN PİŞKİN yönetiminde hazırlanan “KARAAĞAÇ (GEDİZ-KÜTAHYA), BAKLAN (BANAZ-UŞAK) ÇEVRESİNDEKİ-(MURAT DAĞI MASİFİ) OFİYOLİT, GRANİT VE VOLKANİZMAYLA İLİŞKİLİ BAZI CEVHERLEŞMELERİN MİNERALojİK İNCELENMESİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Özkan PİŞKİN

Yönetici

Prof. Dr. İsmet ÖZGENÇ
Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. Uğur KÖKTÜRK
Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. Eran NAKOMAN
Jüri Üyesi

Doç. Dr. İ. Sönmez SAYILI
Jüri Üyesi

Prof. Dr. Cahit HELVACI

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Öncelikle tez çalışmaları sırasında çalışmamın başlangıcından sonuçlandırılmasına kadar her türlü bilgi ve tecrübeleri, gösterdiği sabır ve anlayışla benden destek ve yardımlarını esirgemeyen danışman hocam Prof. Dr. Özkan PİŞKİN'e ; değerli yorumlarıyla katkıda bulunan Prof. Dr. İsmet ÖZGENÇ'e , konu belirleme çalışmalarım esnasındaki katkılarından dolayı Prof. Dr. Altan GÜMÜŞ'e, parlak kesitlerin incelenmesi ve çalışmalarımın sonuçlandırılmasında tartışmalarıyla beni yönlendiren Dr. Ahmet ÇAĞATAY'a, granit yaş tayini ve jeokimyasal analizlerde bana yardımcı olan Prof. Dr. Michel DELALOYE'a ve Cenevre Üniversitesi laboratuvar çalışanlarına, sözlü görüşmelerde bana destek veren Prof.Dr. Ergüzer BİNGÖL'e, yapıcı eleştirileri ve bilimsel görüşleriyle etkin katkılarda bulunan Yard.Doç.Dr.Tolga OYMAN'a ve Araş. Gör. Mehmet AKBULUT'a, ince kesit ve petrografik kayaç tanımlamalarında yardımcı olan Jeoloji Yük. Mühendisi Gönül KAYA'ya, arazi çalışmalarım sırasında ulaşım ve konaklamada yardımcı olan M.T.A. Genel Müdürü A. Kemal İŞIKER'e, Maden Etüd Daire Başkan Yardımcısı Dr. Ali İŞCAN'a, Ege Bölge Müdürleri Dr. Mehmet YILDIZ ve Sinan ARSLAN'a., kampta numune toplama ve karot alma sırasındaki yardımlarından dolayı Jeoloji Yük. Müh. Bülent BAYBURTOĞLU ve Jeoloji Yük. Müh. Cevdet ÇAKIR'a, arazi çalışmalarındaki yardımlarından dolayı Jeoloji Yük. Müh. Hayrettin ÖZEN'e, Jeoloji ve haritalama işlemlerinde tartışmalarıyla bana devamlı destek olan Jeoloji Mühendisi Fikret GÖKTAŞ'a, M.T.A. laboratuvarında sıvı kapanım çalışmaları esnasında yardımlarını esirgemeyen Jeoloji Yük. Mühendisi Gülay SEZERERKURU'ya, yazım çalışmalarım esnasındaki yardımlarından dolayı Jeoloji Yük. Mühendisi Fahrettin KAYHAN ve Ali ÇAKMAKOĞLU'na, Jeoloji Mühendisi Murat YÜKÜNÇ'e, Dr. Nuray ÖNOĞLU'na ve Jeoloji Mühendisi Baki GÜNAYDIN'a teşekkür ederim. Laboratuvarda parlak kesit hazırlama aşamalarında bana yardımcı olan Evren DEMİRKAYA'ya teşekkür ederim.

Ayrıca, çalışmalarım esnasındaki en büyük destekçilerim olan eşim Handan ve kızım Derya Özlem'e çok teşekkür ederim.

Fevzi MİNARECİ

**KARAAĞAÇ – (GEDİZ-KÜTAHYA), BAKLAN (BANAZ-UŞAK)
ÇEVRESİNDEKİ (MURAT DAĞI MASIFI) OFİYOLİT, GRANİT VE
VOLKANİZMAYLA İLİŞKİLİ BAZI CEVHERLEŞMELERİN
MİNERALOJİK İNCELENMESİ**

ÖZ

Batı Anadolu tektonik birliklerinden Afyon-Tavşanlı Zonu ve Menderes Masifi sınırında yer alan çalışma alanında stratigrafik istif, alttan üste doğru aralarında yer yer bindirmeler ve uyumsuzluklar bulunan Paleozoyik, Mesozoyik ve Miyosen yaşlı birimlerden oluşur. İstifin Ante Miyosen kısmı Baklan Graniti tarafından katedilmiş ve içinde tektonik dilimler şeklinde ofiyolitik kayalar bulunurken, tamamı Karacahisar volkanitleri tarafından kesilerek kısmen örtülmüştür.

Baklan Graniti'nde en yaygın kayaç türü granodiyorittir. Kenar zonlarındaki anklav ve ptiigmatitik damarlar ve yan kayalarının kaotik görünümü, sokulumun sığ derinliklerde gerçekleştiğine işaret edebilir. Tüm kayaç jeokimya çalışmaları, Baklan Graniti'nin I tipi doğasını ve çarpışma ile eş zamanlı oluşumunu göstermektedir.

K-Ar yöntemiyle bu granitin tüm kayaç örneklerinde ; 20.30, 21.57 ve 25.09 m.y. (milyon yıl) biyotitlerinde 18.72 m.y., 18.73 m.y. ve 25.40 m.y.; hornblendlerinde ise 35.48 m.y. yaşları elde edilmiştir. Elde edilen son değer granitin kristalleşme; ilk değerler ise tektonik olaylardan etkilenme periyodu olarak yorumlanmıştır.

Çalışma alanının volkanikleri subalkalin karakterlidir. Çoğunluğu dasitik, andezitik türdedir. İz element verileri hem granitin hem de volkanitlerin aynı kökenden türemiş olabileceğini işaret eder.

Çalışma alanının cevherleşmeleri plütonik ve volkanik hidrotermal gruplarda toplanır. Plütonik hidrotermal cevherleşmelerin ana parajenezi pirit, sfalerit, kalkopirit, galen, ikincil parajenezi serüzit, smitsonit, kovellin, pirolüsit, limonit (götüt), malakit ve azuritten oluşmuştur. Bu cevherleşmelerde kuvars, sfalerit ve

kalsitler üzerinde yapılan sıvı kapanımlarından elde edilen yüz kırk ila iki yüz elli santigrad derece aralığındaki homojenleşme sıcaklıkları epitermal sonu mezotermal başlangıcı koşulları işaret etmektedir. Geniş ısı aralığı hidrotermal etkinliğin uzun süreli veya tekrarlanmalı olarak geliştiğini gösterir.

Volkanik hidrotermal cevherleşmeler Deliktaş ve Oğrulca bölgelerindeki antimon oluşumları ile bölgede yaygın silisleşmelere neden olmuştur. Antimon cevherleşmelerinin ana mineral parajenezi antimonit, bertiyerit, pirit, kalkopirit, sekonder antimon oksit, servantit ve limonit (götit) şeklindedir.

Anahtar Kelimeler: Karaağaç, Baklan, Murat Dağı, Baklan Graniti, ofiyolit, plutonik hidrotermal, volkanik hidrotermal cevherleşme.

**MINERALOGICAL INVESTIGATION OF SOME MINERALIZATIONS
(KARAAĞAÇ, GEDİZ-KÜTAHYA AND BAKLAN, BANAZ-UŞAK)
RELATED TO OPHIOLITE, GRANITE AND VOLCANISM AROUND
MURAT DAĞI MASSIF**

ABSTRACT

Study area located at intersection of Afyon-Tavşanlı Zone and Menderes Massif consists of Paleozoic, Mesozoic and Miocene formations . Formation boundaries are locally controlled by unconformities and thrusts. Ante Miocene part of succession is cut by Baklan Granite and includes tectonic ophiolitic slabs. All of these lithological units are cut and partially overlaid by Karacahisar Volcanites.

Granodiorite is the most wide-spread rock type in Baklan Granitoide. Enclaves and ptigmatitic veins in marginal zones of the pluton and chaotic surrounding rocks suggest shallow emplacement of Baklan Granitoide. Whole rock geochemical data indicate I type nature and syn-collisional settings for Baklan Granodiorite.

The whole rock samples yield 20.30, 21.57 and 25.09 m.a. K-Ar ages. Biotites of the granitoide yields 18.72, 18.73 m.a. and 25.40 m.a. K-Ar ages. Hornblende give 35.48 m.a. age. Probably, the last and the oldest age indicate crystallisation age and the precedent ages reflect age interval of the tectonic events which affect the Baklan Granitoide.

The volcanic rocks of the study area exhibite subalkaline character. Most of them are dasitic and andesitic in composition. Trace element data suggest same source for both granite and volcanites.

The mineralization of the study area are classified in plutonic and volcanic hydrothermal groups. Main paragenesis of the plutonic hydrothermal mineralization is represented by pyrite, sphalerite, chalcopyrite, galena, and the secondary paragenesis consists of seruzite, smithsonite, covellite, pyrolusite,

limonite(goethite), malachite and azurite. Homogenisation temperatures from the fluid inclusions of quartz, sphalerite and calcite indicate a temperature interval between hundred forty and two hundred fifty degrees which reflects end of epithermal and beginning of mesothermal conditions. Wide interval of homogenisation temperature indicates a long lasting and repetitive hydrothermal activity.

Volcanic hydrothermal mineralization gave rise to antimony occurrences and intense silisification in Deliktaş and Oğrulca districts. The main paragenesis of antimony mineralisation contains antimonite, berthierite, pyrite, chalcopyrite secondary antimony ochre, servantite, limonite(goethite).

Keywords: Karaağaç, Baklan, Murat Dağı, Baklan Granitoid, ophiolite, plutonic hydrothermal, volcanic hydrothermal mineralization.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ.....	iv
ABSTRACT.....	vi
BÖLÜM BİRGİRİŞ.....	1
1.1. Çalışma Alanının Yeri.....	1
1.2. Çalışma Alanının Amacı Ve Yöntemleri.....	3
1.3. Önceki Çalışmalar.....	4
BÖLÜM İKİ ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ.....	10
2.1. Çalışma Alanının Türkiye Jeolojisindeki Yeri	10
2.1.1. Paleozoyik.....	10
2.1.2. Mesozoyik.....	11
2.1.2.1. Triyas.....	12
2.1.2.2. Jurasik.....	12
2.1.2.3. Kretase.....	13
2.1.3. Senozoyik.....	13
2.1.3.1. Paleojen.....	13
2.1.3.2. Neojen.....	14
2.2. Yapısal Jeoloji.....	14
2.2.1. Katmanlanma ve Yapraklanmalar.....	14
2.2.2. Kıvrımlar.....	15
2.2.3. Uyumsuzluklar.....	15
2.2.4. Faylar.....	16
2.2.5. Bindirmeler.....	17
2.3. Çalışma Alanının Stratigrafisi.....	17
2.3.1. Paleozoyik.....	17
2.3.1.1. Baybuyan Formasyonu.....	17
2.3.1.2. Arıkaya Formasyonu.....	21

2.3.2. Mesozoyik.....	23
2.3.2.1. Kırkbudak Formasyonu.....	23
2.3.2.2. Çiçeklikaya Formasyonu.....	26
2.3.2.3. Murat Dağı Melanji.....	27
2.3.3. Senozoyik.....	31
2.3.3.1. Baklan Graniti.....	31
2.3.3.2. Kırantarla Formasyonu.....	32
2.3.3.3. Karacahisar Volkanitleri.....	34
2.3.3.3.1. Riyolitik-Riyodasitik Tüf Üyesi.....	34
2.3.3.3.2. Riyolit-Riyodasit Üyesi.....	36
2.3.3.3.3. Trakiandezit-Andezit Üyesi.....	37
BÖLÜM ÜÇ PETROGRAFI.....	39
3.1. Plütonik Kayaçlar.....	39
3.1.1. Granitik Kayaçlar.....	39
3.1.2. Ultramafik Kayaçlar.....	46
3.2. Metamorfizma Kayaları.....	47
3.2.1. Metazomatik Metamorfitler.....	47
3.2.2. Bölgesel Metamorfizma Kayaçları.....	48
3.3. Volkanik Kayaçlar.....	48
3.3.1. Riyolitik ve Riyodasitik Kayaçlar.....	49
3.3.2. Traki-Andezitler.....	49
3.3.3. Andezitler.....	50
3.3.4. Bazaltik Andezitler.....	51
3.4. Kuvars Damar ve Damarcıkları ve Silisleşmiş Kayaçlar.....	52
3.4.1. Kuvars Damar ve Damarcıkları.....	53
3.4.2. Silisleşmiş Kayaçlar.....	54
3.5. Baklan Granitinin Radyometrik Ölçümleri.....	56
BÖLÜM DÖRT KAYAÇ KİMYASI.....	62
4.1. Analitik Metodlar.....	62
4.2. Granitoidlerin Jeokimyası.....	62

4.3. Volkanik Kayaçların Jeokimyası.....	73
4.4. Silisli Alterasyon.....	80

BÖLÜM BEŞ CEVHERLEŞME İNDİSLERİ, CEVHERLEŞMELER VE MİKROSKOPİK İNCELEMELERİ.....96

5.1. Çalışma Alanında Cevherleşmeler Hakkında Yapılan Önceki Çalışmalar.....	96
--	----

5.2. Murat Dağı – Baklan Mevkii.....	97
--------------------------------------	----

5.2.1. Birinci Galeri Cevherleşmeleri.....	99
--	----

5.2.1.1. Gang Mineralleri.....	106
--------------------------------	-----

5.2.1.2. Cevher Mineralleri.....	107
----------------------------------	-----

5.2.2. İkinci Galeri Cevherleşmeleri.....	117
---	-----

5.2.2.1. Cevher Mineralleri.....	119
----------------------------------	-----

5.3. Karaağaç Yöresi.....	129
---------------------------	-----

5.3.1. Şırşır Çeşme Fe-Ni-Co Cevherleşmesi.....	130
---	-----

5.3.1.1. Cevher Mineralleri ve Parajenezi.....	131
--	-----

5.3.2. Deliktaş Tepe Antimon Cevherleşmesi ve Tepezçalı Tepe Civa cevherleşmesi.....	136
--	-----

5.3.2.1. Deliktaş Tepe Antimonit Cevherleşmesi ve Parajenezi.....	137
---	-----

5.3.2.2. Tepezçalı Tepe Civa Cevherleşmesi ve Parajenezi.....	140
---	-----

5.3.3. Muratdağı (Oğrulca) Antimon Cevherleşmesi.....	141
---	-----

5.3.3.1. Cevher Parajenezi.....	143
---------------------------------	-----

5.3. Sıvı Kapanım Çalışmaları.....	149
------------------------------------	-----

BÖLÜM ALTI SONUÇLAR.....160

KAYNAKÇA.....162

EK: Çalışma Alanının Jeoloji Haritası (Bingöl, 1974, 1977; Günay ve diğer., 1986)

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

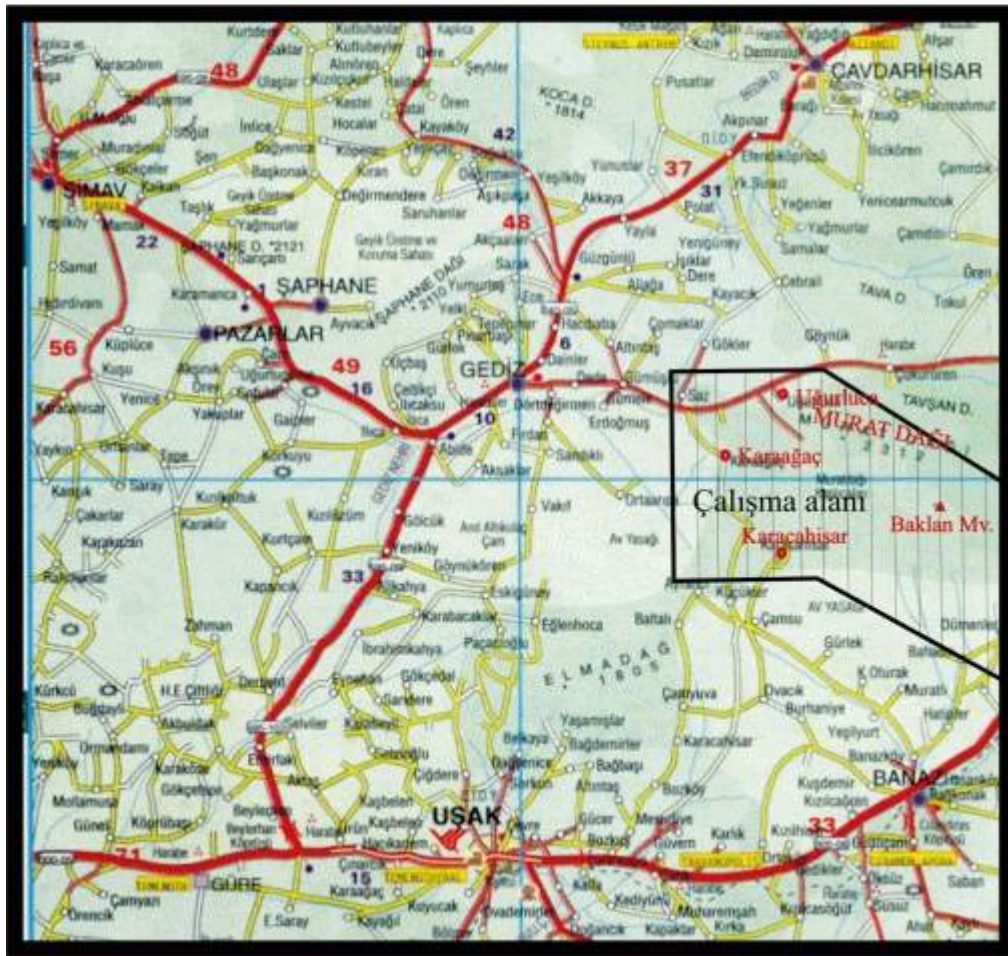
1.1 Çalışma Alanının Yeri

Çalışma alanı, Uşak şehir merkezinin kuzeydoğusunda yer alan Murat Dağı Masifi'nin güney, güneydoğu ve güneybatı kesimlerini kapsar (Şekil.1).

İncelenen alanın batısında Karaağaç, kuzeybatısında Uğurluca, güneyinde Karacahisar yerleşim merkezleri; doğusunda Baklan Mevkii bulunur. Arazinin kuzeybatı kesimleri oldukça yüksek ve sarpdır; yükseklikler güneye doğru giderek azalır. Çalışma alanının kuzeybatısındaki Murat Dağı silsilesinin en yüksek kesimleri (Bakınız jeolojik harita Ek 1.), ultramafitlerden oluşan Kartal Tepe (2289 m), Mermerüstü Tepe (2222 m), Öküzkayası Tepe (2213 m)'dir. Bu yükseltilerin güneyinde, Baklan Graniti'nin yarattığı kontakt metamorfizma zonu içinde Baklan Tepe (1984 m) yer alır. Arıkaya kireçtaşları, Şalbalı Tepe (2144 m), Çatmalımezarı Tepe (1989 m), Söbealanınkaş Tepe (1702 m) yükseltilerini oluşturur. Baklan Graniti'nin G-GD'sunda yayılımı bulunan Çiçeklikaya Formasyonu üzerindeki yükseltiler, Çiçekli Tepe (1607 m), Çiçeklikayası Tepe (1602 m), Arsakkayası Tepe (1553 m), Avdan Tepe (1578 m) ve Tanışman Tepe (1688 m)'dir. Karaağaç ile Karacahisar arasında yüzeyleyen ultramafitler üzerindeki en önemli yükseltiler, Kazıkbatmaz Tepe (1851 m), Sakızocak Tepe (1543 m), Tozrakgedik Tepe ve Şırşır Tepe'dir. Karaağaç doğusundaki melanj kütleleri üzerindeki başlıca yükseltiler, Tepezçalı Tepe (1627 m), Deliklitaş Tepe (1629 m) ve Asarkayası'dır.

Yörenin en önemli akarsu sistemi, GB yönünde akan Murat Dağı Deresi ile yan kolları olan Çaylak Dere, Baybuyan Dere ve Gerdimelik Dere'dir.

.



Şekil 1.1. Çalışma alanının Yer Bulduru Haritası

Sınırları yukarıda kabaca belirtilen yörede cevherleşmeleri incelenen yaklaşık 10 km²'lik çalışma alanı, 1:25.000 ölçekli K23-a1, a2 ve kısmen a3 topografik paftalarında yer alır.

Karasal iklimin egemen olduğu bölgede, yağışlar kış aylarında genellikle kar şeklindedir ve ısı -17°C derecenin altına düşebilmektedir. Nisan ve Mayıs ayları yağmurludur. Yazları ise oldukça kuraktır, sıcaklık $+37^{\circ}\text{C}$ derecenin üstüne çıkabilir. Bitki örtüsü çoğunlukla çam ağaçlarından oluşur. Ulaşım için iki ayrı seçenek vardır. Birinci seçenikle İzmir-Ankara asfaltından çalışma sahasının batısındaki Karaağaç'a ulaşılır. İkinci seçenek ise, sahanın doğusunda bulunan Baklan mevkiine gitmek için tercih edilmelidir. Batıdan doğuya, düzgün olmayan stabilize köy ve orman yollarıyla ulaşmak mümkündür .

1.2 Çalışmanın Amacı ve Yöntemleri

Çalışma alanı, tektonik karmaşıklığı yanında litolojik zenginliği ve cevherleşme çeşitliliği ile özellik sunmaktadır. Farklı tür kayaçlarla birlikte, farklı mekanizmalarla oluştukları düşünülebilecek çok sayıda işletilmiş, zuhur olarak belirlenmiş veya jeokimyasal anomalileri saptanmış civa, antimon, kurşun ve hatta altın zenginleşmeleri söz konusudur. Çalışma, bu cevherleşmelerden bazılarının oluşum ortamlarının ve koşullarının anlaşılmasına, varsa aralarındaki ilişkinin ortaya çıkartılmasına yaklaşım sağlamak amacıyla yapılmıştır.

Ana amaç cevherleşme jenezisiyle sınırlandırıldığı için, çalışma alanının genel jeolojisi konusunda Günay ve diğ. (1986)' nin jeoloji haritalarından yararlanılmış ve yeni gözlemler doğrultusunda yer yer değişikliklere gidilmiştir. Çalışma alanındaki cevherleşmelerden 650 adet parlak kesit, 220 adet ince kesit ve 20 adet sıvı kapanım numunesi hazırlanmış ve incelenmiş; 39 adet tüm kayaç major ve iz element analizi ve 3'ü tüm kayaçtan, üçü biyotitlerden ve biri amfibollerden olmak üzere granitik kayaçlardan toplam 7 adet radyometrik yaş tayini yapılmıştır. Yöntemlerin detaylı açıklamaları ilgili bölümlerde verilmiştir.

1.3 Önceki Çalışmalar

Karmaşık jeolojik yapısıyla Murat Dağı Masifi, uzun yıllardan beri jeologların ilgi odağı olmuş ve üzerinde çok sayıda araştırma yapılmıştır.

Öncü çalışmalar Tchihatcheff (1869), Phillipson (1915), Hamilton ve Strickland (1940) tarafından yapılmıştır. Bölgedeki çalışmalar yirminci yüzyılın ikinci yarısında giderek artmış, özellikle inceleme alanının kuzeyinde kalan sahalarda çok sayıda inceleme yapılmıştır.

Wijkerslooth (1941), iç Ege bölgesindeki granit intrüzyonları için Geç Paleozoyik, serpantinitler için Paleozoyik'ten eski yaşlar ileri sürmüştür (Bingöl, 1977).

Tokay ve Bayramgil (1947), Uşak kuzeyindeki alanın 1/100.000 ölçekli jeolojik haritasını yaparak metamorfitletler ile Mezozoik ve Neojen yaşlı kayaları ayırtlamışlar; Neojen kayalarının göllerde çökeldiğini ve bölgenin Neojen sonunda yükseldiğini ileri sürmüşlerdir.

Baykal (1954), Murat Dağı güneyindeki alanda çalışmış, metamorfik kayalar ile Mezozoik ve Neojen yaşlı kayaların stratigrafisini ve yapısal jeolojisini incelemiştir.

Colin (1955), Murat Dağı doğusunda yaptığı incelemelerde ofiyolitli serinin Jura Alt Kretase veya daha yaşlı; bunların üzerinde gördüğü çörtlü kireçtaşı ve radyolaritlerin Üst Kretase; alttaki kristalize kireçtaşlarının Permo-Karbonifer; en altta bulunan şist, kuvarsit ve kumtaşı istifinin ise Devoniyen yaşlı olduğunu ileri sürmüştür.

Ketin (1960)'in Türkiye Tektonik Haritası'nda Murat Dağı bölgesi metamorfitletlerinin Laramiyen orojenik fazında kıvrımlandığını, bazik ve ultrabazik kütlelerin Alpin ofiyolitleri simgelediğini, Eğrigöz granodiyoritinin ise Alpin döneme ait intrüzyonlar kapsamında bulunduğunu belirtilir. Aynı araştırmacı daha

sonra (Ketin, 1984), Uşak ve dolaylarında Orta-Üst Miyosen’de riyolitik, riyodasitik, trakiandezitik lav, tuf ve anglomeralar; Alt-Orta Pliyosen’de ise andezit, dasitik türde lav, tuf, anglomeralarla temsil edilen üç kalk-alkalen volkanik evre ayırtlar. Üst Miyosen- Alt Pliyosen yaşlı lavlardaki kalk alkalen nitelik zayıflamıştır. Ketin’e göre Uşak yöresindeki Alt- Orta Pliyosen’de sona eren bu kalkalkalen volkanizmanın ardından, son olarak Üst Pliyosen’de alkali bazaltik lavlar gelişir. Araştırmacı tektonik açıdan Uşak Gediz arasında , Murat Dağı’nın merkezi kısmında, Üst Kretase yaşlı Ofiyolitik Karmaşığın (melanj) altında, Jura yaşlı metamorfitlelerin (Aşağı Belova Formasyonu) bir pencere halinde yüzeylendiğini belirtir.

Akkuş (1962), Kütahya-Gediz arasındaki incelemelerinde epimetamorfik kayaların Paleozoik yaşlı olduğunu ve bunların Mesozoik kireçtaşları ile örtüldüğünü ileri sürer. Rekrystalize kireçtaşları ve serizitli şistlerin Kretase yaşlı ofiyolitlerle ilişkisine değinen araştırmacıya göre, serpantinitle intrüzif olarak yerleşmiştir. Kristalize kireçtaşı ve şistler, bu intrüzyonlarla alt seviyelerden kopartılarak getirilmişlerdir.

Kalafatçioğlu (1962), Tavşanlı-Dağardı bölgesinin jeolojisini çalışmış, metamorfitlelerin Permian kireçtaşlarıyla örtüldüğünü saptamıştır. Yazara göre, Permian sonundaki Varistik orojenezle bölge yükselmiş ve asit intrüzyonlar gelişmiştir. Bölgedeki kalın kireçtaşı istifisi olasılıkla Triyas ve Jura’ya karşılık gelmektedir; Üst Kretase uyumsuzdur ve üzerine fliş çökelleri gelir. Bu seri, ofiyolit intrüzyon ve ekstrüzyonlarıyla ilişkilidir. Neojen, kırıntılı, tatlı su ve volkanik fasiyeslerdedir.

Balıkesir ile Kütahya arasındaki bölgeyi inceleyen Kalafatçioğlu (1964), Paleozoyik yaşlı metamorfik temel üzerine uyumsuzlukla gelen Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı kireçtaşı istifinin üzerinde fliş ve melanj fasiyeslerinde Üst Kretase’nin bulunduğunu saptar. Neojen, kaba ve ince kırıntılı çökeller, çörtlü kireçtaşı ve volkanitlerden yapılıdır.

Mariko (1970), Murat Dağı yöresinde civa cevheri yataklarının jeolojisini incelemiş, Murat Dağı güneybatısında 1/25.000 ve 1/10.000 ölçekli jeoloji haritaları yaparak, metamorfitlere Permiyen Mesozoik; konglomera ve kumtaşlarına Paleojen; gölssel kireçtaşı ve volkanitlere Neojen yaşı vermiştir. Araştırmacı, metamorfitler içine “diskordans bir şekilde intrüzyon” yaptığını ileri sürdüğü serpantinleri Kretase; granodiyoriti Üst Kretase yaşında düşünmüştür.

Brinkman (1972), bölgedeki ofiyolit yerleşimini, sığ Tetis’te gelişerek yerel derin hendeklere dolan radiolarit-ofiyolit malzemesinin, kompresyon sonucu Orta Kretase’de yükselmesine bağlamıştır.

Öztunalı (1973)’ya göre kalkalkali Eğrigöz graniti anateksitiktir ve Alpin dönem ürünüdür; yaşı, Rb/Sr yöntemiyle 167 ± 14 my, K/Ar yöntemiyle 217 ± 33 my olarak hesaplanmıştır.

Bingöl (1974), 1/2.500.000 ölçekli Türkiye Metamorfizma Haritası’nda Murat Dağı Ofiyolitlerini glokofan şist içeren melanaj, metamorfitlerini ise yeşil şist fasiyesi olarak belirlemiştir.

Gün ve diğ. (1976), Bölgedeki Tersiyer havzalarının stratigrafik deneştirmesini yaparak, fasiyes türlerini ortaya koymuşlardır.

Bingöl (1977), Murat Dağı’nın bir bölümünü (K23 - a2, a3) kapsayan inceleme alanındaki en yaşlı birimin, Jura yaşlı “Aşağı Belova Formasyonu” olduğunu belirtir. Formasyon, yeşil şist fasiyesinin “kuvars-albit-muskovit-klorit” subfasiyesi metamorfizması geçirmiş, kaba taneli metakumtaşı ve metasilttaşlarından yapıllı “Yargedik Tepe Üyesi” ile onunla yanal-düşey geçişli “Çiçeklikaya Dolomitik Kireçtaşı Üyesi”nden kuruludur. Aşağı Belova Formasyonu, çeşitli boyutlarda sedimanter (çörtlü kireçtaşı, radyolarit), magmatik (peridotit, spilit, tuf) ve metamorfik (şist, mermer) kaya kütleleri kapsayan Üst Kretase yaşlı melanajla (“Murat Dağı Melanjı”) örtülür. Araştırmacı, kristalleşme yaşını Sr/Sr, Rb/Sr yöntemini kullanarak 52 ± 7 m.y. (Geç Paleosen - Erken Eosen) olan “Baklan

Graniti” ile 16.9 ± 0.2 m.y. ve K/Ar yöntemi ile 20.9 ± 0.5 m.y. (Erken Miyosen) gibi yaşlar veren asidik “Karacahisar Volkanitleri”nin, kimyasal bileşimleri açısından, benzerlik ve aykırılık gösteren magmalardan türemiş olabileceklerini ileri sürer. Tersiyer tortullaşması, olası Paleojen yaşlı kaba detritiklerden oluşan “Belova Formasyonu” ile başlar. Birim, altta monojenik alüviyal (“Küllüce Tepe Üyesi”), üstte polijenik flüviyal (“Çöldere Üyesi”) çakıltaşlarından yapılıdır. Belova Formasyonu’nu uyumsuzlukla üstleyen “Kırantarla Formasyonu”, bağlı Erken Miyosen yaşlıdır ve egemen olarak flüviyal kırıntılardan oluşur. Birimin içinde yer alan Karacahisar Volkanitleri, riyolit-riyodasit bileşimli lavlar ve riyolitik tüfler ile simgelenir. Olası Pliyosen yaşlı kaba detritikleri kapsayan “Burhaniye Formasyonu”, Karacahisar Volkanitleri’ni uyumsuzlukla örter.

Ercan ve diğ. (1978), inceleme alanının güney sınırında, Uşak yöresindeki geniş bir alanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasını yapmışlar, Paleozoyik, Mesozoyik, Senozoyik yaşlı kaya birimlerini ayırtlayarak bölgenin ayrıntılı stratigrafisini ortaya koymuşlardır.

Bailey ve Yıldız (1978), Murat Dağı yöresindeki civa yataklarını araştırmak amacıyla bölgenin jeolojik haritasını hazırlamışlardır. Granodiyorit Paleosen yaşında olduğunu; mermer, şist ve fillatların Permian yaşında olup temeli oluşturduklarını ve bunların üzerine Jura yaşında dolomitik kireçtaşı, kuvarsit ve fillitlerin geldiğini; Kretase yaşında düşündükleri serpantinlerin diğer birimleri örttüğünü belirtmişlerdir. Tersiyer serileri olarak tanımladıkları ve tabanda serpantin elemanlı konglomeralarla başlayıp kumtaşı, kıltaşı, riyolit ve dasitlerle devam eden litolojilerin, kendilerinden yaşlı tüm kaya birimlerini örttüğünü belirlemişlerdir.

Akdeniz ve Konak (1979)’ın, Simav, Emet, Tavşanlı, Dursunbey, Demirci çevrelerini kapsayan inceleme alanlarının temel kayalarını, Prekambriyen’de çökelmiş ve Hersiniyen öncesinde geçirdikleri metamorfizmayla migmatitleşmiş pelitik sedimanlar oluşturur (“Dolaylar” ve “Kalkan” formasyonları). Yüksek dereceli bu metamorfizmler üzerine belirgin olmayan bir uyumsuzlukla gelen yeşil şist

fasiyesindeki “Sarıcasu formasyonu, üste doğru, olasılıkla Permiyen yaşlı kristalize kireçtaşlarına (“Arıkaya formasyonu”) derecelenir. Açılı uyumsuzlukla Arıkaya formasyonu’nu örten alüviyal “Kırkbudak formasyonu” Üst Triyas (Noriyen - Resiyen) yaşlıdır ve Mesozoyik tortullaşmasının başlangıcını yansıtır. Yanal-düşey geçiş ilişkisiyle Kırkbudak detritiklerini üstleyen “Budağan kireçtaşı”, Üst Triyas - Maestrihtiyen aralığında çökelmiş karbonat istifini tanımlar. Çeşitli boyutlarda kireçtaşı blokları ve Senoniyen yaşlı pelajik kireçtaşı mercekleri kapsayan “vahşi fliş” görünümündeki “İmranlı formasyonu”, Budağan kireçtaşı ile “Dağardı melanji” arasında tektonik konumludur. Maestrihtiyen sonu - Eosen başı arasında yerleştiği varsayılan Dağardı melanji, sedimanter, metamorfik, bazik ve ultrabazik kayalardan oluşmuştur. Melanji kesen “Eğrigöz graniti”nin bağıl yaşı, Erken Eosen sonrasındır. Neojen tortullaşmasının başlangıcını yansıtan alüviyal “Taşbaşı formasyonu”, Eğrigöz granitini uyumsuzlukla örter. Yanal-düşey geçiş ilişkisiyle alüviyal çökelleri üstleyen ve marn-killi kireçtaşı ardışık istifleriyle simgelenen “Kızılbük formasyonu”, riyolit, riyodasit, dasit, andezit bileşim aralığındaki “Civanadağ tüfleri” ve “Akdağ volkanitleri” tarafından örtülür. Yersel olarak ince bir çakıltaşı düzeyi ile başlayan gölsel “Hisarcık formasyonu”, yeşil renkli marn, kıltaşı, tuf, kireçtaşı araldanmasından oluşur ve bor oluşukları kapsar. Birim, üste doğru, gölsel kireçtaşı ile simgelenen “Emet formasyonu”na derecelenir. Kaba detritiklerden oluşan alüviyal “Toklargölü formasyonu”, “Naşa bazaltı” tarafından kesilir.

Leflef (1980), Uşak doğusundaki karasal Neojen tortullaşmasının çökeltme ortamlarını incelemiş ve havzanın paleocoğrafik gelişimini yorumlamıştır. Bu çalışmada, “Alt ve/veya Orta Miyosen yaşlı” olduğu ileri sürülen tortul istif, çökeltme ortamlarına göre sekiz birime ayrılarak incelenmiştir. Bu birimler, alttan üste, “MA Birimi” (Alüvyon yelpazesi çökelleri), “MB Birimi” (Irmak yatağı çökelleriyle simgelenen akarsu oluşukları), “MC Birimi” (Taşkın ovası çökelleriyle simgelenen akarsu oluşukları), “MD Birimi” (Riyolitik tuf ve aglomera), “ME Birimi” (Göl ve taşkın ovası çökelleri), “MF Birimi” (Aşağı delta düzlüğü çökelleri), “MG Birimi” (Yukarı delta düzlüğü çökelleri) ve “MV Birimi” (Elmadağı volkanitleri)’dir. MV Birimini uyumsuzlukla üstleyen “Pliyosen” istifi, altta örgülü akarsu ve üstte gölsel çökellerden oluşur.

Murat Dağı-Gediz dolaylarının genel jeolojisini çalışan Günay ve diğ. (1986)'ne göre, yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş çeşitli şist ve mermerler gözlenebilen en yaşlı kayatürü topluluğudur. “Baybuyan Formasyonu” adıyla tanımlanan Paleozoyik yaşlı bu şistler, üstleyen “Arıkaya Formasyonu”nun mermerleri ile düşey geçişlidir. Paleozoyik birimleri üzerine açısız uyumsuzlukla gelen Mesozoyik yaşlı çökellerin tabanında Üst Triyas - Alt Jura yaşlı kırıntılılardan oluşmuş “Kırkbudak Formasyonu” bulunur. Sığ denizel fasiyesteki bu kırıntılılar, platform karbonatlarının simgelediği Üst Triyas yaşlı “Şaphane Dağı Kireçtaşı” ile yanal; dolomitik ve çörtlü kireçtaşlarından oluşan Jura yaşlı “Çiçeklikaya Formasyonu” ile düşey geçişlidir. Bu karbonatlar, Üst Kretase yaşlı ve okyanusal fasiyesteki çökel kayalar, bazik volkanitler ve ultramafitlerden yapılı tektonik bir karmaşık olan “Murat Dağı Melanjı” tarafından tektonik dokanakla örtülür. Yerleşimini Paleosen öncesinde tamamlamış olan Murat Dağı Melanjı, kuzeyden aktarılmış olmalıdır. Melanjı ve melanjdan daha yaşlı birimleri kesen Paleosen yaşlı “Baklan Graniti”, yarattığı kontak metamorfik etkilerle yersel olarak ekonomik değer taşıyan cevher yatakları oluşturmuştur. Ekonomik boyutlarda olabilecek Co ve Ni cevherlerini içeren silisifiye kayalar ise ultramafiklerle ilişkilidir. Neojen öncesi birimleri açısız uyumsuzlukla üzerleyen ve kendi içlerinde aşmalı olan Miyosen çökellerinin tabanında, alüvyal “Kürtköy Formasyonu” yer alır. Yanal-düşey geçiş ilişkisiyle birimi üstleyen fluvial Yeniköy Formasyonu, bölgede geniş yayımlıdır ve volkanitlerle yanal giriktir. Ortaç ve asidik karakterdeki Miyosen Volkanitleri “Karacahisar Volkanitleri”, bazik karakterli olanlar ise “Dereköy Bazaltı” adlarıyla ayırtlanmıştır. Kırıntılılar ile gölsel kireçtaşı ardalanmasından oluşan ve bölgenin ekonomik bor oluşuklarını kapsayan “Hisarcık Formasyonu”, bu birimleri uyumsuzlukla örter. Geçiş ilişkisiyle Hisarcık Formasyonu üzerine gelen “Emet Formasyonu”, “Güzüngülü Bazaltı” tarafından kesilen gölsel kireçtaşlarından oluşur.

BÖLÜM İKİ

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

Çalışma alanının jeolojik karmaşıklığı büyük ölçüde bölgenin Menderes Masifi'nin kuzeydoğu ucunda Torid'lerle Anatolid'lerin sınırında yer almasından kaynaklanır (Ketin, 1960). Bu yapısal birliklerin litostratigrafik, paleotektonik özelliklerinin izlerini görmek mümkündür.

2.1 Çalışma Alanının Türkiye Jeolojisindeki Yeri

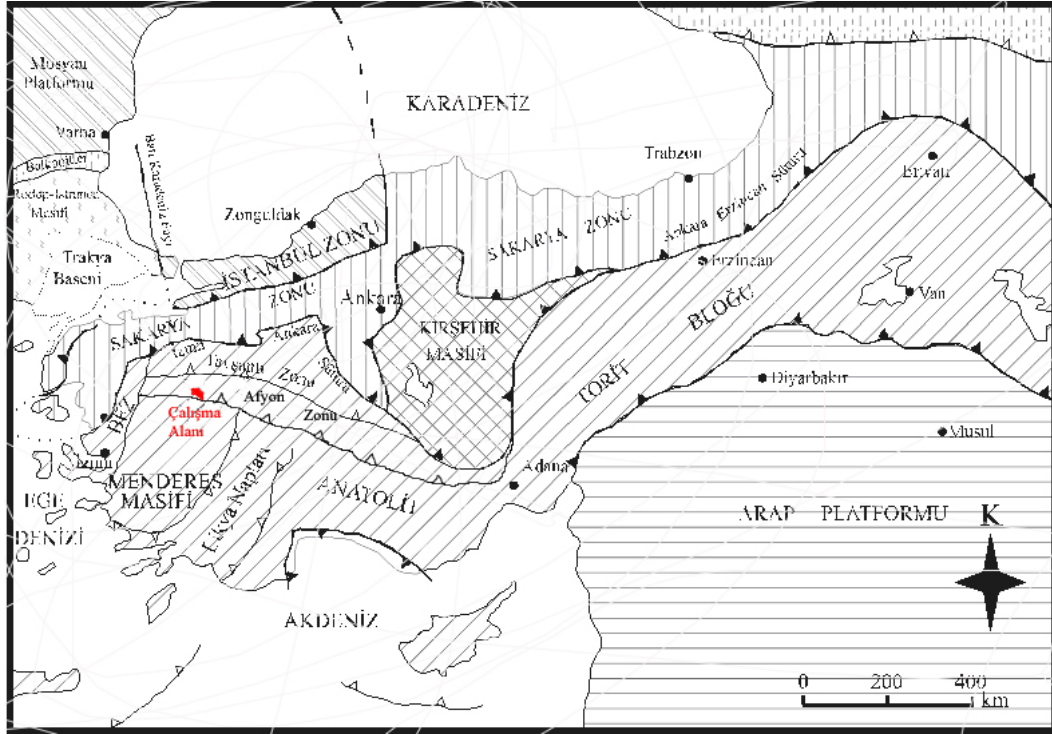
Batı Anadolu'da, Anatolid - Torid Tektonik Birliği içinde Anatolidler'e karşılık gelen "Kütahya - Bolcardağı Kuşağı" (Özcan ve diğer., 1989; Göncüoğlu ve diğer., 1996), kuzeyden güneye doğru azalan metamorfizma koşulları ve tektonik ilişki gözetilerek; mavişist fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş "Tavşanlı zonu" ve yeşil şist fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş "Afyon Zonu" olmak üzere iki alt zona ayrılmıştır (Okay, 1984; Okay ve diğer., 2001).

Çalışma alanı, Afyon Zonu'nun KB kesiminde yer alır (Şekil 2.1). Afyon Zonu'nun genel stratigrafik özellikleri Tavşanlı Zonu'na çok benzer; daha düşük derecede metamorfik bir istifle simgelenir. Erken Triyas'ta karasal kıvrıntılılarla başlayan Mesozoyik tortullaşmasının Triyas ve Jura dönemlerini belirleyen neritik karbonat platformu koşulları Alt Kretase'de değişir; giderek derinleşen platformun üzerinde, Orta Maestrihtiyen'e kadar pelajik çökeller (egemen olarak çörtlü kireçtaşları) birikir. Orta Maestrihtiyen'de ofiyolitli karmaşıklara derecelenen pelajik tortullaşma, İzmir-Ankara okyanusal litosferinden türeyen ofiyolit naplarının (Alt Paleosen'de) Afyon Zonu'na ulaşmasıyla sona erer.

2.1.1 Paleozoyik

Uşak bölgesinde, Alpin Afyon Zonu'nun Hersiniyen temelini oluşturan Paleozoyik döneme ait kaya birimleri, yeşil şist fasiyesinde metamorfik etkiler taşıyan ve Menderes Masifi'nin örtü şistleri ile korele edilebilen kıvrıntılılar

(Baybuyan Formasyonu) ile üstleyen sığ şelf karbonatlarından (Arıkaya Formasyonu) yapılıdır. Afyon Zonu'nda, yeşil şist fasiyesindeki metamorfitlelerin tabanı gözlenmez, Menderes Masifi'nin çekirdeği olarak bilinen yüksek dereceli metamorfitleler (gözlü gnays ve migmatitler) yüzeylememiştir.



Şekil 2.1 Çalışma alanının Türkiye Paleotektonik haritasındaki yeri (Okay ve diğer., 2001).

2.1.2 Mesozoyik

Türkiye'nin bulunduğu bölgenin Mesozoyik tortullaşma sürecini, Erken Triyas'ta açılmaya başlayan ve Geç Kretase'de kapanan Neo-Tethys Okyanusu'nun evrimi belirlemiştir. Neo-Tethys'in kuzey kolu, "İç Pontid", "İzmir-Ankara-Erzincan" ve "İç Torid" okyanuslarını; güney kolu ise "Antalya" (Pamphylian) ve "Bitlis" okyanuslarını kapsar. Okyanus kolları, Tethys'in evriminde yer alan altı kıtasal paleo-tektonik üniteyi birbirinden ayırmıştır; kuzeyden güneye, Lavrasya kökenli "Istranca Zonu", "İstanbul Zonu" ve "Sakarya Zonu"; Gondvana kökenli "Anatolid-Torid Platformu", "Kırşehir Masifi" ve "Arap Platformu" (Şekil 2.1.).

2.1.2.1. Triyas

Batı Anadolu'nun Triyas evrimi, tüm Türkiye'yi etkileyen başlıca iki tektonik olay tarafından kontrol edilmiştir; Paleo-Tethis'in kapanması ve Neo-Tethys'in açılması. Bu döneme damgasını vuran tektonik olaylar, Paleo-Tethis'in güneyindeki Gondvana kıta kenarı boyunca yoğunlaşmıştır. Burada Paleo-Tethis, olasılıkla Geç Karbonifer'den beri, güneye dalımlı okyanus içi bir dalma-batma zonu boyunca yitime uğramaktadır. Gondvana'nın kuzey kenarında yitim sürerken, yay ardı bölgelerinde başlayan riftleşmeler, kıtanın parçalanmasına ve Neo-Tethis okyanus kollarının açılmasına neden olmuştur. Okyanus kollarının açılmasıyla, Türkiye'nin iki ana kıtasal ünitesi olan Anatolid-Torid Platformu ile Kırşehir Masifi Gondvana'dan ayrılmıştır (Görür, 1998). Afyon Zonu'nun KB bölümündeki Triyas tortullaşması, karasal kıvrıntılardan (Kırkbudak Formasyonu) sığ platform karbonatlarına (Çiçeklikaya Formasyonu) derecelenen bir istif simgelenir.

2.1.2.2. Jurasik

Jura döneminde, diğer kıtasal tektonik ünitelerde olduğu gibi Anatolid-Torid platformu üzerinde de karbonat platformu koşulları egemendir. Afyon Zonu'nun KB kesimlerinde Triyas'ta başlayan neritik karbonat tortullaşması, Jura döneminde kesintisiz devam etmiştir (Çiçeklikaya Formasyonu). Tektonik açıdan genellikle sakin geçen Jura dönemi, Afyon Zonu'nun bazı kesimlerinde yerel uyumsuzluklar kapsar. Afyon çevresinde ayırtılan Triyas ve Jura karbonat istifleri arasında, ortamsal değişimle belirlenen uyumsuzluklar saptanmıştır (Metin ve diğer., 1987; Erkan ve diğer., 1996). Jura transgresyonunun başlangıcını yansıtan kıvrıntılı istif neritik karbonatların tabanında bulunur; gri-kahverenkli, ince-orta katmanlı konglomera, kumtaşı, siltaşı araldanmasından oluşur ve kireçtaşı aradüzeyleri kapsar.

2.1.2.3. Kretase

Kretase, tüm Türkiye’de olduğu gibi, iç Batı Anadolu’nun orojenik ve paleocoğrafik evriminde kritik bir dönemdir; Kimmerid evrimi sona ermiş, Alpin evrim süreci başlamıştır. Alpin evrime damgasını vuran en önemli tektonik olaylar şunlardır; i) Neo-Tethis okyanus kollarında yitim, ii) yitime bağlı magmatik yay gelişimi, iii) Neo-Tethis’in bütünüyle kapanmasından hemen önce gelişen ofiyolit üzerlemeleri.

Neo-Tethis’in kuzey kolunda, Apsiyen-Albiyen’de başlayan yitim süreci içinde, aktif kıta kenarı yamaçlarında yığışım prizmaları oluşmuştur. Kampaniyen’de, Anatolid-Torid Platformu’nun kuzey kesimlerinde (Tavşanlı Zonu) yaygın ofiyolit üzerlemeleri gerçekleşmiştir. “Bozkır Ofiyolit Napı” (Şengör ve Yılmaz, 1983) olarak bilinen okyanusal litosfer dilimlerinin platformun kuzey kıtasal şelfi üzerine ilerlemesiyle, karbonat platformu rejyonel olarak tiltlenmiş; oluşan derin şelf alanlarında (ofiyolit cephesine uzaklığa göre belirlenen) pelajik ya da türbiditik fasiyesler çökelmiştir. Ofiyolit naplarının yüküyle, kütsel olarak daha derinlere gömülen platformun özellikle kuzey kenarı deforme olmuş ve Tavşanlı Zonu’nda mavişist metamorfizması gelişmiştir. İzmir-Ankara Okyanusu’ndan türeyen yığışım prizması malzemeleri ve ofiyolit kütleleri, Anatolid-Torid Platformu’na diyakronik aktarılmıştır; yerleşim zamanı, kuzeyden (Tavşanlı Zonu) güneye (Afyon Zonu) doğru gençleşir (Görür, 1998).

2.1.3 Senozoyik

2.1.3.1. Paleojen

Kütahya-Bolkardağı Kuşağı’nın Erken Alpin orojenik evrimi, ofiyolit naplarının olasılıkla Erken Paleosen’de sona eren yerleşimiyle tamamlanmıştır. Afyon Zonu’ndaki Erken Paleojen otokton tortullaşması sığ denizel çökellerle simgelenir. Geç Paleosen’de başlayan transgresyon süreci, zaman aşmalı dokanaklarla Orta Eosen’e kadar sürmüştür.

2.1.3.2. Neojen

İç Ege bölgesinin karasal Neojen tortullaşması, Erken Miyosen - Erken Pliyosen aralığında gelişen ve uyumsuzluk düzlemleriyle birbirinden ayrılan başlıca üç sedimanter sekanstan oluşur. Erken Miyosen çökelişini yansıtan birinci sedimanter sekans, alüviyal, flüviyal, gölsel ve deltaik istiflerden kuruludur. Orta Miyosen dönemi, altta alüviyal ve üstte gölsel çökel istiflerden oluşur. Geç Miyosen – Erken Pliyosen döneminin alüviyal ve gölsel istifleri karasal Neojen tortullaşmasının son evresini yansıtır. Çalışma alanında yayılımı bulunan Neojen kaya birimleri, Erken Miyosen flüviyal çökelleri (Kıranarla Formasyonu) ve tortullaşma ile yaşıt kalkalkali volkanitlerden (Karacahisar Volkanitleri) yapıldır (Göktaş ve diğer., 2002).

2.2 Yapısal Jeoloji

Çalışma alanında Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kayaçlar yüzlek verir. Bu kayaçların içerdiği başlıca yapısal öğeler, katmanlanma ve yapraklanmalar, uyumsuzluklar, kıvrımlar, faylar, bindirmelerdir.

2.2.1 Katmanlanma ve Yapraklanmalar

Çalışma alanında yer alan Paleozoyik yaşlı karbonat ve kuvarsitler kötü korunmuş katmanlanma izleri ve kaba yapraklanma sunar. Katmanlanma izleri ve yapraklanmalar birbirine paralel ve KKD-GGB yönlü, GB'ya dalımlıdır.

Mezozoyik tortulları yoğun deformasyona uğramış olmasına karşın, karbonatlar ve kaba kırıntılıların katmanlanmaları tanınabilir. İnce taneli tortullarda ise katmanlanmaya paralel veya katmanlanma ile dar açı yapan yapraklanmalar gelişmiştir. Çiçeklikaya Formasyonu katman ve yapraklanmaları yaklaşık DKD-BGB veya BKB-DGD yönlüdür. Murat Dağı Melanjı en yoğun deformasyona uğramış birimdir. Birimin katmanlanması, yer yer, gelişen yoğun kıvrımlanma etkisi nedeniyle tanınamaz ölçüde biçim değiştirmiştir. Katman ve yapraklanma eğim ve

doğrultuları sık sık yön değiştirir. Melanjın içerdiği ultramafitler ve bazik volkanik kayalar da, tortul kayalardakine yaklaşık paralel, düzensiz ve kaba yapraklanma sunar.

Senozoyik yaşlı kayaçlar, Tersiyer yaşlı yersel biçim değiştirmiş, katman doğrultuları genellikle tortullaşma havzasını sınırlayan eski topoğrafyanın gidişleri ile uyum sağlayan birimlerle başlar. Katmanlanmanın eski topoğrafyaya uyumlu gelişmiş olması, çalışma alanının değişik yerlerinde değişik doğrultular ölçülmesine yol açar. Katmanlar, havzanın orta kesimlerinde yatay ve yataya yakın, kenar kesimlerinde ise yer yer dike yakın konumludur. Havza ortasından kenarına doğru, katman eğimlerinde gözlenen bu değişim, Tersiyer'den güncele gelişen sıkışma hareketleri ve yükselimlerle ilişkilendirilebilir.

Kuvarterner yaşlı tortullar açısız uyumsuz bir dokanakla Tersiyer tortullarını örter ve dikkate değer bir katmanlanma ve biçim değiştirme içermez.

2.2.2 Kıvrımlar

Çalışma alanında gözlenen en belirgin kıvrım öğeleri, kıvrım eksenleri yaklaşık KD-GB ve KB-GD yönlerinde uzanan devrik antiklinallerdir. Baklan Mevkiinde, Çukuroluk Sırtı ile Söbalaninkaş Tepe arasında, kıvrım eksenleri yaklaşık GB-KD ve KD-GB yönlerinde uzanan; Ortaburun Sırtı ve Yongalık Dere boyunca, kıvrım eksenleri KD-GB yönünde uzanan devrik antiklinaller gözlenmektedir.

2.2.3 Uyumsuzluklar

Çalışma alanında gözlenen başlıca uyumsuzluklar, alttan üste, Paleozoik-Mezozoyik birimleri arasında, Mezozoyik-Senozoyik birimleri arasında ve Senozoyik birimlerinin kendi içinde Oligosen-Miyosen birimleri ve Neojen-Kuvarterner birimleri arasında yer alır.

En alttaki uyumsuzluk Baybuyan ve Arıkaya Formasyonları ile Kırkbudak Formasyonu arasında yer alır. Arıkaya Formasyonu'nun kristalize kireçtaşları, Triyas-

Jura karbonat tortullaşmasının başlangıcını yansıtan Kırkbudak Formasyonu kırıntılıları tarafından açısız uyumsuzlukla örtülür. Uyumsuzluk Kirazlıpınar Tepe’de altlayan ve üstleyen birimler arasında açısız farklılık gözlenir. Karayümsek Tepe çevresi ve Saraycık civarlarında ise Kırkbudak Formasyonu alt düzeylerinde Arıkaya Kireçtaşından türemiş gibi görünen çakıllar kapsamaktadır.

Mezozoyik birimleri arasında, uyumsuzluk verisi gözlenememiştir. Bu birimler Kürkköyü Formasyonu tarafından açısız uyumsuzlukla örtülür. Uyumsuzluk altlayan ve üstleyen birimlerdeki yapısal öğelerin farklılığıyla açıkça gözlenir. Ayrıca Kürkköyü Formasyonu kendisinden yaşlı bütün birimlerden derlenmiş çakıllar kapsar.

Miyosen yaşlı kayabirimleri ile Pliyosen yaşlı kaya birimleri arasında belirgin aşma ve yersel uyumsuzluklar gözlenir. Yatay konumlu Kuvaterner tortulları, altlayan bütün birimleri açısız uyumsuzlukla örter.

2.2.4 Faylar

Çalışma alanı önemli tektonik etkinliğe uğramış bir bölgede yer alır ve yaygın olarak faylanmıştır. Sahada başlıca normal ve ters faylar gözlenir. Normal faylar egemen olarak yaklaşık D-B, KB-GD ve GB-KD yönlüdür. En belirgin normal faylar Kazıkbatmaz Tepe – Tozlakgedik Tepe arasında, Bayramtarla Tepe ve Deliklitaş Tepe mevkiilerinde gözlenir. Fay düzlemlerinin eğimi 73-80⁰ arasında değişir. Normal fayların düşey atımlarının yanı sıra, dikkate değer yanal bileşenleri de vardır.

Çalışma alanında bulunan ters faylar, genellikle, küçük ölçekli ve devrik kıvrımların normal kanatlarının, devrik kanatları üzerinde sürüklenmesi sonucu gelişmiştir. Baklan Mevkii ve Tepedelen Tepe arası granit rekrystalize kireçtaşı kantağında bakır-kurşun-çinko cevherleşmesi oluşmuştur. Oğrulca, Karaağaç ve Çiçekli Kayası Tepesi yörelerinde, aynı düzlemlerde tektonik faaliyetler sonucunda normal ve doğrultu atımlı fay hatları boyunca oluşan cevherleşmeler gözlenmektedir. Çoğu magmanın volkanik faaliyetleri sonucunda oluşan fay hattındaki

silisleşmelerde, antimuan, civa ve nikel-kobalt demir oluşumları gerçekleşmiştir. Genelde cevherli oluşumlar KB-GD, GB-KD yönlü faylar tarafından kontrol edilmektedir.

2.2.5 Bindirmeler

Çalışma alanında Karacahisar'ın batısında ve Şırşır ve Tınaz tepelerin kuzey taraflarında bindirme hatları yaygındır. Murat Dağı Melanjı, Çiçeklikaya Formasyonu üzerinde bindirmeli dokanakla bulunur. Murat Dağı Melanjı ile ultramafitler arasındaki dokanaklar da yer yer bindirme niteliğindedir. Öte yandan Mermerüstü Tepe'nin batısında ultramafitlerin içinde, şist kuvarsit biriminin yüzeylediği bir tektonik pencere bulunmaktadır.

2.3 Çalışma Alanının Stratigrafisi

Yukarıda verilen genel jeolojik çerçeve içinde, çalışma alanının stratigrafisi aşağıdaki gibi oluşturulabilir (Şekil 2.2).

2.3.1 Paleozoyik

Çalışma alanının Alpin öncesi temeli, yeşil şist fasiyesinde başkalaşıma uğramış Baybuyan Formasyonu kırıntılıları ile Arıkaya Formasyonu kireçtaşlarından yapıldır.

2.3.1.1 Baybuyan Formasyonu

Başlıca yeşil şist fasiyesindeki metamorfiklerden oluşan birim, Günay ve diğer. (1986) tarafından formasyon düzeyinde tanımlanmış ve harita birimi olarak ayırtlanmıştır.

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	FORMASYON	SİMGE	KALINLIK m.	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
SENOZOYİK	KUVATERNER		Alüvyon	Qa	240		Tutturulmamış kil, çakıl, kumdan ibaretir Dere alüvyonları ve yamaç molozlarından oluşmuştur
			Traverten	Qtr	50		Kirli sarı, bej, yer yer gevşek dokuludur
	TERSİYER	MIYÖSEN	Samra Tüf Üyesi	Mkvt	?		Beyaz, kirli beyaz andezitik tüf
			Karacahisar Volkanitleri	Mkv	800		Andezit, trakiandezit, riyolit, riyodasit, dasit, kalk-alkalen volkanizma ürünüdür Yer yer aşırı derece altere olmuştur
			Kırantarla Formasyonu	Mkı	?		Çakıltı, konglomera, kumtaşı, killi kumtaşı, kumlu killi kireçtaşı ardalanması
		OLİGOSEN	Baklan Graniti	Obg	?		Gri, pembemsi renkli, iri taneli, biyotit ve amfibol içerikli granit Aplit dayakları ve küçük apofizler şeklindedir Kenar zonlarında bol anklav içerir
MESOZOYİK	KRETASE	ÜST	Muratdağı Melanji	Kma	?		Muratdağı Melanji Harzburjit, diinit, lerzolit, serpantin, split, çörtlü kireçtaşı, mermer, kireçtaşı, olistolit, grovak, şeyl, çamurtaşı ve radyolorit içermektedir Vezirler Melanji (Muratdağı Melanjının eşdeğeridir)
							Lateritleşme ve Lisfenitleşme
	JURASİK	MALM DOGGER LIYAS	Çiçeklikaya Formasyonu	Jç			Karbonat, çörtlü kireçtaşları, şeyl kum arakatlı kristalize kireçtaşlarından oluşmuştur, Pb-Zn-Cu cevherleşmesi.
	TRİYAS	ÜST	Aşağıbelova Formasyonu	Jab	?		Lisvenitleşme Metakumtaşı, metakuvarsit, metasilttaşı
PALEOZOYİK	?	?	Kırkbudak Formasyonu	Pza	200		Düşük dereceli kristalize kireçtaşı
			Arıkaya Formasyonu	Pza	200		Kristalize kireçtaşı ve mermer Granit dokanagında cevherleşme
			Baybuyan Formasyonu	Pzb	?		Sarımsı, morumsu, iri kuvars çakıllı, kalın tabakalı, iri yapraklanmalı Kuvarsit düzeyi Klorit-serizit şist, muskovit-klorit şist, biyotit şist, aktinolit şist, amfibol şist, granat şist Kahve, yeşil, gri renkli ince ve orta yapraklanmalı, kıvrımlı yeşil şist fasiyesi metamorfikleri Menderes Masifi metamorfik grubunu kayaçları temsil eder

Şekil 2.2 Çalışma Alanının Genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Mariko,1970; Bingöl, 1977; Günay ve diğer, 1986; Gonca ve diğer, 1988; Aydın ve diğer., 1997'den denştirilerek uyarlanmıştır).

K23-a2 paftasının güneyinde, Çatmalı Tepe ile Tınaz Tepe arasındaki Baybuyan Dere ve Kuru Dere boyunca tip kesit veren birimin, çalışma alanının KB'sında yer alan Oğrulca Köyü ile GD'daki Baklan Tepe arasında yüzlekleri bulunur.

Büyük ve küçük ölçekli oldukça sık kıvrımlar içeren birimin genel ayrışma rengi, kahve, kızılımsı kahve, pembemsi açık kahve, yeşilimsi kahve, açık/koyu yeşil,

sarımsı ve morumsudur. Pelitik ve psammitik metadetritiklerden oluşan istif, alttan üste tane boyu kabalaşması (coarsening upwards) gösterir. İstifin alt bölümlerine egemen olan ve etkin kıvrımlanma deformasyonu nedeniyle stratigrafik ilişkileri belirlenemeyen çeşitli mineral parajenezlerdeki şistler (amfibollü şist, granat şist, biyotit şist, muskovit-klorit şist, klorit-serisit şist, serisit şist, klorit-kuvars şist, muskovit-kuvars-albit şist, aktinolitli şist), üste doğru kuvarsitlere derecelenir. Birimin üst bölümünü oluşturan kuvarsitler, mermer ve metakonglomera arakatıkları kapsar. Egemen şist istifi içinde seyrek olarak bulunan ve diyabazik kökenli kayaların varlığını düşündüren yeşil renkli amfibollü şistler, Uğurluca ve Karaağaç yörelerinde yanal sürekli ince katmanlar şeklinde gözlenirler; Baklan Tepe çevresinde ise merceksi konumludurlar. Kuvarsit, çoğun mor renkli, kaba yapraklanmalı, genellikle iri taneli, zayıf şistoziteli ve serttir. Metakonglomeraların egemen kayatürü bileşeni kuvarstır; köken kaya “kuvars çakıltaşı” olarak tanımlanabilir. Kuvarsitler içinde yanal süreksiz ve değişik ölçeklerde aradüzeyler olarak bulunan mermerler, beyaz ve açık gri renkli, orta-kalın katmanlı, çoğun ince kristalli, sert ve yersel kalkışist görünümündürler.

Alttan üste tane boyu kabalaşması gösteren metadetritik istif regresif karakterlidir; kırıntılı şelfin giderek sığlaştığını yansıtır. Kuvarsitlerin ve metakonglomeraların ortaya çıkışıyla belirginleşen kıyı yakını - sığ şelf koşulları, kristalize kireçtaşı merceklerinin araya girmesiyle (Arıkaya Kireçtaşı'nın simgelediği) karbonat platformuna dönüşür. Kırıntılı şelf istifi içinde yer alan ve stratigrafik konumu belirgin olmayan amfibollü şistlerin yansıttığı derin deniz bazik volkanizmasının anlamı tartışmalıdır.

Çalışma alanında, Baybuyan Formasyonu'nun alt dokanağı gözlenmez; bölgesel korelasyonlara göre, düşük dereceli metamorfizmaları uyumsuzlukla altlayan Prekambriyen çekirdek kayaları (gözlü gnays ve migmatitler) yüzeylenmemiştir. Birim, üste doğru artan mermer aradüzeyleri ile Arıkaya Formasyonu'nun kireçtaşlarına geçer. Baklan Tepe çevresinde Baklan Graniti tarafından kesilen birimin dokanaklarında, kontakt metamorfizma ve cevherleşme gelişmiştir. Murat Dağı doğusundaki ultramafikler, Baybuyan Formasyonu'nu tektonik olarak üstler.

Kırkbudak Formasyonu, Baybuyan Formasyonu üzerinde açılı uyumsuzdur. Kırkbudak kırıntılılarını transgresif olarak aşan Çiçeklikaya kireçtaşları, Baybuyan Formasyonu'na açılı uyumsuz dokanaklarla yaslanır.

Çalışma alanındaki Baybuyan Formasyonu çökellerinde ve bölgesel eşleniklerinde, tortullaşmayı yaşlandırabilecek biyokronoloji bulgusu yoktur. Birimin Simav çevresindeki eşleniği olan “Sarıcasu Formasyonu” içindeki mermerlerde saptanan kristalize krinoidler yaşlandırılmamıştır (Akdeniz ve Konak, 1979). Çalışma alanı dışında, Baybuyan ve Arıkaya formasyonları üzerinde açılal uyumsuzlukla yer alan Üst Triyas yaşlı “Şaphane Dağı Kireçtaşı” (Günay ve diğer., 1986) ve Orta - Üst Triyas yaşlı “Kırkbudak Formasyonu”na (Akdeniz ve Konak, 1979) göre, birimin bağıl tortullaşma yaşı geniş anlamda Paleozoyik Geç Paleozoyik'tir.

Baybuyan Formasyonu'nun yeşil şist fasiyesindeki metamorfiteeri, Menderes Masifi'nin örtü şistleri ile korele edilebilir. Akkuş (1962)'a göre, Kütahya - Gediz dolaylarındaki epimetamorfik kayalar Paleozoyik yaşlıdır. Kalafatçioğlu (1962; 1964), epizonal karakterli bu şistler üzerinde Permiyen diskordansını saptar. Baybuyan metamorfiteerinin Tavşanlı çevresindeki eşleniklerini tanımlayan “İkibaşlı Formasyonu” (Kaya, 1972) Üst Paleozoyik yaşlıdır ve diyabazik katkılar içerir.

Bingöl (1977), “Şist-kuvarsit-mermer kütlesi” tanımıyla Murat Dağı çevresinde ayırtladığı Baybuyan metamorfiteerini, ultramafitlerle tektonik ilişkili görür ve Murat Dağı Melanjı içinde yer alan bir mega-blok olarak değerlendirir. Baybuyan Formasyonu'nun Simav çevresindeki kaya-stratigrafik eşleniği olan “Sarıcasu Formasyonu”, yeşil şist fasiyesinin kuvars-albit- muskovit-klorit alt fasiyesi ve kısmen kuvars-albit-epidot-biyotit alt fasiyesi mineral parajenezlerindeki metamorfiklerden oluşur; albit diyabaz ve diyabazik tuf arakatıkları kapsar (Akdeniz ve Konak, 1979). Okay (1984)'a göre, Tavşanlı Zonu'nda düzenli bir stratigrafi sunan Alpin mavişist istifinin (“Orhaneli Birliğı”) tabanı gözlenmez; Menderes Masifi'nin Prekambriyen çekirdeği ya da Paleozoyik örtü şistleri ile korele edilebilecek metamorfiteerler yüzeylememiştir. Afyon çevresinde, yeşil şist

fasiyesindeki metamorfiklerden oluşan Paleozoyik temel (“Afyon Metamorfitleri”: Metin ve diğer., 1987 ve 1988; “İhsaniye Metamorfik Karmaşığı”: Özcan ve diğer., 1989; “Afyon Metasedimanter Grubu”: Erkan ve diğer., 1996), Baybuyan ve Arıkaya formasyonlarının eşleniklerinden yapılıdır. Afyon ile Kütahya arasındaki bölgede yayılımı bulunan İhsaniye Metamorfik Karmaşığı’nın alt dokanağı gözlenmez; Prekambriyen temeli oluşturan yüksek dereceli metamorfitler yüzeylememiştir. Özcan ve diğer. (1989)’ne göre, metamorfik karmaşığın üst bölümünde yer alan ve bileşenleri bütünüyle granitik bir kaynaktan türemiş olan kuvarsitler, birim içindeki bir süreksizlik düzlemine işaret edebilir. İhsaniye Metamorfik Karmaşığı’ndaki kuvarsitlerin, Baybuyan Formasyonu içindeki zaman-kaya stratigrafik karşılıkları, Günay ve diğer. (1986) tarafından üye düzeyinde ayırtlanmıştır.

2.3.1.2 Arıkaya Formasyonu

Paleozoyik istifinin en üst düzeyinde yer alan ve kristalize kireçtaşı ile simgelenen Arıkaya Formasyonu, ilk kez Akdeniz ve Konak (1979) tarafından tanımlanmıştır. Çalışma alanında yayılımı bulunan Arıkaya kireçtaşları Günay ve diğer. (1986) tarafından harita birimi olarak ayırtlanmıştır.

Tip kesiti, çalışma alanı’nın kuzeyindeki Murat Dağı eteklerinde (pafta: K23-a2) gözlenen birimin, Öküzkayası güneyinde, Baklan Tepe, Baklan Mevkii ve Tepedelen Tepe arasında yüzlekleri bulunur.

Kireçtaşı, açık/koyu gri, beyaz, pembemsi renklerde, ince-orta katmanlı, seyrek olarak laminalı, genellikle ince-orta, yer yer iri kristalli ve şekersî dokulu, yersel olarak breşleşmiş, bazen dolomitleşmiş, sert, camsı kırılmalıdır. Kireçtaşları etkin kıvrımlanma deformasyonuna uğramıştır. Etkin kaya dilinimi ve tek yönde gelişmiş düzenli eklem sistemi dikkati çeker. Seyrek olarak ince çört bantları kapsar.

Arıkaya Formasyonu’nun kristalize kireçtaşları, Triyas-Jura karbonat tortullaşmasının başlangıcını yansıtan Kırkbudak Formasyonu kırıntılıları tarafından açısız uyumsuzlukla örtülür. Sobealanıkaşı Tepe kuzeyi ve Öküzkayası Tepe

güneyindeki ultramafit kütleleri, Arıkaya kireçtaşları üzerinde tektonik konumludur. Öküzkaşası Tepe güneyindeki kristalize kireçtaşları Baklan Graniti tarafından kesilmiştir.

Etkin kristalizasyon nedeniyle ilksel sedimanter kayıtları ve fosil içerikleri tanınmaz olan Arıkaya kireçtaşlarında ortamsal yoruma elverişli veriler korunamamış olmakla birlikte, (krinoidli) kireçtaşı arakatkılı kuvarsitlerle başlayan tortullaşmanın sığ karbonat platformunda gerçekleştiği ileri sürülebilir.

Arıkaya Formasyonu'nda, karbonat tortullaşmasını yaşlandırabilecek öncel biyostratigrafi bulgusu yoktur. Akdeniz ve Konak (1979)'ın bildirdiğine göre, Orta-Üst Triyas kırıntılıları tarafından örtülen ve kaya türü özellikleri açısından yakın çevredeki Permilen kireçtaşlarına benzeyen Arıkaya Formasyonu için Permilen yaşı önerilebilir.

Akkuş (1962), Paleozoyik şistleri üzerinde açısız uyumsuz gördüğü kristalize kireçtaşını Mesozoyik yaşlı olduğunu düşünür. Bingöl (1977)'ün Murat Dağı çevresindeki çalışmasında, "Metamorfik kütle" içinde varlığına değinilen Arıkaya kireçtaşı harita birimi olarak ayırtlanmamıştır. Arıkaya Formasyonu, "İhsaniye Metamorfik Karmaşığı'nın (Özcan ve diğer., 1989) "üst bölümü"nü oluşturan rekrystalize kireçtaşlarının stratigrafik eşleniği olmalıdır. Afyon'un geniş çevresinde Permilen yaşlı olduğu genel kabul gören bu kireçtaşı düzeyinin kayastratigrafik eşleniği olan "Değirmendere Rekrystalize Kireçtaşı'nın alt yaşı, Erkan ve diğer. (1996)'in bulgularına göre Orta Devoniyen'e kadar iner.

2.3.2 Mesozoyik

Çalışma alanının Mesozoyik kaya birimleri, alttan üste, Triyas döneminin kırıntılılarından oluşan Kırkbudak Formasyonu, platform karbonatlarıyla simgelenen Çiçeklikaya Formasyonu ve allokton konumlu Murat Dağı Melanjı'ndan kuruludur.

2.3.2.1 Kırkbudak Formasyonu

Çalışma alanı ve yakın çevresindeki Mesozoyik karbonat istifinin tabanında bulunan ve düşük dereceli metamorfik etkiler taşıyan Triyas kırıntılıları, Akdeniz ve Konak (1979) tarafından “Kırkbudak Formasyonu” adıyla tanımlanmıştır. Günay ve diğer. (1986) aynı adlamayı benimsemişlerdir. Birimin ilk tanımı, Murat Dağı çevresinde “Yargedik Tepe Üyesi” adı altında yapılmıştır (Bingöl, 1977).

Birimin tip kesiti, çalışma alanının güneyinde yer alan Baybuyan Dere ile Yargedik Tepe’de izlenir (Pafta: K23-a2).

Birimin genel ayrışma rengi kirli beyaz, krem, soluk sarı, sarımsı kahve, kahvemsi yeşil, yeşil ve mordur. Metaçakıltaşları ile başlayan kırıntılı istif, üste doğru, (kuvars kumtaşı, siltaşı ve çamurtaşından dönüşmüş) kuvarsit, kuvars fillit ve fillitlere geçer. Fillitik istifin üst bölümlerinde, sığ denizel karbonat düzeylerinin sıklığı artar. Metaçakıltaşı, kızıl, kahve ve mor tonları arasında alacalı renk dağılımı sunar. Proksimal fan kökenli örgütlenmemiş kaba çakıltaşları, istifin en altında yer alır. Üste doğru, ortalama çakıl boyutları küçülür; kanal dolgusu çakıltaşları, merceksi konumlarıyla metakumtaşlarının arasında bulunur. Baybuyan Formasyonu’nun kuvars, kuvarsit ve mikaşistleri ile Arıkaya kireçtaşından türemiş olan çakıllar az çok uzayarak yönelim kazanmışlardır. Kuvars kumtaşı kökenli metakumtaşı, kızılımsı kahve, sarımsı kahve, boz ve krem renkli, genellikle orta-kaba taneli, orta-iyi boylanmalı ve orta-kalın katmanlanmalıdır. Baybuyan Dere ve Kartaltepe yangın kulesi çevrelerinde yüzeyleyen sarımsı kahve, boz renkli metakumtaşları, 5 - 50 cm. arasında değişen kalınlıklarda süt kuvars damarları tarafından kesilmiştir. Grimsi boz, yeşilimsi renkleri ve iri feldispat içerikleriyle

ayırddedilen metagrovaklar çok kaba tanelidir; metakumtaşı katmanları arasında ince düzeyler olarak bulunurlar. İstifin fillitik üst bölümü, genellikle mezoskopik kıvrımlı, morumsu gri renkli ve düzenli ince-orta yapraklanmalıdır. Fillitik istifin üst kesimlerinde artış gösteren kireçtaşı aradüzeyleri, birkaç desimetre ile birkaç metre arasında değişen kalınlıklarda ve yanal süreksizdir. Kireçtaşı, açık gri, mavimsi gri, krem, pembe ve beyaz renklerde, ince-orta katmanlı, hafif kristalize, genellikle mikritik dokulu, yersel kumlu ve bol alglidir.

Alttan üste ve yanal yönde tane boyu incelen ve aynı yönde karasaldan sığ denizel ortama evrilen kırıntılı istifin alt bölümü, alüvyon yelpazesi ortamında çökelmiştir. İstifin tabanında, uyumsuzluk düzleminin hemen üzerinde yer alan, birkaç on metre kalınlığındaki örgütlenmemiş kaba çakıltaşı düzeyi moloz akması (debris flow) kökenlidir ve proksimal fan tortullaşmasını yansıtır. Alüvyon yelpazesinin, metaçakıltaşı mercekli metakumtaşı egemen istifıyla simgelenen orta bölümüne, örgülü akarsu süreçleri egemendir. İstifin fillitik üst bölümü, kıltaşı-silttaşı topluluğunun simgelediği distal fan ve kıyı ovası çökelişini yansıtır. En üst düzeylerde yoğunlaşan algli kireçtaşı mercekleri, Çiçeklikaya Kireçtaşı'nın simgelediği sığ karbonat platformuna geçişi anlatır.

Kırkbudak Formasyonu ve Afyon Zonu'ndaki bölgesel eşlenikleri, Hersiniyen Orojenezi'nin yükselttiği Anatolidler üzerinde gelişen Mesozoyik karbonat platformunun tabanını oluşturur ve bu konumuyla Triyas transgresyonunun başlangıcını belgeler. Önceki çalışmalarda (Akdeniz ve Konak, 1979; Günay ve diğer., 1986), Paleozoyik metamorfiteğini açılı uyumsuzlukla üstlediği bildirilen Kırkbudak Formasyonu'nun tabanı çalışma alanında gözlenmez. Çiçeklikaya Formasyonu, yanal-düşey geçişli ve transgresif aşmalı dokanaklarla Kırkbudak Formasyonu'nu üstler. Murat Dağı Melanjı, Kırkbudak Formasyonu üzerinde tektonik dokanaklıdır. Samra Tüf Üyesi, birimi açılı uyumsuzlukla örter. Karacahisar çevresindeki riyolitler, Kırkbudak Formasyonu'nu keser.

Çalışma alanında, Kırkbudak Formasyonu tortullaşmasını yaşlandırabilecek öncel biyostratigrafi bulgusu yoktur. Afyon Zonu'nda, Mesozoyik karbonat istiflerinin

tabanında, aynı kaya stratigrafi düzeyinde bulunan Kırkbudak Formasyonu eşlenikleri için farklı yaşlar önerilmiştir. Kaya (1972), “Üyücek Formasyonu”nun Jura yaşlı olabileceğine değinir. Bingöl (1977)’e göre, Orta - Üst Jura yaşlı “Çiçekli Kaya Dolomitik Kireçtaşı” ile yanal ve düşey geçişli çökelen “Yargedik Tepe” kırıntılıları yaşittir. Akdeniz ve Konak (1979)’ın, Kırkbudak Formasyonu’ndan Budağan Kireçtaşı’na geçiş aralığında saptadıkları bulgular (*Teutloporella* sp., *Thecosmilia* cf. *clalhrata*) Orta Triyas’ı gösterir. Yazarlar, Üst Jura karbonatlarıyla yanal ve düşey geçişli olduğunu belirttikleri Kırkbudak kırıntılılarının, Triyas - Üst Jura aralığında çökeldiğini savunurlar. Günay ve diğer. (1986)’ne göre Kırkbudak Formasyonu, Üst Triyas - Liyas yaşlıdır; Alt-Orta Triyasın varlığı kanıtlanamamıştır. Afyon çevresinde tanımlanan “Olucak Kırıntılıları”nın tortullaşma yaşı, yanal ve düşey geçiş ilişkisiyle altladığı “Çatkuyu Kireçtaşı”na göre Orta - Üst Triyas’tır (Metin ve diğer., 1987). Metin ve diğer. (1988)’nde ise, Orta-Üst Triyas yaşlı “Karaçaltepe Kireçtaşı”nı altlayan “Yürük Karacaören Formasyonu”nun bağıl yaşı Alt-Orta Triyas olarak yorumlanmıştır. Özcan ve diğer. (1989), Kıyır Formasyonu’ndan Gökçeyayla Formasyonu’na geçiş aralığındaki kireçtaşı aradüzeylerinde, Skitiyen - Alt Anisiyen’i gösteren mikrofosiller (*Glomospira sinensis*, *Glomospira shengi*) saptamışlar ve birimin tortullaşma yaşını Skitiyen (Alt Triyas) olarak kabul etmişlerdir. Sonuç olarak, Kırkbudak Formasyonu tortullaşmasının Triyas (Alt-Orta) döneminde başladığı önerilebilir. Afyon Zonu’ndaki tortullaşmanın üst yaşına ilişkin veriler, Üst Triyas’tan (“Şaphane Dağı Kireçtaşı: Günay ve diğer., 1986) Üst Jura’ya (“Budağan Kireçtaşı”: Akdeniz ve Konak, 1979) kadar süren zaman aşmalı transgresyonu yansıtır.

Kaya (1972)’nin Tavşanlı çevresinde tanımladığı “Üyücek Formasyonu”, “İkibaşlı” metamorfiteği üzerinde açısız uyumsuzdur; kayatürü özellikleri ve stratigrafik konumu Kırkbudak Formasyonu’nun eşdeğeri olduğunu gösterir. Bingöl (1977)’ün Murat Dağı’nda “Aşağı Belova Formasyonu” kapsamında tanımladığı “Yargediktepe Üyesi”, Kırkbudak Formasyonu’nun litostratigrafik eşleniğidir. Yazar, Orta - Üst Jura döneminde çökeldiğini ileri sürdüğü metadetritiklerin, Üst Jura - Alt Kretase aralığında ($126,5 \pm 11$ my) kıvrımlanma metamorfizması (Barrowiyen yeşil şist fasiyesinin “kuvars-albit-muskovit-klorit” subfasiyesi)

geçirdiğini belirtir. Afyon Zonu'nun Afyon ile Kütahya arasında kalan bölümünde, Mesozoyik transgresyonunun başlangıcını simgeleyen ve “İhsaniye Metamorfik Karmaşığını” açısız uyumsuzlukla örten Alt Triyas yaşlı “Kıyır Formasyonu” (Özcan ve diğer., 1989), Kırkbudak Formasyonu'nun litostratigrafik karşılığıdır. Afyon çevresindeki “Olucak Kırıntılıları” (Metin ve diğer., 1987) ve “Elmacık Polijenik Konglomerası” (Erkan ve diğer., 1996), birimin kayastratigrafik eşlenikleridir. Göncüoğlu ve diğer. (2001)'nin bildirdiğine göre “Kütahya-Bolkardağı Kuşağı”ndaki Mesozoyik tortullaşması, Paleozoyik ve bazen Prekambriyen temel üzerine uyumsuzlukla gelen, Alt Triyas (Skitiyen) yaşlı karasal kırıntılılarla başlar. Bu kuşak boyunca, yer yer tüm Paleozoyik istiflerinin aşındırılmış olması ve karasal kırıntılılarla başlayan çökelim, Anatolid-Torid ve Sakarya tektonik birlikleri arasındaki alanda, İzmir-Ankara Okyanusu'nu oluşturacak riftleşmenin belirteci olarak değerlendirilir.

2.3.2.2 Çiçeklikaya Formasyonu

Dolomitik kireçtaşı ile simgelenen platform karbonatları, Çiçeklikaya Formasyonu adıyla ayırtlanmıştır. İlk kez Bingöl (1977) tarafından “Çiçeklikaya Dolomitik Kireçtaşı” adıyla “Aşağı Belova Formasyonu”nun bir üyesi olarak tanımlanan birim, Günay ve diğer. (1986)'nde formasyon aşamasında ele alınmıştır.

Çiçeklikaya Tepe yamaçlarında tip kesit veren birim, Çıgan Dere, İpburun Tepe, Ballık Sırtı, Dibekalanı Sırtı ve Avdan Tepe çevrelerinde yüzlek verir. Birimin tip lokalitesindeki kalınlığı yaklaşık 250 metredir.

Günay ve diğer. (1986)'nin bildirdiğine göre, dolomitik kireçtaşlarıyla başlayan karbonat istifi, üste doğru ince dokulu, yersel çört bantlı ya da kumtaşı ve şeyl arakatkılı rekristalize kireçtaşlarına geçer. Kireçtaşı, genellikle mavimsi gri, yer yer beyaz renklidir. Birim, Çiçeklikaya kuzeyinde masif, Çıgan Deresi GD'sunda ise belirgin katmanlıdır. Çıgan Deresi GD'sunda gözlenen ince kristalli kireçtaşları, ince tabakalı (5 - 25 cm. arası) ve çok kıvrımlıdır; ince taneli kumtaşı arakatkıları ve kiltası laminaları ile ince çört bantları kapsar. Üste doğru, beyaz ve bej renkli, kalın

katmanlı kireçtaşlarıyla ardalanan kumlu kireçtaşları içindeki çört bantları artar ve kalınlaşır.

Çiçeklikaya Formasyonu, tipik karbonat platformu tortullaşmasını yansıtır. Çört bantlarının üst düzeylerde artış göstermesi, karbonat şelfinin giderek derinleştiğine ve/veya açık platforma dönüştüğüne yorulabilir.

Birim, yanıl-düşey geçişli ve transgresif aşmalı olarak Kırkbudak Formasyonu'nu üstler. Çiçeklikaya Tepe kuzeyinde Baklan Graniti, Karacahisar kuzeyinde Karacahisar riyoliti tarafından kesilmiştir. Baklan Tepe ile Çiçeklikaya Tepe arasında, Murat Dağı Melanjı tarafından tektonik dokanaklarla üzerlenir.

Çiçeklikaya Formasyonu, Bingöl (1977)'ün fosil bulgularına (*Trocholina minuta*, *Trocholina palastiniensis*, *Cladocoropsis* sp., *Clypeina* sp., *Cylindroporella* sp.) göre Orta - Üst Jura; Günay ve diğer. (1986)'nin ek bulgularına (*Involutina* sp., *Valvulina* sp., *Haplophragmium* sp.) göre Jura yaşlıdır.

Formasyon, Afyon Zonu'nda tanımlanan Mesozoyik karbonat istiflerini (Simav yöresindeki "Budağan Kireçtaşı": Akdeniz ve Konak, 1979; Afyon-Kütahya arasındaki "Gökçeyayla Formasyonu": Özcan ve diğer., 1989) bölümsel olarak karşılar. Ercan ve diğer. (1978)'nin Uşak çevresinde tanımladığı Jura yaşlı "Kızılcasöğüt Formasyonu", birimin zaman-kaya stratigrafik eşleniğidir. Kızılcasöğüt Formasyonu, Kırkbudak Formasyonu ile karşılaştırılabilecek metadetritikler olmaksızın, Triyas yaşlı "Musadağı Mermerleri"ni uyumsuzlukla üstler.

2.3.2.3 Murat Dağı Melanjı

Ultramafik, çökel ve volkanik kayalardan oluşan ofiyolitik karmaşık, ilk kez Bingöl (1977) tarafından adlanmış ve tanımlanmıştır. Matriksin bileşenlerinden olan "radyolarit" ve "çörtlü kireçtaşı" ile tektonik konumlu "ultramafit" kütleleri, Günay ve diğer. (1986) tarafından harita birimi olarak ayırtlanmıştır.

Ofiyolitik karmaşık, fliş benzeri bir matriks ile çeşitli köken ve boyutlardaki bloklardan yapılıdır. Karaağaç batısında gözlenen matriks, genel olarak yeşilimsi renklidir; türbiditik kumtaşı - grovak, çamurtaşı, şeyl, radyolarit, kireçtaşı ve diyabazik volkanitlerin düzensiz birlikteliğinden, geçişli ya da ardışık dizilerinden oluşur. Melanjın oluşumu ve bölgeye aktarımıyla ilgili tektonik etkiler nedeniyle kaya birimlerinin ilksel stratigrafi ilişkileri çoğun bozulmuştur; biçim ve konum değiştirerek birbiriyle karışmış litofasiyesleri ayırdetmek güçtür. Kumtaşı ve grovak, soluk kahve ve yeşilimsi gri renklerde, kolay ayrışabilir ve düzensiz yapraklanmalıdır. Çamurtaşı, kumtaşı-grovak-radyolaryalı kireçtaşı ardalanması içinde bulunur; gri, kızılımsı mor ve yeşil renkli, ince yapraklanmalı ve kıvrımcıktır. Çamurtaşı ve kumtaşıyla ardalanmış, kireçtaşı ya da radyolaritler arasında ince bantlar şeklinde bulunan şeyl, genellikle yeşil renkli, düzenli ince yapraklanmalı ve çubuksu ayrışmalıdır. Yeşil renkli, katmanlı ya da masif tüfler bazik bileşimlidir; mor renkli ve benekli görümlü spilitler ve yeşil renkli diyabazlar ile ilişkilidirler. Spilitler, çörtlü kireçtaşları ve radyolaritlerle iç içe girmişlerdir.

Radyolarit, kırmızı renkli, ince katmanlı, kıvrımcıklı ve serttir; genellikle kireçtaşları ile ilişkili görülürler.

Kireçtaşı, radyolaryalı ve çört bantlıdır; pelajik tortullaşmayı yansıtır. Beyaz, krem ve pembe renkli, genellikle kristalize ve kıvrımlıdır. Beyaz çört bantları az çok sürekli, pembe renkliler sık kıvrımlı ve laminalıdır. Bingöl (1977)'e göre çörtlü kireçtaşları, karmaşığın matriksi içinde blok konumundadır. Yazar, kristalizasyon nedeniyle zor tanınan fosil kayıtlarından Senomaniyen yaşı almasına karşın; karmaşığın içindeki tüm çörtlü kireçtaşı bloklarının yaşıt olmadığını varsaymıştır.

Ultramafitler, çoğunlukla düzensiz serpantinleşmiş ve listvenitleşmiş peridotitler, diyabaz ve gabro ile simgelenirler. Günay ve diğer. (1986)'nin bildirdiğine göre büyük ultramafik kütleler, karmaşığı oluşturan diğer litofasiyeslerden ve daha yaşlı kaya birimlerinden belirgin tektonik sınırlarla ayrılır. Bazı alanlarda, karmaşığın

içinde değişik boyutlarda bloklar şeklinde bulunurlar. Öküz kayası Tepe ve Kartal Tepe çevresindeki peridotit kütlesi az serpantinleşmiştir; magmatik bantlaşma ve yapraklanma belirgindir. Karaağaç ile Karacahisar arasında yayılımı bulunan serpantinlerin bazı kesimleri, aşırı derecede ezilmiş, tanınmayacak ölçüde silisleşmiş ve karbonatlaşmıştır. Büyük ultramafit kütlelerin bindirme dokanalarında, kızıl-kahverenkli listvenit blok ve döküntüleri yaygındır.

Neo-Tethys'in kuzey kolunda, Apsiyen-Albiyen'de başlayan yitim süreci içinde, aktif kıta kenarı yamaçlarında yığışım prizmaları oluşmuştur. Yitim sürecinde, kendi içinde dilimlenerek subofiyolitik metamorfizmaya uğrayan okyanus kabuğu, dalma-batma zonundan türeyen yüksek basınç - düşük sıcaklık metamorfizmaları, tektonik melanj ve okyanus içi ada yayı birimleri, okyanusal kabuğun kuzeye dalmaya başlamasıyla yığışmış olmalıdırlar (Özcan ve diğer., 1989). İzmir-Ankara kolunun Geç Kampaniyen - Erken Maestrihtiyen'de tamamen kapanmasıyla, Anatolid-Torid ve Sakarya kıtaları çarpışmış ve Neo-Tethys'in evrimi sona ermiştir (Görür, 1998).

Murat Dağı Melanjı, Mermerüstü Tepe güneyinde Baklan Graniti, Karacahisar kuzeyinde riyolitler ve Karaağaç güneyinde andezitler tarafından kesilir. Uğurluca ve Arsakkayası Tepe güneyinde Kırantarla Formasyonu; Karacahisar kuzeyinde ve GD'sunda riyolitik tüfler tarafından uyumsuzlukla örtülür. Büyük ultramafit kütlelerinin melanjın diğer kayaları ile arasındaki ilişki tektoniktir.

Çalışma alanında, Murat Dağı Melanjı'nın oluşum ve tektonik yerleşim yaşını verebilecek dolaysız biyokronoloji verisi yoktur. Bingöl (1977), karmaşığın içindeki çörtlü kireçtaşı bloklarından birinde, Senomaniyen yaşını veren fosiller saptamış ve melanjın yerleşiminin Senomaniyen-Paleojen aralığında olduğunu öngörmüştür. Günay ve diğer. (1986) de, melanjın Üst Kretase'de oluştuğunu ve Maestrihtiyen - Paleosen aralığında bölgeye yerleştiğini belirtirler. Akdeniz ve Konak (1979)'a göre Dağardı Melanjı'nın yerleşimi, Geç Maestrihtiyen-Erken Eosen arasında gerçekleşmiş olmalıdır. Konak ve diğer. (1980), Eydemirçay Formasyonu içinde Senomaniyen ve Maestrihtiyen yaşlı pelajik kireçtaşları saptamışlardır. Özcan ve diğer. (1989), Murat Dağı Melanjı'nın Afyon - Kütahya arasındaki olistostromal

eşleniği olan Çöğürler Karışığı içinde, Türoniyen-Kampaniyen yaşlı pelajik kireçtaşı bloklarının varlığını belgelemişler ve matrikste saptanan biyokronolojik verilere dayanarak karışığın oluşumunun Orta Maestrihtiyen'e kadar sürdüğünü ileri sürmüşlerdir. Afyon Zonu genelindeki ofiyolitli karmaşıkların, İzmir-Ankara Okyanusu'nun (Apsiyen-Albiyende başlayan ve Maestrihtiyen'de sona eren) yitim süreci içinde oluştukları genel kabul görmüştür.

Ofiyolitli karmaşıkların Afyon Zonu'nun KB bölümüne yerleşim zamanları, üstleyen en yaşlı Paleojen örtülerinin alt yaş sınırlarını belirten biyokronoloji verileriyle öngörülebilir. Zonun batı kesiminde (Akhisar - Sındırgı arası), ofiyolit naplarını uyumsuzlukla örten Küviziyen (Erken Eosen) yaşlı transgresif çökeller ("Başlanmış Formasyonu": Önoğlu-Gedik, 1996) bulunurken, doğu kesimlerinde (Afyon - Emirdağ - Kütahya arası) Üst Paleosen transgresyonu belgelenmiştir ("Hanköy Formasyonu": Özcan ve diğer., 1989).

İzmir-Ankara Okyanusu'nun kalıntılarından oluşan ofiyolitli karmaşıklar, tektonik ilişkili iki ana birimden yapıldırlar; düzenli stratigrafi dizilerinde, altta yığışım prizması çökelleri (fliş, melanj ve olistostrom) ve üstte ofiyolit napları yer alır. Çalışma alanında ayırtılan büyük ultramafik kütleler allokton konumludur; İzmir-Ankara okyanusal litosferinden türeyerek bölgeye aktarılan ofiyolit naplarını simgeler. Akkuş (1962), ofiyolitik serideki spilit, serpantinit ve radyolaritleri Mesozoyik kireçtaşı ile "enterkale ve yanal geçişli" görür. Kalafatçıoğlu (1962; 1964) ve Kaya (1972), ofiyolitlerin intrüzif olduğunu düşünürler. Tavşanlı yakınlarındaki "Ovacık Grubu" (Kaya, 1972), Simav - Emet - Tavşanlı - Dursunbey - Demirci yörelerindeki "Dağardı Melanji" (Akdeniz ve Konak, 1979), Uşak çevresindeki "Vezirler Melanji" (Ercan ve diğer., 1978), Akhisar - Gölarmara - Gördes - Sındırgı dolaylarındaki "Eydemirçay Formasyonu" (Konak ve diğer., 1980), Afyon batısındaki "Bloklu İstif" (Metin ve diğer., 1988), Afyon ile Kütahya arasındaki "Çöğürler Karışığı" (Özcan ve diğer., 1989), Murat Dağı Melanji'nin bölgesel eşlenikleridir.

2.3.3 Senozoyik

Çalışma alanındaki Senozoyik kaya birimleri, Baklan Graniti, Erken Miyosen karasal tortullaşmasını simgeleyen Kırantarla Formasyonu ve tortullaşmayla yaşıt kalkalkali volkanizmayı yansıtan Karacahisar Volkanitleri'nden yapıldır.

2.3.3.1 Baklan Graniti

Gri, beyaz ve pembemsi renklerdeki granit, ilk kez Bingöl (1977) tarafından adlanmış ve tanımlanmıştır.

Bingöl (1977)'ün tanımıyla Baklan Graniti, biyotit ve amfibollü granit (monzogranit) ile granofir fasiyeslerindedir. Gri-beyaz, pembemsi renklerdeki monzogranit, iri ve hemen hemen eş boyutlu tanelerden yapıldır. Yapı mineralleri yönlenmiştir. Ender olarak, daha ince taneli ve koyu renkli anklavlar kapsar. **Granofir**, beyaz renkli, ince eş boy taneli, holokristalin ve mikrografik dokuludur.

Baybuyan Formasyonu, Çiçeklikaya Formasyonu ve Murat Dağı Melanji'nin ultramafitleri ile dokanaklı olan Baklan Graniti, bu birimleri kesmiş ve kontakt metamorfizmaya uğratmıştır. Anklavlar, granit sokulumlarının özellikle kenar zonlarında yoğunlaşır. Kontakt zonlarında, granat, epidot, piroksen (?), pirit, kalkopirit mineralleri ve kurşun, çinko, manganez, nikel, kobalt, gümüş, demir gibi cevherleşmeler gelişmiştir. Cevherleşme Bölüm 4 de detaylı olarak ele alınmıştır.

Bingöl (1977), Sr/Sr, Rb/Sr yöntemini kullanılarak 52 ± 7 my yaş aldığı Baklan Graniti'nin Paleosen - Eosen arasında yerleştiğini öngörür. Bu yaş, o zamanki jeolojik gözlemlere ve jeokronolojik değerlendirmelere dayanılarak Üst Kretase-Paleosen yaşlı kabul edilen granitlerle ("Eğrigöz Graniti"; Öztunalı, 1973; Akdeniz ve Konak, 1979) uyumludur. Delaloye ve Bingöl (2000) Eğrigöz Graniti'nde yaptıkları K/Ar, Ar/Ar yöntemi ile yapılan ölçümlerden 20.0 ± 0.7 my ile 24.6 ± 1.4 my arasında değişen değerler almışlardır. Yazarlara göre, Eğrigöz Graniti ile birlikte Batı Anadolu'nun Oligo-Miyosen granitleri kapsamında yer alan Baklan Graniti'nin

K/Ar yöntemiyle hesaplanan yaşı 35.5 ± 3.0 my'dır. Çalışmamızın ileride değinilecek olan radyometrik sonuçları, Delaloye ve Bingöl (2000) ün Baklan için verdiği değerlerden daha düşük olup Eğrigöz için verilen değerlere yakındır

2.3.3.2 Kırantarla Formasyonu

Örgülü akarsu ve menderesli akarsu ortamlarında tortullaşmayı yansıtan kırıntılı istif, alttan üste tane boyu incelmesi (fining upwards) gösteren dönemlerin araldanmasından yapılıdır. Birimin adı, Bingöl (1977)'den alınmıştır.

Birim, çalışma alanının KB'sında, Karaağaç ile Uğurluca arasında geniş yayımlıdır. Bingöl (1977)'e göre kalınlık, 100 m. ile 300 m. arasında değişir.

Egemen olarak kanal dolgusu ve dirsek seti çökelleri ile simgelenen örgülü akarsu tortul istifi ("MB Birimi": Leflef, 1980), genellikle sarımsı gri, yersel yeşilimsi gri renkli, paralel ve çapraz katmanlı çakıltaşı-kumtaşı araldanmasından oluşur. İstif genelinde az oranda bulunan taşkın düzlüğü kökenli çamurtaşı aradüzeyleri, görelî olarak daha ince ve yanal süreksizdir. Örgülü akarsu tortullaşması, yanal ve düşey yönde menderesli akarsu tortullaşmasına evrilir. Kayatürü topluluğunun dokusal olgunluğu giderek artar; ortalama çakıl boyutları küçülür, yuvarlanma derecesi ve boylanma iyileşir. Dirsek seti (point bar) ve kanal içi set çökelimini yansıtan çapraz katmanlı kumtaşı düzeylerinde oransal artış görülür. Yeşilimsi/mavimsi gri paleoredüksiyon renkli çamurtaşı ile simgelenen taşkın düzlüğü çökellerinin yaygınlığı ve kalınlığı artar; görece kalın linyit damarları ile düzgün katmanlı 'bırakılmış menderes gölü' (ox-bow lake) çökelleri ortaya çıkar.

Kırantarla Formasyonu, Baybuyan Formasyonu ile Murat Dağı Melanji'nı açılı uyumsuz dokanaklarla üstler. Karaağaç güneyinde yüzeyleyen "Karacahisar Volkanitleri"nin (Bingöl, 1977) andezitleri, Kırantarla Formasyonu'nu keser ve örter. Ancak bu ilişki, volkanizmanın tortullaşmadan daha genç olduğunu yansıtmaz; andezitik volkanitlerin yerleşiminden sonra Kırantarla tortullaşması devam etmiştir

Çalışma alanı dışında, Dumlupınar ile Banaz arasındaki andezitlerin ve Samra Köyü kuzeyindeki riyolitik tüflerin Kırantarla Formasyonu içinde yanal süreksiz yer aldığı saptanmıştır (Leflef, 1980; Göktaş ve diğer., 2002).

Çalışma alanı ve yakın çevresinde, Kırantarla Formasyonu'nun tortullaşma yaşına ilişkin öncel biyokronoloji önerileri çelişkilidir; çoğunlukla palinolojik değerlendirmelere dayanır. Bingöl (1977), Kırantarla Formasyonu'nda saptanan spor ve pollen içeriklerinin Orta Miyosen'i gösterdiğini bildirir. Uşak havzasında yayılımı bulunan "Yeniköy Formasyonu" kapsamındaki linyit düzeylerine yönelik palinolojik analizlere göre, birim için "Orta-Üst Miyosen" yaşı önerilmiştir (Ercan ve diğer., 1978). Bölgesel ölçekte, birimin yaşına ilişkin en doğru sonuçlar, tortul istifin içinde ve üstünde yer alan riyolitik volkanitlerin jeokronolojisiyle sınanmış memeli faunalarından alınmıştır. Çalışma alanı dışında, Banaz (Uşak) ile Dumlupınar (Kütahya) arasında bulunan Kaplangı Köyü yakınlarındaki taşkın düzlüğü çamurtaşları içinde bulunan küçük memeli faunasının (*Aliveria* sp., *Glirulus* sp., *Mirabella fuberosa*, *Eumyarion* sp., *Democricetodon* sp., *Megacricetodon* cf. *collongensis*, *Anomalomys* sp., *Debruijnina* sp. Talpidae sp., Soricidae sp), "Neojen Karasal Memeli Zonları"ndan ('MN Zonları'; Mein, 1975) MN 4 ile korele edilebileceği bildirilmiştir (Saraç, 2003). Steininger, (1999) tarafından 17 m.y. ile 18 m.y. arasında sınırlandırılan MN 4 zonu Geç Erken Miyosen'i gösterir (Göktaş ve diğer., 2002). Kırantarla çökelleriyle yanal ilişkili olan (riyolit-riyodasit bileşimli) "Karacahisar Volkanitleri"nden K/Ar yöntemi ile, 16.9 ± 0.2 m.y. ile 20.9 ± 0.5 m.y. arasında değişen yaşlar alınmıştır (Bingöl, 1977). Kırantarla Formasyonu'nun Afyon'un KB'sındaki (Bayat çevresi) gölsel eşlenikleri, Erken Miyosen kalkalkali volkanizmasının son evresini simgeleyen riyolitik "Seydiler İgnimbiritleri" (Aydar ve diğer., 1998) tarafından örtülür. Bu yöredeki ignimbiritlere yönelik radyometrik yaş tayinleri (Yalçın, 1988), yerleşimin yaklaşık 17 m.y. önce gerçekleştiğini gösterir. Volkanitler ile çökeller arasındaki bağıl stratigrafi ilişkileri, jeokronoloji ve biyokronoloji verileri birlikte değerlendirildiğinde, Kırantarla Formasyonu tortullaşmasının Geç Erken Miyosen döneminde gerçekleştiği sonucuna varılır. Afyon Zonu'ndaki Neojen havzalarında gerçekleşen Erken Miyosen karasal

tortullaşması, kalkalkali volkanizmanın son ürünleri olan riyolitik ignimbiritlerin yerleşimine bağlı olarak, yaklaşık 17 m.y. önce (Erken Miyosen sonu) sona ermiştir.

Murat Dağı güneyinde, Leflef (1980)'in sedimantolojik özelliklerini tanımladığı “MB Birimi”(örgülü akarsu çökelleri) ile “MC Birimi” (menderesli akarsu çökelleri)'ni kapsayan “Yeniköy Formasyonu” (Ercan ve diğer., 1978; Günay ve diğer., 1986), Kırantarla Formasyonu'nun eşleniğidir. Birim, Simav çevresinde “Kızılbük Formasyonu” adı altında incelenmiştir (Akdeniz ve Konak, 1979). Afyon çevresinde tanımlanan “Miyosen çakıltası - kumtaşı” (Çakmakoğlu,1986) ve “Yeniköy Formasyonu” (Metin ve diğer., 1987; Aydar ve diğer., 1996) ile Domaniç-Tavşanlı-Kütahya-Gediz yörelerinde tanımlanan “Beke Formasyonu” (Baş, 1986), Kırantarla Formasyonu'nun bölgesel eşlenikleridir.

2.3.3.3 Karacahisar Volkanitleri

Erken Miyosen kalkalkali volkanizmasının ilk ürünlerini kapsayan “Karacahisar Volkanitleri” (Bingöl, 1977), Kırantarla tortul istifinde bulunan, riyolit, riyodasit, dasit, trakit, trakiandezit, andezit bileşim aralığındaki lavlar ve türdeş piroklastiklerle simgelenir. Karacahisar Volkanitleri, alttan üste, riyolit-riyodasit bileşimli piroklastikler (Tkvt), riyolit-riyodasit lavları (Tkvr) ve trakiandezit-andezit lavlarından (Tkva) oluşur.

2.3.3.3.1 *Riyolitik-Riyodasitik Tüf Üyesi.* Riyolit-riyodasit bileşimli piroklastik istif, genellikle tutturulmamış,pekişmemiş (non-welded) piroklastiklerin simgelediği çok katlı akma birimlerinden (flow units) oluşur. İlk kez, Bingöl (1977) tarafından “Riyolitik tüfler” başlığı altında incelenen astbirimin makroskopik özellikleri ve stratigrafik konumu, Leflef (1980)'te ayrıntılı tanımlanmıştır.

Astbirimin başlıca yayılımı Karacahisar çevresindedir. Çalışma alanı güneyindeki Samra Köyü yakınlarında, istifin aglomeratik alt bölümünün kalınlığı 50 m., tüf ve

tüfitlerden yapıli üst bölümünün kalınlığı ise 100 m. olarak ölçülmüştür (Leflef, 1980).

Piroklastik istif, genellikle beyaz-açık gri renkli masif akma düzeylerinden yapılidir. Leflef (1980)'in tanımlıya, piroklastik istifin alt bölümü aglomeratiktir; üst bölüm ise tüf ve tüfitlerden yapılidir. Alt bölümü oluşturan karasal (subaerial) koşullarda depolanmış kaba piroklastik düzeyler kötü boylanmalı ve içyapısızdır. Kaba volkaniklastların büyüklükleri ve kaba kül boyutlarındaki tüf matrikse oranı değişkendir. Volkaniklastlar, bütünüyle riyolit ve riyodasitlerden türemiştir; tane boyları, küçük çakıl ile blok arasında değişir. Volkaniklast kapsamının % 50 sınırının altına düştüğü düzeyler, “parçalı kaba kül tüf” özelliğindedir. Genellikle blok boyutlarındaki epiklastik kaba bileşenlerin çoğu, piroklastik akma sırasında, altta bulunan Kırantarla Formasyonu çökellerinden koparılmışlardır. Suya doygun çökel kopuntularında, plastik deformasyon, ani soğuma çatlakları, bölümsel ya da tümsel silisleşmeler gelişmiştir. Murat Dağı Melanjı'ndan türeme çakıllar az orandadır. Piroklastik istifin üst bölümünü oluşturan tüf ve tüfitler, daha çok gösel ortamda (sublacustrine) depolanmışlardır; yanal süreksiz gösel çökel aradüzeyleri kapsarlar. Riyolit çakıl ve çakılıkları ile epiklastlara seyrek olarak rastlanır. Bingöl (1977)'ün bildirdiğine göre Karacahisar çevresindeki riyolitik-riyodasitik tüfler, boyutları 4 mm.'yi geçmeyen köşeli kuvars, sanidin, zonlu plajiyoklas kristallerinin parçaları ile bol miktarda subtomorf biyotit ve yeşil amfibol kapsar. Çapı en çok 8 mm.'ye ulaşan, riyolit, riyodasit ve volkanik olmayan kaya kırıntıları içerir.

Astbirim, Karacahisar riyolitik-riyodasitik volkanizmasının patlayıcı evresinin ürünüdür; karasal ve gösel koşullarda depolanmış, çok katlı patlama birimlerinden oluşur.

Leflef (1980)'in bildirdiğine göre, Samra Köyü güneyindeki piroklastikler yanal süreksiz konumlarıyla fluviyal (“MC Birimi”) ve gösel-fluviyatil (“ME Birimi”) tortul istifler arasında yer alır. Çalışma alanındaki piroklastikler, Baybuyan, Kırkbadak ve Çiçeklikaya formasyonları ile Murat Dağı Melanjı'nı uyumsuzlukla örter; riyolit lavlarıyla kesilirler.

Çalışma alanındaki piroklastikler, Günay ve diğer. (1986)'nde Yeniköy Formasyonu'nun üyelerinden biri olarak "Tmyt" simgesiyle ayırtlanmıştır. Astbirim, Leflef (1980)'te "Volkanoklastik Birim" (MD Birimi) başlığı altında incelenmiş ve haritalanmıştır. Felsik piroklastiklerin bölgesel ölçekte ayırtlanmış yüzlekleri, Gördes havzasında ("Kristal Tüf": Yağmurlu, 1983 ve 1984; "Tüf Birimi": Yılmaz, 1977; "Alt Tüf Birimi": Esenli 1992; "Gökyar Tüf": Göktaş, 1999), Demirci havzasında ("Akdere Tüf": İnci, 1983; Demirhan, 2001), Simav ile Şaphane arasında ve Hisarcık-Emet havzasında ("Beyaz Tüf Üyesi": Akdeniz ve Konak, 1979) bulunur.

2.3.3.3.2 *Riyolit- Riyodasit Üyesi*. Karacahisar çevresindeki asidik volkanitler, açık gri-bej ve yeşilimsi gri renkli, iri feldispatlı, belirgin porfirik dokulu, riyolit ve riyodasit bileşimli küçük lav çıkışlarıyla simgelenirler. İlk kez Bingöl (1977) tarafından, "Karacahisar Volkanitleri" adıyla tanımlanmışlardır.

Astbirimin başlıca yüzlekleri Karacahisar çevresinde, Çaylak Dere güneyinde ve Çatmalımezarı Tepe ile Tınaz Tepe arasında bulunur.

Genellikle sert yapılı olan ve volkan çivileri biçiminde sivri tepecikler oluşturan lavlar, bazı yerlerde prizmatik soğuma yüzeyli, çok kırıklı-parçalı bloklar olarak bulunurlar. Riyodasitler, gri, boz renkli ve ince tanelidir (Bingöl, 1977).

Karacahisar asit volkanitlerinin kimyasal bileşimi homojendir. SiO₂ %69 ile %67 arasında değişmekte, K₂O %9'a kadar yüksek değerler vermektedir. Ritmann parametrelerine göre volkanitler, alkali magmaya yakın kalkalkali seriye ait olmalıdır. Jung ve Brousse diyagramı, Karacahisar volkanitlerinin SiO₂ bakımından benzer, buna karşın alkali feldispatların tüm feldispatlara oranına göre farklı bulunduğunu gösterir (subalkali, kalkalkali riyolit-riyodasit). SiO₂ miktarı arttıkça CaO miktarı düzensiz; CaO miktarı artıkça Na₂O-K₂O miktarı düzenli olarak azalır (Bingöl, 1977).

Riyolit-riyodasit lavları, türdeş piroklastikleri üreten kalkalkali asidik volkanizmanın akıcı evresinin ürünleridir.

Çalışma alanında gözlenen lav çıkışları, yaşlıdan gence doğru sırasıyla, Baybuyan, Kırkbudak, Çiçeklikaya ve Murat Dağı birimleri ile kendi piroklastiklerini keser.

Küçük Oturak ve Karacahisar kuzeyinden alınan riyolit-riyodasit örnekleri üzerinde K/Ar yöntemiyle yapılan radyometrik yaş belirlemelerinden 16.9 ± 0.2 m.y., 18.3 ± 0.5 m.y. ve 20.9 ± 0.5 m.y. sonuçları alınmıştır (Bingöl, 1977). Gördes havzasında, 16.3 m.y. ile 18.4 m.y. arasında yaşlandırılan (Seyitoğlu ve diğer., 1992) “Azimdağı Volkanitleri” (Ercan ve diğer., 1983; Seyitoğlu ve diğer., 1992; Göktaş, 1999), felsik “Gökyar Tüfü”nü keser. Gökyar Tüfü ve Kobaklar Riyoliti, Gördes havzasındaki tortullaşmanın başlangıcı olan 21 m.y.’dan genç 18.4 m.y.’dan yaşlıdır (Göktaş, 1999). Seyitoğlu ve diğer. (1997), Selendi-Emet-Uşak üçgeni içindeki alanda yüzlek veren ve Karacahisar asit volkanitleri ile (zaman ve bileşim açısından) korele edilebilecek lavlardan, 20.3 ± 0.6 m.y. (riyolit; Hisarcık güneyi), 20.2 ± 0.4 m.y. (riyolit; Emet KD’su), 20.07 ± 0.6 m.y. (riyolit; Simav-Şaphane arası), 18.9 ± 0.6 m.y. (dasit; Selendi KD’su) ve 17.6 ± 1.0 m.y. (riyolit; Gediz KB’sı) gibi K/Ar yaşları almışlardır.

Riyolit-riyodasit lavları, Günay ve diğer. (1986)’nde “Karacahisar Volkanitleri”nin bir üyesi olarak “Tmkr” simgesiyle ayırtlanmıştır. Uşak batısında Ercan ve diğer. (1978) tarafından tanımlanan ve riyolit-riyodasit lavlarından oluşan “Dikendere Volkanitleri”, astbirimin eşleniğidir. Gördes havzasının KD’sunda Yılmaz (1977) tarafından tanımlanan “Kobaklar Riyoliti”, volkanojenik ve kronolojik yönden Karacahisar riyolitleri ile deneştirilebilir.

2.3.3.3.3 Trakiandezit-Andezit Üyesi. Trakit-trakiandezit-andezit bileşim aralığındaki lav yüzlekleri, ilk kez Günay ve diğer. (1986) tarafından üye düzeyinde ayırtlanmıştır.

Astbirimin başlıca yüzlekleri, Karaağaç güneyindedir.

Lavlar, mavimsi gri, yeşilimsi ve pembemsi kahverenkli, genellikle porfirik dokulu, yer yer çok iri feldispat, biyotit, hornblend kristalli ve camsı hamurludur.

Çalışma alanındaki lavlar, Murat Dağı Melanjı ile Kırkbudak Formasyonu'nu keser ve örter; üst dokanaklar açıktır.

BÖLÜM ÜÇ PETROGRAFI

Bu bölümde sadece cevherleşmeye neden olduğu düşünülen ve cevherleşme içeren kayaların petrografisi ele alınmıştır. Böylece çalışma alanında yaygın olarak bulunan derinlik kayaları, skarnlar, silisleşmiş kayalar ve silisli çatlak dolguları, volkanik kayalar ile metamorfik kayalar detaylı şekilde incelenmiştir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 1:25000 ölçekli K23-a2 paftasında yeralan çalışma alanının doğusunu oluşturan Murat Dağı ve Baklan Mevkii'ndeki derinlik ve diğer kayalarının yangın kulesinden görünümü.

3.1. Plütonik Kayaçlar

İnceleme alanında gözlenen derinlik kayaları granitik ve ultramafik türdendir. Belirli tür cevherleşmelere neden olmaları açısından granitoyitler büyük önem taşır.

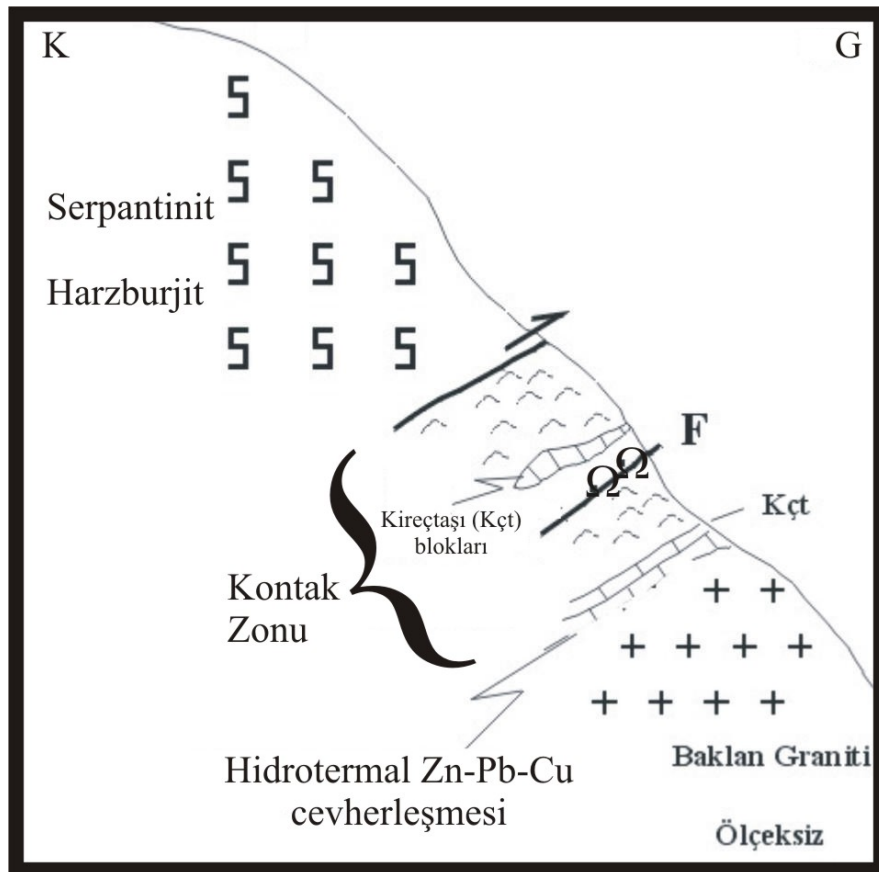
3.1.1 Granitik Kayaçlar

Granitik kayaçlar Baklan Mevkiinde ve yakın çevresinde yaygın olduğu için literatürde Baklan Graniti olarak girmiştir. Başlıca yüzlekleri Baklan Mevkii, Baklan Tepe, Mermerüstü Tepe güneyi, Tepedelen Tepe Pınarının kuzeydoğusundadır. Yüzleklerinin çoğunluğunda yan kayaçlarla dokanakları gerek yamaç molozları gerekse bitki örtüsü nedeniyle açıkça görülemez. Bununla beraber

özellikle vadi tabanlarında, yol yarmalarında gözlenen çok sayıdaki küçük apofizler şeklindeki yüzeylemelerine (Öküz Kayası güneyi, Kartal Tepe yangın kulesi güneydoğusu, Çiçekli Kaya) ve MTA'nın 1994'de yörede yürüttüğü sondaj çalışmalarına (Şener Gonca ve Metin Baybalı ile sözlü görüşme) dayanılarak granitik kütlelerin altta oldukça geniş yayılımına sahip olduğu söylenebilir.

Baklan Granitinde koyu renkli, boyları 4-5 cm ile 20-30 cm arasında değişen anklavlar ve özellikle kenar zonlarında aplitik damarlar oldukça yaygındır .

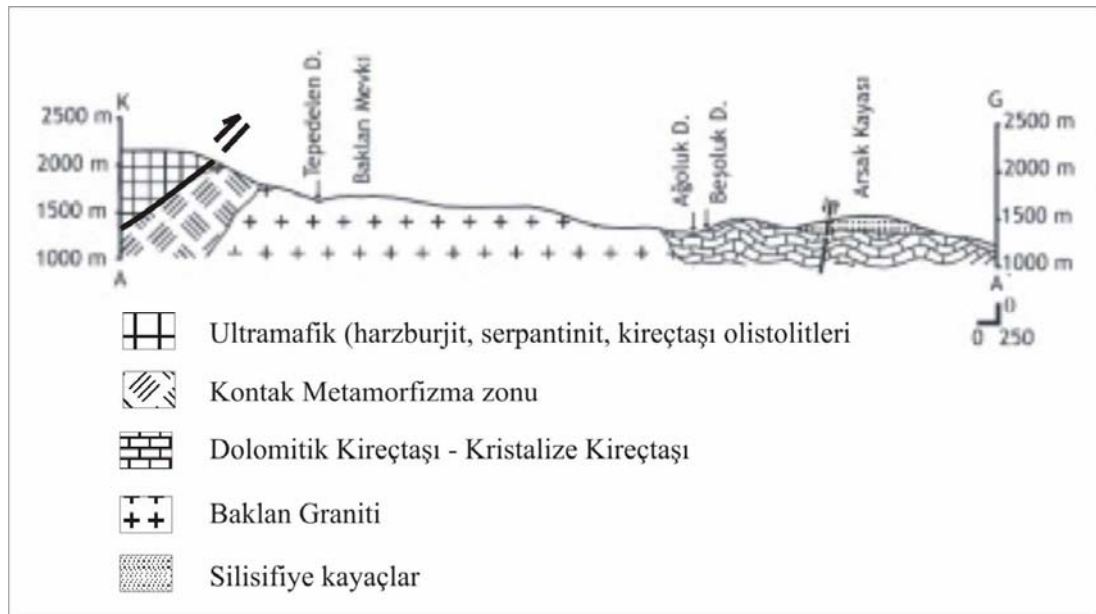
Cevherleşme açısından Baklan Granitinin Murat Dağı melanjı ile dokanakları önem taşır. Buralarda, şist, mermer, kristalize-yarı kristalize kireçtaşı, kuvarsit ve dolomitik kireçtaşı karmaşığına sokulum yapan granit dokanağına yakın kesimlerde bu birimde hidrotermal cevherleşmeler oluşmuştur (Şekil 3.2).



Şekil 3.2 Granit – ultramafik ilişkisi (Tepedelen Tepe).

Buna karşın ofiyolitin ana birimi ultramafitlerle doğrudan dokanağı çalışma alanında gözlenmez. Granit sokulumunun etkilediği diğer kayalar Baybuyan Formasyonuna ait olduğunu düşündüğümüz metamorfiklerdir. Bunlar cevhersiz kısır hornfelslere dönüşmüşlerdir.

Gerek cevherleşmelerin, gerekse hornfelslerin oluşturduğu zonlarda granit kontağına yakın yan kayalarda, kırılmalar, parçalanmalar, breşleşmeler, silisleşmeler yaygınlaşmakta; yan kayalar kaotik görünüm almaktadır (Şekil 3.3, 3.10).



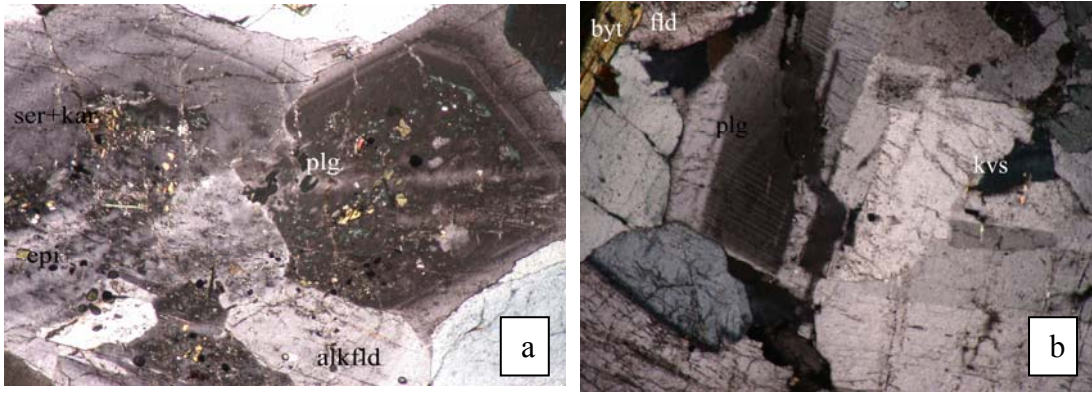
Şekil 3.3 Tepedelen Deresinde K-G doğrultulu, granit-yan kayaç ilişkisini gösterir jeolojik kesit.

Bu tektonik etkiler ve kaotik görümlü formasyonu oluşturan parçaların litolojik çeşitliliği granitik sokulumunun sığ derinlikte (epizonal) aktif bir enjeksiyonla gerçekleştiğini düşündürür.

Başlıca granodiyoritik olan ana kütle, kenar zonlarına doğru kuvars diyoritik nitelik kazanır. Mikroskopik incelemelerde tane boyu, mineral içerik ve boyu yer yer değişse de doku her zaman taneli hipidiyamorfittir; grafik, mirmekitik dokulu geçişler gözlenebilir. Ana mineraller plajyoklaz, K-feldspat, kuvars, amfibol, biyotitdir. Tali mineraller apatit, sfen, ender olarak zirkon kristalleri ve özşekilli genelde yarı öz

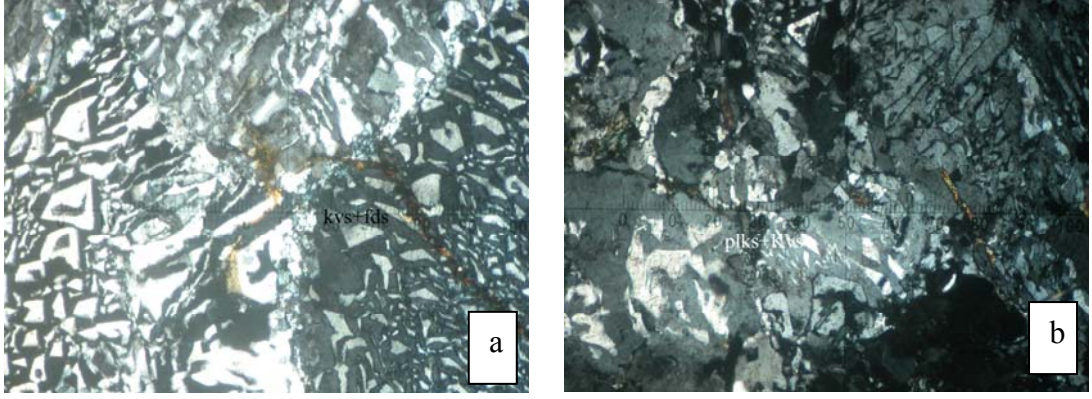
şekilli manyetit, ilmenit, hematit ve az miktarda pirit, kalkopirit, pirotin ile limonit (götit) gibi cevher mineralleri gözlenmiştir.

Plajiyoklazlar çoğunlukla yarı özşekilli bazen zonlu yapılıdır. (010) yüzeyine dik albit-karsbad ikizli kesitlerde maksimum sönme açıları An içeriğinin %15-%35 arasında değiştiğini (oligoklaz-andezin) işaret eder. Oldukca taze olan plajiyoklazlarda yer yer serizitleşme ve epidot, albit, oluşumuyla sossüritleşmeler görülür. Kayaçta ikincil olarak albit gelişebilir (Şekil 3.4a ve b).

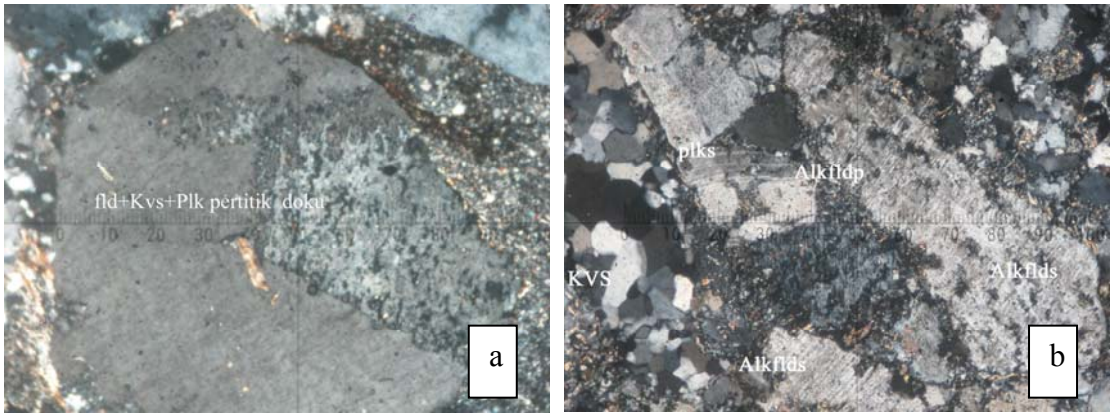


Şekil 3.4 a: zonlu yapı sunan plajiyoklazların kısmen epidot, serizit ve karbonata dönüşümü (+N); b: Karbonat ve serizite dönüşen plajiyoklazların polisentetik ikizlenmeleri, kuvars, feldispat ve biyotit beraberliği (+N). plg: plajiyoklaz, alkfd: alkali feldispat, Epi: epidot, ser: serizit, kar: karbonat.

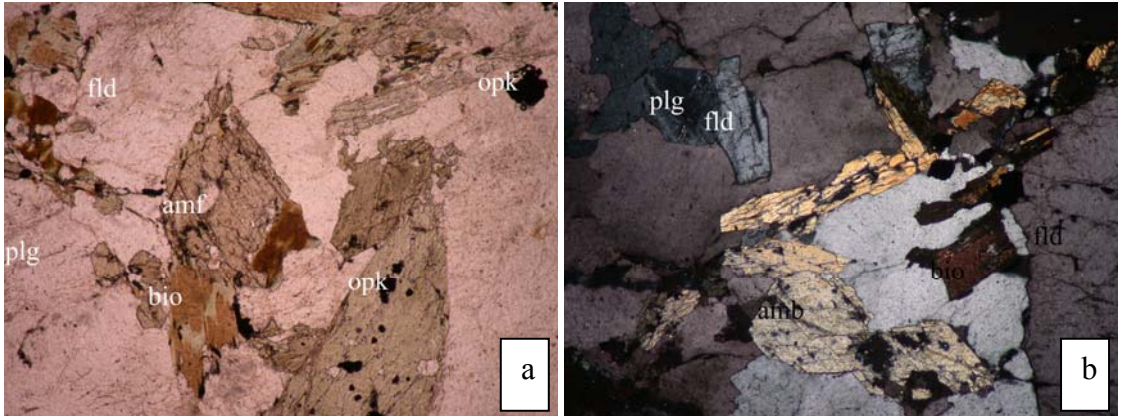
Ortoklaz plajiyoklazlara göre daha az, daha küçük, ksenomorftur. Kuvars da ksenomorf olup bazen ortoklazla grafik (Şekil 3.5 a ve b) ilişki içindedir. Ortoklazın pertitik yapıli kristallerine de rastlanır (Şekil 3.6). Hafif serizitleşme ve kaolinleşmeye uğramıştır. Yeşil hornblend yarı öz, öz şekillidir; plajiyoklazla birlikte miktarının artmasıyla granit daha belirgin diyoritik karakter kazanır (Şekil 3.7).



Şekil 3.5 a, b. Grafik doku. kvs:kuvars, plks:plajiyoklaz (+N).



Şekil 3.6 a, b. Pertitik doku. fld:feldispat, plks:plajiyoklaz, Alkflds:alkalifeldispat, kvs:kuvars (+N).



Şekil 3.7 Amfibol miktarının artması ile granitin diyoritik karakter kazanması, a: fld:feldispat, plg:plajiyoklaz, amf:amfibol, bio: biyotit, opk:opak (/N); b: (+N).

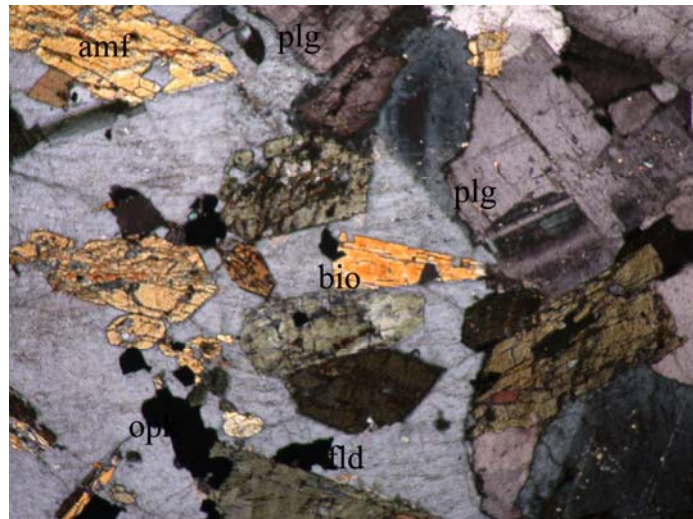
Biyotit daha çok ksenomorftur. Gerek hornblend gerekse biyotitte çeperlerden itibaren kloritleşmeler yaygındır. Bu olay, hidrotermal plütonik cevherleşmelerini

kontrol/ işletme için açılmış galeriler yakınındaki granitlerde yaygınlaşır; yine buralarda epidot toplulukları ve apolit damarcıklarında artış görülür.

“Baklan Granitinin” makroskopik tekdüzeliğini anklavlar ve apolit damarları bozmaktadır.

Anklavlar, Baklan Mevkii’nde galeri yakınlarında, Öküzkayasında, Kartaltepe dolaylarında yaygındır. Granite göre daha koyu renkli bu ksenolitlerin boyutları 4-5 cm ile 20-30 cm. arasında değişir. Yuvarlak konturlu olmaları ve belkide boyutlarının çeşitliliği granit tarafından özümleme derecelerinin fonksiyonları olarak düşünülebilir. Hipidiyomorf tane dokulu anklavların kristal boyutları konak kayaca göre daha küçüktür.

Mineral parajenezi; bol miktarda hornblend, plajiyoklaz, daha az oranda K-feldspat, biyotit ve kuvars, ikincil olarak kalsit ve kloritten meydana gelmiştir. Bu mineral bileşimiyle anklav diyorit veya kuvars diyorit olarak tanımlanabilir. Granitik magmanın ilk ürünleri diyoritik kısımların sonraki aşamada granit içine alınarak az çok özümleme kalıntıları oldukları düşünülebilir. Ksenolitlerin opak mineralleri manyetit, ilmenit, manyetit eksolüsyonlu ilmenit, çok az pirit ve kalkopirittir. Bu mineraller amfibol ve biyotit içinde veya yakınında gelişmişlerdir (Şekil 3.8).



Şekil 3.8 Granit içinde anklavı gösteren mikro fotoğraf.
amf:amfibol, plg: plajiyoklaz, bio:biyotit, opk:opak, fld:
feldispat (+N)

Aplitler en yaygın olarak hidrotermal cevherleşmelerini araştıran iki galerinin GD'sunda 2-30 cm kalınlığında damarlar şeklinde dir. Doğrusal veya kıvrımlı, ptigmatitik damarlar şeklinde dir (Şekil 3.9).



Şekil 3.9 Üstte ptigmatitik, aplit, damarları.

Demir oksit süzölmeleriyle çoğu boz ve pembe renk kazanmıştır. İnce taneli mozayik dokuya sahiptirler, kısmen tüm kayacı oluşturan kuvarsa ender ortoklaz ve biyotit eşlik edebilir. Böylesine kıvrımlı damarların varlığı bunların oluşumu sırasında granitik kütle nin tamamen katılaşmadığının bir işareti olarak yorumlanabilir (de Sitter, 1964).

3.1.2 Ultramafik Kayaçlar

Çalışma alanında klasik bir ofiyolitik kompleksin iki birimi tektonik dilimler şeklinde gözlenir: Peridotitler ve Murat Dağı Karmaşığı.

Peridotitler farklı derecede serpantinleşmiş hazburjitlerdir. Bunların doğrudan granitlerle dokanağı gözlenemez; gerek Murat Dağı Karmaşığıyla gerekse diğer litolojilerle dokanağı tektoniktir (Şekil 3.2, 3.3).

Peridotitler harzburjitler tarafından temsil edilir ve ana mineralleri olivin, ortopiroksen ve % 1-2 oranını aşmayan klinopiroksenlerdir. Tektonik dokanaklara doğru artan serpantinleşme ile porfroblastik birincil dokusu serpantinlerin klasik elek dokusuna değişir. Böylece olivinler lizardit ve krizotile ortopiroksen bastite dönüşür. Hazburjitlerin opak mineralleri birincil spineller ve serpantinleşmeyle ortaya çıkan manyetit taneleridir.

Murat Dağı Karmaşığı kireçtaşı, mermer, peridotit, serpantin, kuvarsit, şist gibi çeşitli parçalardan oluşmuş ve kaotik görünümündedir (Şekil 3.10).



Şekil 3.10 Granit dokanağında kaotik görünümlü yan kayaçlar.

Bunlar tektonik dokanakla ultramafiklerin altında bulunurlar. Baybuyan Formasyonu gibi yaşlı birimlerle dokanakları tektonik olmalıdır. Ofiyolitik sekansın bu iki biriminde silisleşme etkili şekilde gelişmiştir. Bu silisleşme olayı ileride silisleşmiş kayaçlar başlığı altında daha ayrıntılı ele alınacaktır.

3.2 Metamorfizma Kayaları

Bu başlık altında cevherleşme veya cevherleşme izleri gözlenen metamorfik kayaçlar gruplandırılmıştır. Bunların en önemlileri allokimyasal değişime uğrayarak kayda değer cevherleşme içeren metazomatik metamorfittlerdir. Bunun yanında ender de olsa damar tipi hidrotermal cevherleşme izlerine temelin metamorfiklerinin bir kısmında da rastlanabilmektedir.

3.2.1 Metazomatik Metamorfittler

Yukarıda değinildiği gibi Tepedelen Tepe yöresinde ve özellikle incelenen iki galeri içinde Murat Dağı Karmaşığına ait olduğunu düşündüğümüz; şist, mermer, kristalize kireçtaşı, peridodit, serpantinit, kuvarsit, kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı parçalarından oluşan kaotik birim elemanlarının farklı litolojilerinin fonksiyonu olarak granitin sokulumu ile çeşitli değişimlere uğramış, yer yer Pb-Zn-Cu cevherleşmelerine yataklık yapmıştır (Şekil 3.2).

Bu cevherleşmeler özellikle kireçtaşı ve kalkşist parçalarında çatlaklarda çökelmiştir. Cevherleşmelerin bu yan kayaçlarında granat, piroksen ve epidot oluşmuştur. Granat sonradan kısmen veya tamamen klorite, piroksen de tremolit ve aktinolite dönüşmüştür. Bu dönüşümler nedeniyle birincil granat ve piroksen türleri belirlenememiştir. Fakat klorit, aktinolit gibi retromorfoz ürünleri dikkate alındığında ilk minerallerin Mg, Fe ve Ca'ca oldukça zengin olduğu düşünülebilir. Granitin sığ sokulum (düşük ısı) olması nedeniyle klasik skarn minerallerinin bol miktarda gelişemediği düşünülmektedir.

3.2.2 Bölgesel Metamorfizma Kayaçları

Çalışma alanının temelini çok çeşitli litolojiye ait Baybuyan Formasyonu'na dahil ettiğimiz; Menderes Masifi'nin metamorfizmasının devamı olarak düşünülebilecek kayaçlar oluşturur.

Bunlar çoğunlukla kuvvetli tektoniğe uğramışlar kırıklı, ekaylı yapı kazanmışlardır. Şist, mermer, dolomitik kireçtaşı, rökristalize kireçtaşı, kuvarsit, amfibolit ve gnayslardan aralanmalı bu temel yeşil şist fasiyesinden derin amfibolit fasiyesine kadar değişen bölgesel metamorfizmaya uğramıştır.

Bu formasyonun çalışma alanında granitle açık bir dokanağı gözlenemez. Fakat cevherli galerinin yakınında temele ait metamorfik olarak düşündüğümüz kloritli kuvars şistler içinde kalınlığı 7-8 cm ye; kesiklide olsa uzunluğu 2-3 m. ye ulaşan damarlarda galen kristalleşmeleri gözlenir. Damarların yan kayacı şistte her hangi bir skarn mineraline rastlanmadığından hidrotermal kökenli kabul edilmiştir.

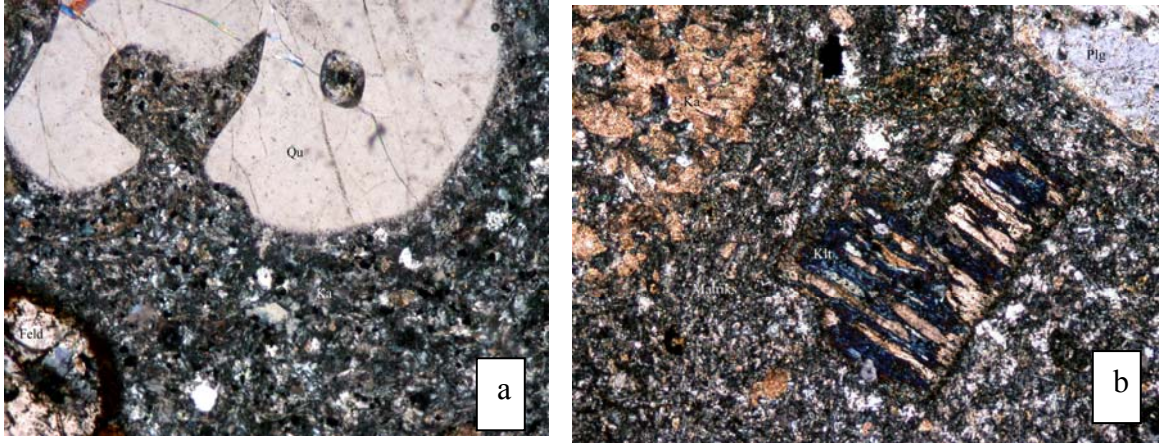
3.3 Volkanik Kayaçlar

İnceleme alanında civa ve antimon cevherleşmeleriyle mekansal ilişkili gözükten volkanik kayaçlar oldukça geniş alan kaplarlar. Silisleşme zonlarında bu kayaçlar silisleşmeden büyük ölçüde etkilenmişlerdir. Mikroskopik kuvars-alkali feldispat-plajjiyoklaz miktarlarının tahmini mikroskopik değerleri ve mafik mineral türleri yardımıyla yapılan ilk adlanmaları kimyasal analizlerinden elde edilen adlamayla oldukça uyumlu olup riyolit, traki- andezit, andezit ve bazaltik andezit, diyabaz gibi çeşitli bir evrimleşme serisini anımsatmaktadır.

Bu volkanik kayaçlar, türlerine göre cinsi değişen fenokristallerin belirlediği porfirik dokuya sahiptirler. Matriksleri camsı, camsı + mikrolitik, ince taneli + camsıdır.

3.3.1 Riyolitik ve Riyodasitik Kayaçlar

Aşağı Karacahisar yöresinde sıkça gözlenen bu kayaçlar açık gri, bej renkli, porfirik görünümlüdür. Hamuru ince taneli kuvarzo-feldispatik ve cam karışımından oluşmuştur. Fenokristaller, sanidin, yaklaşık % 20 An içerikli plajiyoklaz, kuvars daha küçük ve daha az oranda biyotit ve amfiboldür. Plajiyoklaz fenokristalleri matriksle denge dışı olduklarında bununla reaksiyona girmişler; reaksiyon zonu ile çevrelenmiştir. Biyotit kloritleşerek opak tanelerini çöktürmüştür; hornblend çoğunlukla klorit + opak + kuvars topluluğuna dönüşmüştür. Alterasyon oldukça önemli olup, matrikste kaolenleşme, kayacın genelinde karbonatlaşma olarak ortaya çıkar (Şekil 3.11).

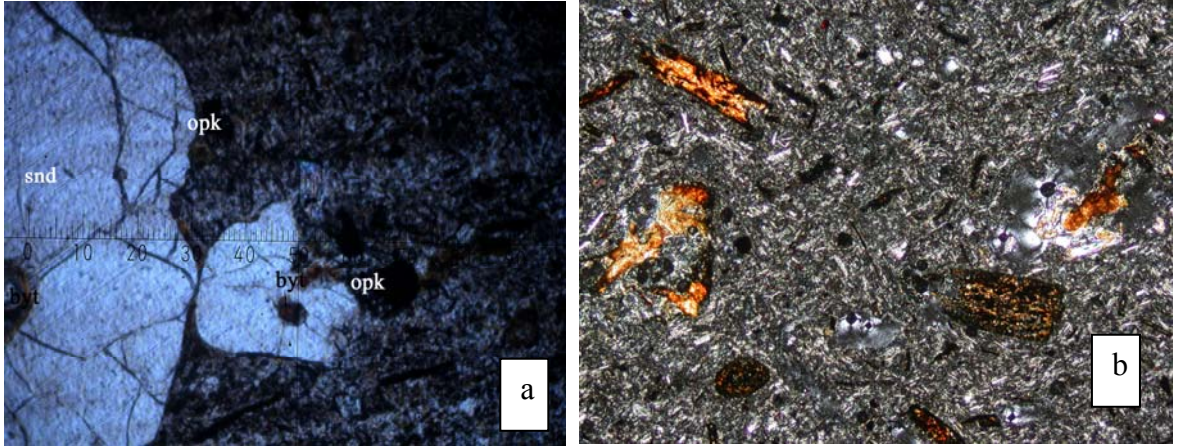


Şekil 3.11 a: Matriksle dengede olmayan kuvarsin kemirilmesi. Qu: kuvars, fld:feldispat (+N). b: biyotitin kloritleşmesi (ortada), matriksteki minerallerin karbonatlaşması ve plajiyoklazın karbonata dönüşümü (sol üstte). Plg:plajiyoklaz, bio: biyotit, klt: klorit (+N).

3.3.2 Traki -andezitler

Andezit ve bazaltik andezitlerle beraber Yapaztepe ve Alansivri Kayası dolayında gözlenirler. Boz ve gri renklidirler. İri sanidin fenokristalleri ile hemen göze çarparlar. Porfirik dokuları, plajiyoklaz mikrolitleri ve altere camdan oluşmuş hamur içinde sanidin, plajiyoklaz, kemirilmiş kuvars, biyotit fenokristallerinin varlığından ileri gelir. Ayrıca tümüyle altere olmuş amfibol olduğunu düşündüğümüz mafik kristallerde bulunmaktadır. Aksesuar mineral olarak sfen içeren kayada kaolenleşme yer yer epidot oluşumları bulunur. Bazı örneklerde ender piroksen(?)

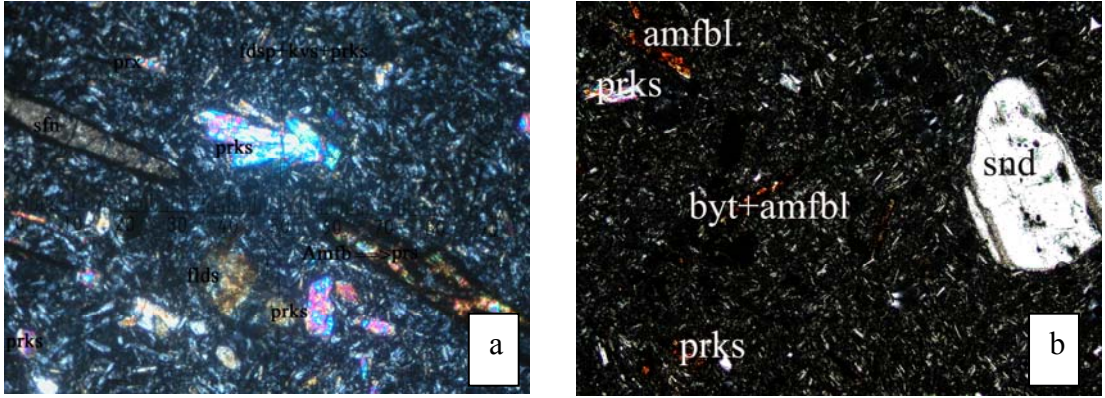
kalıntıları görülebilir. Arazide, alt kotlardan üst kotlara doğru ve dış zonlardan iç zonlara doğru traki-andezitlerden bazaltik andezitlere geçiş gösterdiğinde tane boyutunda da bir incelme ortaya çıkar (Şekil 3.12 a,b).



Şekil 3.12 a: Traki – andezit (Yapaz Tepe); snd:sanidin, byt:biyotit, opk:opak (+N) ; b: Bazaltik andezit (Alansivri Kayası) lerde görüntüler (+N).

3.3.3 Andezitler

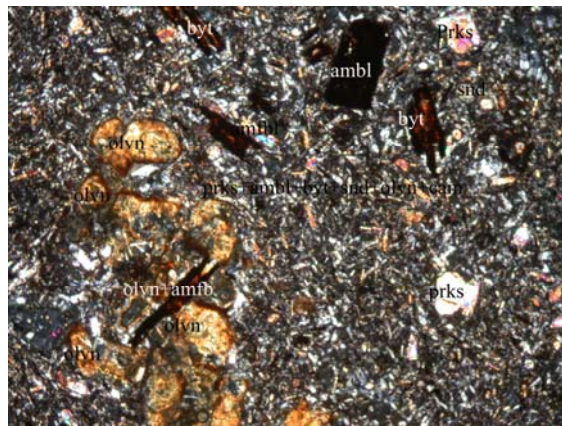
Karaağaç bölgesinde Yapaz Tepe ve Alansivri Kayası yöresinde yayılım gösterirler. Koyu gri, koyu yeşil renkli, porfirik dokuludurlar. Matriks, yer yer akma yönlenmesi kazanmış bol plajiyoklaz mikrolitlerinden ve az camdan oluşmuştur. Fenokristaller zonlu, kemirilmiş, çevresi hamurun reaksiyonuna uğramış andezin, çok daha az oranda kemirilmiş kuvarslardır. Mikrofenokristal boyutundaki biyotitler hemen tamamen opaklaşmıştır. Yine mikrokristal boyutundaki diyopsidik ojitler vardır. Bu sonuncuların artması, fenokristallerin azalması ve boyutların küçülmesi sonucu bazaltik andezitlere geçilir (Şekil 3.13). Bu geçiş arazide Yapaz Tepe, Alansivri Kayası civarında gözlenmiştir. Bazı örneklerde sfen mikrofeno-kristal boyutlara ulaşmaktadır.



Şekil 3.13 Yapaz Tepe andezitlerinin (a) tane boyutlarının küçülerek (b) bazaltik andezitlere geçiş. snf: sfen, prks: piroksen, fdsp: feldispat, amfb=>prks:amfibol'ün piroksene dönüşümü, kvs: kuvars. byt:biyotit, snd:sanidin (+N).

3.3.4 Bazaltik Andezitler

Yapaz Tepe ve Alansivri Kayası yöresinde daha ince kristalli ve daha koyu renkli oluşlarıyla diğer andezitlerden ilk bakışta ayrılırlar. Fenokristaller ender fakat irice, kemirilmiş plajiyoklaz ve kuvars, daha küçük boyutlu diyopsitik ojit, önemli oranda opaklaşmış biyotittir. Bazı örneklerde tamamen iddingzite dönüşmüş olivin mikrofeno-kristalleri gözlenir (Şekil 3.14). Hamur mikrolitik olup başlıca plajiyoklaz ve cam içerir. Opak tanecikler yaygındır. Kayacın genelinde biyotit, ve belkide amfibolin opaklaşması; klorit karbonat ve epidot oluşumları ortaya çıkar.



Şekil 3.14 İddingzitleşmiş olivin mikrofeno-kristalleri, biyotit ve amfibolün opaklaşması. olvn: iddingzite dönüşmüş olivin, prks: piroksen, ambl: amfibol; byt: biyotit, snd: sanidin(+N).

Bazik ortama yabancı kuvarsların kemirilmesi ve olivinlerin dönüşümü bu lavların katılaşması sırasındaki denge dışı olayların izi olarak yorumlanabilir.

Yukarıda özetlenen volkanitlerin dışında Karacahisar bölgesinde damarlar şeklinde hipabissal kayaçlarda görülebilmektedir.

Bunlardan birincisi ofitik dokulu olup başlıca plajiyoklaz ve diyopsidik ojitten meydana gelmiş diyabazdır. Klinoproksen, hornblende, klorite dönüşmekte, plajiyoklazlarda zoisit, hidrogranat oluşmaktadır. Bu transformasyonlarla beraber kayaçta ortaya çıkan pistazit ve damarcıklarında gözlenen prehnit döteritik veya hidrotermal alterasyonun sonuçları olmalıdır.

Diğer hipabissal fasiyesli kayacın dokusu porfiriktir; hamur orta taneli çok az altere K-feldspattan oluşmuştur. Keratofir olarak tanımlanabilecek kayacın fenokristalleri yaklaşık %30 An içeren plajiyoklaz, taze biyotit ve ender kemirilmiş kuvarstır.

3.4 Kuvars Damar ve Damarcıkları ve Silisleşmiş Kayaçlar

Çalışma alanındaki şimdiye kadar sözü edilen kayaçların çoğunluğu etkili bir silisleşmeye maruz kalmıştır. Bu silisleşme bazen damarcıklardan ve damarlardan başlayıp yan kayaca yayılırken bazen tüm bir kütle silisleşmiştir. Bölgenin günümüzdeki jeotermal etkinliğide göz önünde tutulduğunda bu silisleşmelerin geç magmatik (hidrotermal) hatta yer yer paleo-jeotermal nitelikli olduğu düşünülebilir. Adı geçen bu etkenlerin neticesinde oluştuğunu, ve ikinci tip cevherleşmede rol oynadığı düşünülen bu silisli kayaçlar, aşağıdaki gibi iki başlık altında ele alınacaktır.

3.4.1 Kuvars Damar ve Damarcıkları

Bu oluşuklar genelde granit içinde ve granit yakınındaki kayalarda yaygın olarak gözlenirler. Kalınlıkları 1-5 cm olan damarcıklar çatlak ve kırık dolgularıdır. Bunlar yer yer uzun eksenleri 1 cm ile 30 cm arasında değişen, gerek granitin kenar zonlarında gerekse hemen yakınında çevre kayalarda merccekler oluştururlar.

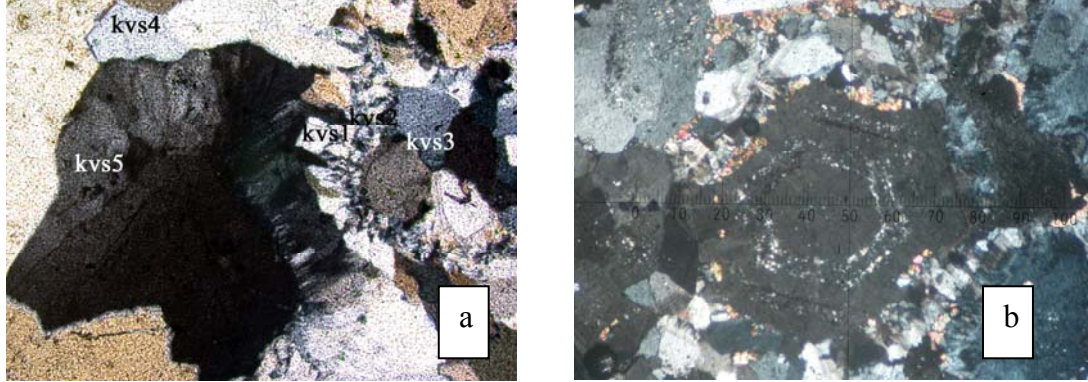
Damarcıkların kalınlıklarının artmasıyla (ender olarak 1-2 m) kuvars filonlarından söz edilir. Bunlar daha çok Tepedelen Pınarının güneydoğu ve kuzeybatı yamaçlarında 1300, 1578, 1910m kotlarında yaygındır. Fakat boyutları nedeniyle haritada gösterilememiştir.

Damarcık ve damarların ana minerali kuvarstır. Bu mineralin bazı dolgularda en az iki aşamada geliştiği saptanmıştır. Damarlarda ilk oluşan kristaller damarlardaki tekrar hareketlenme ile kırılmış, dalgalı sönme kazanmışlardır; sonraki aşamanın kuvarsları ise bu olaydan etkilenmemişlerdir. Bazı damarcıklar kalsedon dolguludur.

Damarcık ve damarlarda kuvars kristallerinin büyümesi sırasında bunların çeperlerinde veya sonradan kırıklarında yerleşmiş (pirit, limonit, kromit gibi) opak taneler gözlenir. Genelde damar kalınlığı ile dolgu maddesi kuvars ve opak minerallerinin boyutları arasında bir ilişki vardır; kalın damarlarda iri kuvars ve opak mineraller; damarcıklarda ise küçük kuvars ve opak tanecikler gözlenir. Daha serbest hacimde gelişen iri kuvars kristallerinin aşamalı zonlu büyümeleri sübmikroskopik kapanımlarla belirginlik kazanmıştır (Şekil 3.15).

Boş hacim doldurulmaları bazen fay zonlarında da gelişmiştir. Bunun en güzel örneği manganlı zon olarak adlandırdığımız, kalınlığı 5-60 cm. arasında değişen Baklan Mevkii'nde başlayıp Tepedelen Pınarı civarına kadar uzanan granitler içindeki fay zonudur. Bu zondaki kuvars kristalleri 3-5 cm büyüklüğe ulaşabilmektedir. Damarın granitle sınırlarında epidot toplanımları oluşmuştur. Damar çeperinde oluşmuş pirit taneleri limonite (götit), limonit de yer yer

lepidokrozite dönüşmüştür. Bu sekonder oluşumlarda pirolüzit ve diğer mangan mineralleri gözlenebilir.



Şekil 3.15 a: Damar kayaçlarında kuvars kristallerinin büyümesi (+N); b: manganlı zonda iri kuvars kristallerinde kapanımların belirginleştiği zonlu büyüme. a: kvs1:1. aşamadaki kuvars, kvs2: ikinci aşamadaki kuvars, kvs3: 3. büyüme aşaması, kvs4: 4.kristal büyüme aşaması, kvs5: büyüme sınırının maksimumuna doğru gelişmeye devam eder hali, sol üstte büyüklük sınırının doruk noktasına ulaşmış görünümü (+N).

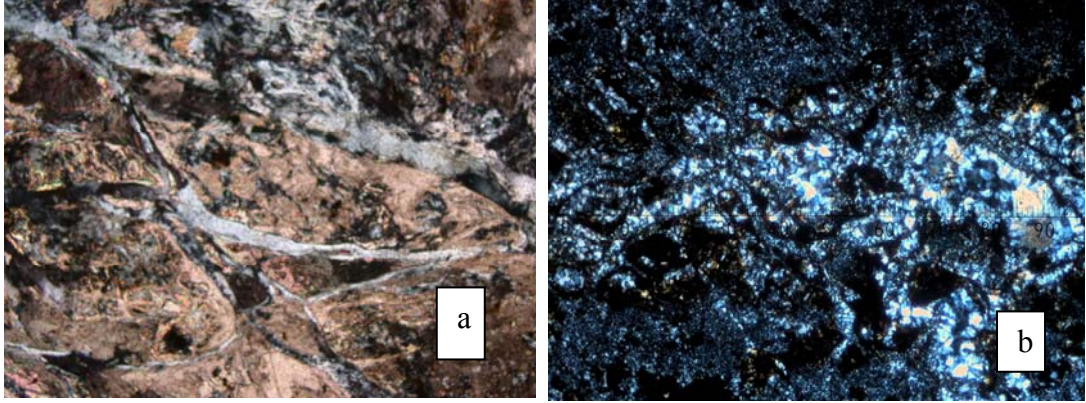
Damarın serbest büyümelili kuvars kristalleri ve çeperlerde oluşan epidotlar damarın hidrotermal kökeninin işaretidir. Bu hidrotermal gelişmelerin azda olsa cevherleştirici olduğu anlaşılmaktadır.

3.4.2 Silisleşmiş Kayaçlar

Çalışma alanında silisleşme etkili ve yaygın bir faaliyettir ve civa ve antimuan cevherleşmeleri bu aktivite ile en azından mekansal ilişkili görülmektedir. Silisleşme kireçtaşı, Murat Dağı Karmaşığı'nın elemanları, volkanik kayaçlar gibi çok çeşitli litolojileri etkilemiştir. Çoğun durumlarda silisleşme o kadar yoğundur ki, birincil kayacın niteliği hakkında fikir yürütmek olanaksızlaşmaktadır. Kayaç ince, çok ince taneli, kırılması güç, sert, bazen bireşik, çeşitli renkli görünüm kazanmıştır.

Mikroskop altında kriptokristalen kuvars örneğin çoğunluğunu oluşturur. Bingöl (1977) X ışınları difraksiyonuna dayanarak bu kristallerin kuvars ve kribolit olduğunu belirtir. Kripto kristalli ana kütlede, kalınlığı değişik, düzensiz çatlaklar ve boşluklar daha iri kuvarsla, kalsedonla doldurulmuştur (Şekil 3.16b). Silisleşmeden

önceki ilk litolojileri hakkında daha sıhhatli yorum yapılabilecek olanlar Baklan Granitinin yakınında gözlenen silisleşmiş serpantinlerdir. Bu kayaçlarda serpantinlerin elek dokusu özelliğini koruyabilmiştir (Şekil 3.16a).



Şekil 3.16 Silisleşmiş serpantinler (a; //N, b; +N), elek dokusunu koruyabilmiştir.

Ayrıca az miktarda gözlenen kromit, kenar, köşe ve çatlaklardan itibaren krom spineline ve yer yer manyetite dönüşmektedir. Manyetit içindeki ilmenit lamellerine paralel hematitlerin ilmenitlerden dönüştüğünü düşünüyoruz. Bu gözlemler birincil kayacın bir ultrabazik olduğunun kanıtını oluşturabilir.

Mikroskobik incelemelerde silisleşmiş serpantinlerin çatlak ve boşluklarında hem kuvars hem kalsedonun birlikte bulunması serpantinlerin silisleşmesine granit yakınında volkanik etkinliklerin de katkıda bulunduğu şeklinde yorumlanmalıdır. Çünkü volkanik faaliyetlerden doğan kalsedon oluşumları granit sokulumundan çok daha sonra meydana gelmiştir. Bu noktalardan hareketle çalışma alanının diğer yörelerinde ortaya çıkan listfenit benzeri kayaçlarında volkanik aktiviteye bağlı silisleşmelerle ilişkili olabileceği göz ardı edilmemelidir.

Yukarıda genel hatlarıyla değinilen bölgedeki silisleşme olayı başlı başına bir araştırma konusu oluşturacak nitelikte olup çözülmesi gereken bir çok soru taşımaktadır. Olayın granit sokulumu, volkanizma, tektonizma ile ilişki derecesi nedir? Belirli bir periyotta mı meydana gelmiştir? Böyle ise kesin yaşı nedir? Bölgenin günümüzdeki jeotermal etkinliği göz önüne alındığında silisleşmede ve

civa, antimon cevherleşmesinde jeotermal etkinliğin geçmişte ve günümüzde ki katkısı nedir?

3.5. Baklan Granitinin Radyometrik Ölçümleri

Jeolojik ve radyometrik verilerle farklı zaman dilimlerine yerleştirilen Baklan Granitinin (Bingöl, 1971, 1977; Ercan ve diğer., 1984; Erdogan, 1990; Erdoğan ve diğer., 1990; Delaloye ve Bingöl, 2000) yaşına katkıda bulunmak amacıyla bu sokulum kayaçlarına Potasyum- Argon yöntemi uygulanmıştır.

Potasyum yerkabuğunun ortalama bileşiminde % 2,6 K₂O oran ile yaygın olarak bulunan bir elementtir. Potasyumun ³⁹K, ⁴⁰K, ⁴¹K olmak üzere üç izotopu vardır. ⁴⁰K radyoaktif parçalanma ile ⁴⁰Ar a dönüşür. Radyoaktif bir element olan ⁴⁰K'un periyodu 1.25x10⁹ yıldır. ⁴⁰Ar, argonun ³⁶Ar ve ³⁸Ar ile birlikte doğal olarak oluşan üç izotopundan biridir. K-Ar yönteminde ana element olarak K'un yerkabuğunda yaygın olmasının yanında yavru element olan Ar'un yerkabuğunda ender olarak bulunması bu yönteme geniş bir kullanım alanı sağlamaktadır.

Böyle bir yöntemle elde edilen yaşın jeolojik bir anlamı olması için bazı kabullerde bulunmak gerekir (Delaloye ve Pişkin, 2002):

- ⁴⁰K 'in ⁴⁰Ar'a ve ⁴⁰Ca'a dezintegrasyon katsayılarının sabitliği;
- Potasyum izotopik bileşiminin sabitliği;
- Yaşı saptanmak istenen jeolojik olaydan bu yana sistemin K ve Ar açısından kapalı kalmışlığı;
- Mineralin oluşumu veya metamorfizma olayı sırasında minerale dışardan bir argon ilavesi söz konusu olmamasıdır.

Bir ⁴⁰K atomu ⁴⁰Ar'a bozduğunda temel kural olarak ⁴⁰Ar kristal kafesi içinde tutulur. Kafesten kaçması ancak mineral ergirse, tekrar kristalleşirse veya argonun difüzyonla kafesten çıkabileceği ısılar kadar mineral ısıtılırsa gerçekleşebilir (Delaloye ve Pişkin, 2002). Bir batolitin soğuması veya bir metamorfizma sonrasında

olduğu gibi jeolojik sürecin yavaş geliştiği durumlarda, ^{40}Ar 'un kristal yapısından difüzyonu, blokaj ısı veya kapanma ısı kavramı yardımı ile irdelenmektedir.

Bir granitoid örneğinde K-Ar yöntemi kullanarak üzerinde çalışabileceğimiz minerallerin farklı kristalleşme sıcaklıklarına bağlı olarak farklı kapanma ısılarına sahip oldukları bilinmektedir. Kapanma ısı hornblend için $530 \pm 40^\circ \text{C}$, biyotit için $280-300 \pm 50^\circ \text{C}$, muskovit için ise $350 \pm 50^\circ \text{C}$ dolayındadır. Bir başka deyişle biyotit kapanma ısı olan $280-300 \pm 50^\circ \text{C}$ ' yi gördüğünde kapalı sisteme geçer. Biyotitte yapılan bir yaş tayini bize o biyotitin kapanma ısını gördüğü en son zamandan günümüze kadar olan zamanı vermektedir. Bu nedenle neotektonik olayların etkin olduğu bölgelerde sıcaklık biyotitin göreceli olarak düşük kapanma ısını aşarsa biyotitte ölçülen yaş bölgede etkin olan neotektoniğin yaşını verir (Delaloye ve Pişkin, 2002).

Çalışmalarımızda Murat Dağı granodiyoritinin Baklan Mevkii Bölümlerinden veya zonlarından alınan örnekler üzerinde K-Ar yöntemleri kullanılarak yaş tayinleri yapılmıştır. Üç adet tüm kayaç, üç adet biyotit ve bir adet hornblend örneği üzerinde gerçekleştirilen K-Ar yöntemi ile Baklan granitoidinin kristalleşme ve dolayısı ile yerleşme yaşına bir yaklaşımda bulunmaya çalışılmıştır. Sonuçlar Tablo 3.1' de; elde edilen izokronlar Şekil 3.17'de verilmiştir.

Radyometrik ölçümler yine Cenevre Üniversitesi'nde yürütülmüştür. Potasyum konsantrasyonlarının determinasyonu çift demetli Pye Unicam cihazında atomik absorpsiyon ile gerçekleştirilmiştir. Argon dozajı 4100 Gauss'luk mıknatıslı AEI-MS 10S Kütle Spektrometresinde izotopik dilüsyonla gerçekleştirilmiştir. ^{38}Ar izleyicisi (Schumacher, Berne) % 99,98 saflığa sahiptir. Kalibrasyonlar düzenli olarak uluslararası LP-6 ve P-207 standartları ve bir etalonla yapılmıştır. Dönüşüm faktör ve sabitleri Jeokronoloji Alt Komisyonu'nun (Steiger & Jager, 1977) önerdikleridir.

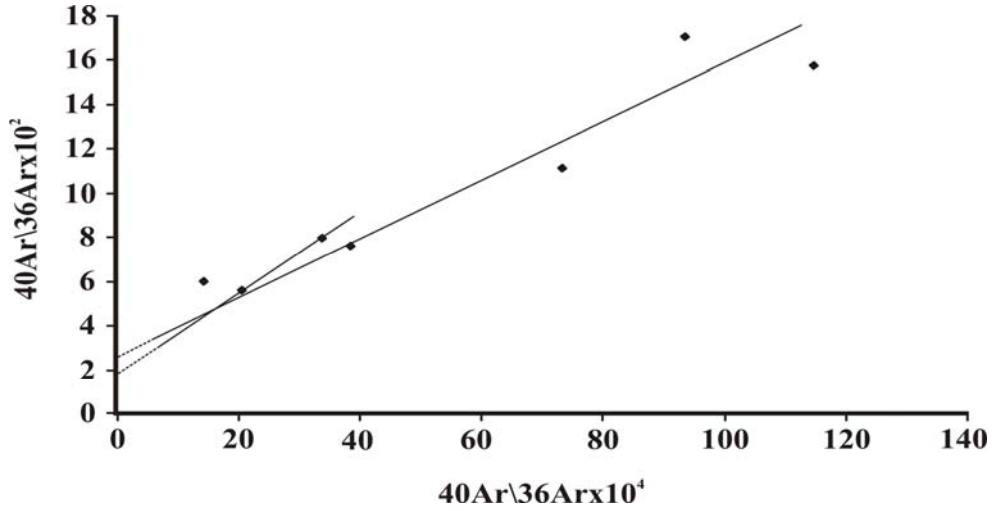
Üç adet biyotit örneği üzerinde yapılan yaş tayinleri sırasıyla 18.72 ± 1.62 m.y., 18.73 ± 1.47 m.y. ve 25.40 ± 2.10 m.y. yaşlarını vermektedir. Üç adet biyotit örneğini dikkate alırsak bunların oluşturduğu doğrunun ordinatı (-) bölgede kestiği

gözlenmektedir. Bu sistemden bir miktar Ar'un kaçtığı yönünde bir değerlendirmeye neden olabilir. Yani elde edilen yaşın düşük olduğu söylenebilir. Hornblend ise 35.48 ± 2.99 m.y. gibi biyotitlerden elde edilen yaşlara göre oldukça yüksek (yaklaşık iki katı) bir yaş değeri sunmaktadır.

Üç adet granitoid örneği üzerinde K-Ar yöntemi ile yapılan tüm kayaç yaş tayini sırasıyla 20.30 ± 1.47 , 21.57 ± 1.58 ve 25.09 ± 0.67 m.y. yaşlarını vermektedir.

Tablo 3.1 Baklan Granitinden yapılan K – Ar yaş tayinleri.

Örnek	Mineral	% K	^{40}Ar Mol/g * 10^{-11}	% ^{40}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ * 10^2	$^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ r * 10^4	Milyon Yıl	
3255Gr-1	RRT	2.7 9	10.499	46.82	5.557	20.636	21.5 7	± 1.58
3256Gr-F	RRT	2.6 7	9.453	60.75	7.529	38.559	20.3	± 1.47
3257Gr	RTT	3.5 8	15.683	62.23	7.909	33.750	25.0 9	± 0.67
3255Gr-1	BIO	6.2 5	20.390	73.09	10.98	73.418	18.7 2	± 1.62
3256Gr-1-F	BIO	6.4 8	21.151	80.96	15.521	114.90 2	18.7 3	± 1.47
3257Gr	BIO	6.0 3	26.748	82.49	16.879	93.687	25.4	± 2.1
3257GR	HBL	0.4 2	2.591	50.13	5.926	14.271	35.4 8	± 2.99



Şekil 3.17 Baklan Granitoidinin izokronları

Delaloye ve Bingöl (2000)'ün Murat Dağı granodiyoritinin ortoklazı üzerinde K-Ar yöntemiyle elde ettiği $35,5 \pm 0.3$ my yaşı bizim hornblend üzerinde elde ettiğimiz değerle uyumludur.

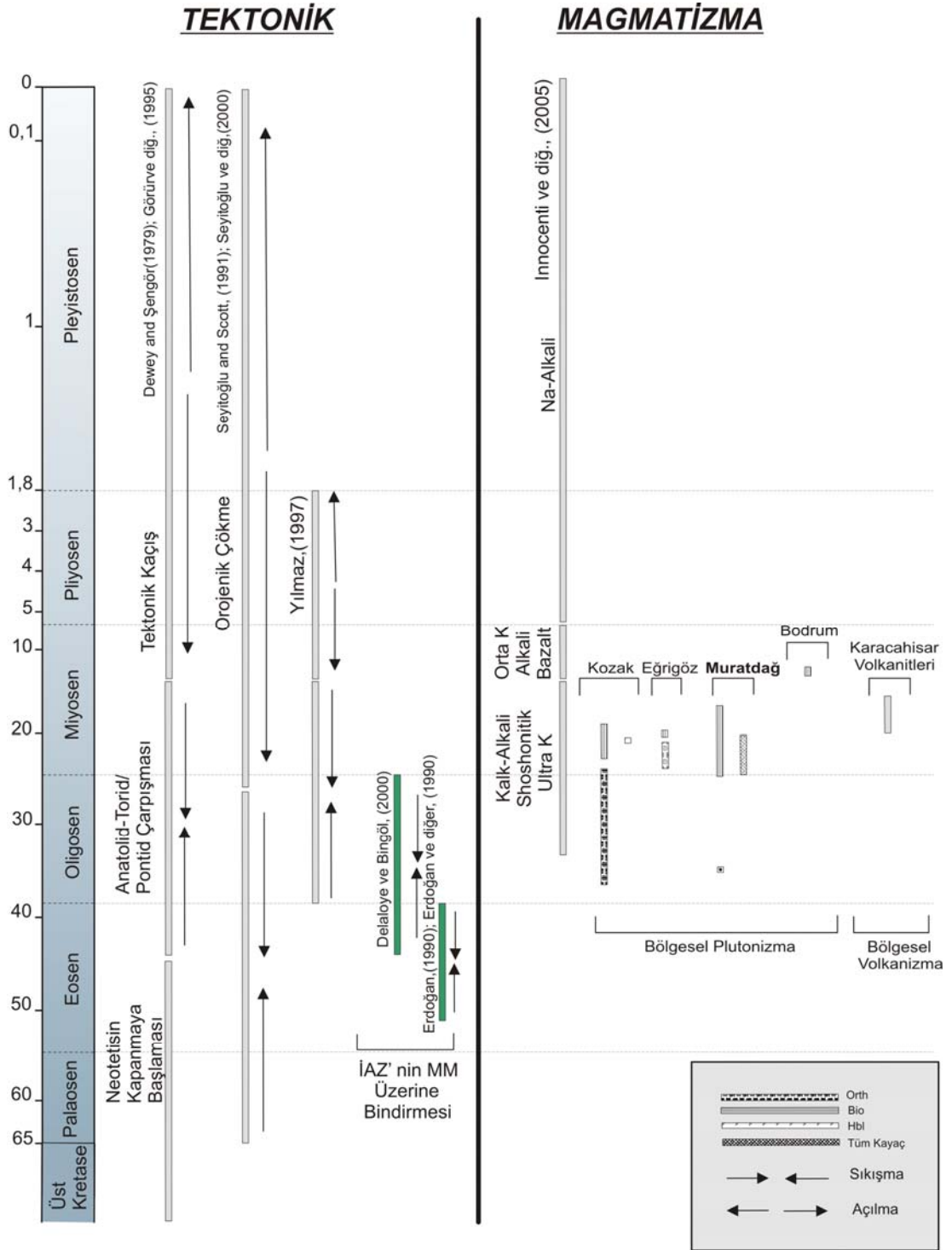
Batı Anadolu'nun jeolojik evriminde Neojen geniş yayılım sunan plütonik ve volkanik ürünlerle karakteristiktir. Günümüze değin birçok araştırmacı Batı Anadolu'nun magmatik kayaları üzerine çalışmalar yapmıştır (Ercan ve diğer., 1984; McKenzie ve Yılmaz, 1991; Yılmaz, 1997, Yılmaz, ve diğer., 1998; Altunkaynak ve Yılmaz, 1998; Seyitoğlu ve diğer., 2000; Delaloye ve Bingöl, 2000; Yılmaz ve diğer., 2001; Innocenti ve diğer., 2005 - baskıda). Magmatizmanın başlangıcı Erken Oligosen' kadar inmekle beraber Erken Miyosen, magmatizmanın en etkin olduğu fazdır. Innocenti ve diğer., (2005) Batı Anadolu'da mağmatizmanın ilk evresinin Geç Oligosen'de başladığını (37 my) ve Orta Miyosen'de sonlandığını belirtir. Kozak, Eybek, Bodrum hem volkanik, hem plütonik ürünlerin birlikte gözlendiği magmatik komplekslerin oluştuğu bu evrenin ürünleridir. Batı Anadolu magmatizmasının kuzeyden güneye gençleşen ilk evresinin son ürünü olarak Bodrum Magmatik Kompleksi kabul edilmektedir (Pişkin ve diğer., 1983).

Bölgenin en eski otokton kütlesi Orta-Üst Jura yaşlı Aşağı Belova Formasyonu'dur. Bu formasyonun Üst Jura-Alt Kretase'de kıvrımlandığı ve yersel

olarak düşük derecede metamorfizma geçirdiği belirtilmektedir (Bingöl, 1977). Aşağı Belova Formasyonu çalışma alanında, Baklan Granitinin güneybatı kantağında yüzlek veren Jura yaşlı (Üst??) Çiçekli Kaya formasyonu tarafından üstlenmektedir. Çiçekli kaya formasyonu eğimi 0 ila 35 arasında değişen bir bindirme fayı ile Murat Dağı Melanjı ile örtülmektedir. Melanj içinde splitler, tüfler, radyolaritler ve peridotitlerle birlikte gözlenen çörtlü kireçtaşlarına Üst Kretase yaşı verilmiştir. Bu yaş İzmir-Ankara zonunda yeralan Bornova Melanjı ve Sakarya ofiyolitik kompleksine verilen yaşlarla uyum göstermektedir.

Erdoğan (1990), İzmir –Ankara zonunun kısa bir zaman aralığında açıldığını ve Meastrihtiyen’de bir taraftan başlayan kapanmanın Orta–Eosen de tümüyle Menderes Masifi üzerine itilerek tamamlandığını belirtir. Delaloye and Bingöl (2000), İzmir-Ankara Zonu’na ait napların Menderes Masifi ve Toridler üzerine bindirmesinin Geç Eosen-Oligosen aralığında gerçekleştiğini belirtir.

Çalışma alanını güney doğusunda Baklan Graniti, Çiçeklikaya Formasyonu’na ait dolomitik kireçtaşları ve Murat Dağı Melanjına ait birimlerle dokanak yapmaktadır. Bu dokanak boyunca granitin Çiçeklikaya Formasyonu’na ait dolomitik kireçtaşları ve Murat Dağı Melanjına ait birimleri kestiği gözlenmiştir. Erdoğan’ın (1990) çalışması temel alınarak Murat Dağı Ofiyolitik Melanjının Menderes Masifi üzerine Orta-Geç Eosende bindirdiği (52-36,6 my) kabul edilirse, (horblend ve biyotit kristallerinden yapılan yaş tayinleri esas alınarak) Murat Dağı intrüzifinin yerleşimi ve kristalleşmesinin melanj yerleşimini izlediği söylenebilir. Öte yandan Delaloye ve Bingöl (2000), tarafından İzmir-Ankara Zonunun Menderes Masifi üzerine bindirmesi için önerilen Geç Eosen-Oligosen yaş aralığı dikkate alınır (40-23,7 my) Murat Dağı granitinin, napların yerleşiminin etkilediği düşünülebilir (Şekil 3.18).



Şekil 3.18 Baklan Graniti'nin Batı Anadolu'nun tektonomagmatizmasındaki yeri. İzmir Ankara Zonu (İAZ), Menderes Masifi (MM).

BÖLÜM DÖRT

KAYAÇ KİMYASI

4.1. Analitik Metotlar

Araziden derlenen granit (n = 12), volkanik kayaç (n = 7) ve silisleşmiş kayaç örneklerinin (n=27) majör oksit ve iz element analizleri Cenevre Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü Laboratuvarında Röntgen Flüoresans yöntemiyle, ACME Analytical Laboratories Ltd. (Kanada) Laboratuvarlarında ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Mass Spectrometry) yöntemleriyle gerçekleştirilmiştir.

Kayaçların analizleri ve yorumlamaları granitik, volkanik ve silisleşmiş kayaçlar olarak üç ana başlıkta ele alınacaktır.

4.2. Granitoidlerin Jeokimyası

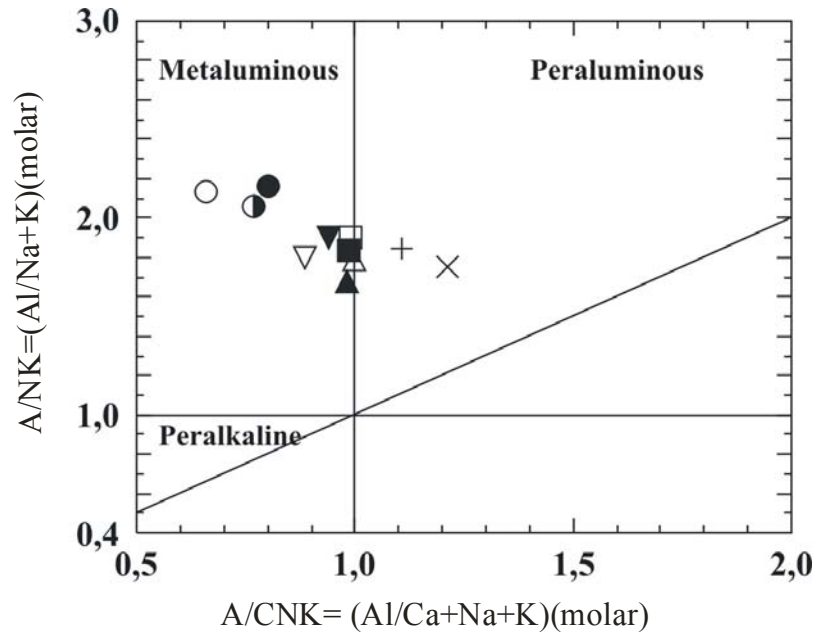
Baklan sokulumunun farklı fasiyeslerden derlenen 12 adet örnek üzerinde yapılan majör ve iz element sonuçları Tablo 4.1 'de verilmiştir.

Tablo 4.1. Baklan granitinin majör ve iz element analizleri

Örnek No	X I A	X II A	XIIAY	X I B	X II B	XIIBby	X IIBB	X III	X IV	X Va	XVB	X BA	
Sembol	(%)	+	□	×	▼	△	◆	●	○	▲	□	◐	■
SiO ₂	67,91	76,81	66,00	64,78	68,91	97,02	53,91	53,01	68,81	68,39	59,05	63,86	
TiO ₂	0,57	0,38	1,17	0,70	0,51	0,05	1,01	0,83	0,46	0,67	0,69	0,70	
Al ₂ O ₃	15,02	11,74	14,61	14,68	13,95	1,73	16,04	14,06	15,17	15,26	15,06	15,86	
Fe ₂ O ₃	3,73	2,45	5,13	5,13	3,92	0,47	8,62	9,02	3,54	4,54	7,28	4,74	
MnO	0,06	0,03	0,05	0,10	0,07	0,01	0,19	0,26	0,10	0,08	0,20	0,08	
MgO	1,85	1,24	2,77	2,87	2,13	0,19	5,94	7,57	2,07	2,42	5,01	2,94	
CaO	2,98	2,88	2,03	4,34	3,20	0,17	6,90	8,13	3,55	4,06	6,78	4,10	
Na ₂ O	2,60	2,22	2,28	2,78	2,44	0,02	3,31	2,54	3,15	2,97	3,36	2,96	
K ₂ O	3,56	1,23	4,25	2,92	3,58	0,61	1,84	2,22	3,55	2,92	1,64	3,47	
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,04	0,16	0,12	0,02	0,39	0,16	0,12	0,12	0,15	0,13	
LOI	1,35	1,06	1,09	1,03	1,23	0,57	1,50	1,35	0,83	0,90	1,60	0,98	
Cr ₂ O ₃	-	-	0,02	0,01	0,01	-	0,04	0,07	-	-	0,02	0,01	
NiO	-	-	0,01	-	-	-	0,01	0,02	-	-	0,01	-	
Toplam	99,75	100,1	99,45	99,50	100,10	100,90	99,71	99,22	101,40	99,34	100,40	99,83	
ppm													
Nb	14	9	28	17	12	10	24	16	14	12	17	16	
Zr	87	45	202	148	105	12	167	127	116	97	133	115	
Y	20	6	11	26	19	5	54	39	21	15	42	25	
Sr	351	337	280	363	327	11	322	347	314	402	301	377	
U	3	<2	4	5	4	3	10	5	8	3	6	5	
Rb	134	50	161	117	124	16	115	80	166	114	75	140	
Th	7	9	35	18	9	8	7	7	28	8	11	11	
Pb	28	23	33	24	28	64	16	42	40	29	40	22	
Ga	17	12	18	19	16	3	22	18	16	18	19	19	
Zn	49	29	48	59	43	13	82	174	53	136	135	52	
Cu	6	8	11	6	8	13	16	16	9	9	13	8	
Ni	11	5	41	13	11	6	45	102	11	13	36	18	
Co	13	6	13	17	11	5	26	34	12	13	21	13	
Cr	25	21	97	32	32	10	260	439	25	40	154	36	
V	89	54	136	109	82	8	189	199	73	98	168	101	
Ce	36	35	85	55	41	<3	80	67	39	34	59	54	
Nd	17	8	16	20	15	<4	43	35	16	14	31	23	
Ba	558	447	1526	539	659	75	561	424	680	560	240	676	
La	17	34	61	31	22	<4	41	40	21	16	36	26	
Sn	41	17	<3	32	<3	17	128	<3	<3	102	46	19	
Hf	6	7	9	7	6	14	6	5	7	7	7	6	
Sc	15	4	10	20	14	<2	36	39	15	16	39	14	
As	4	7	6	9	6	8	11	11	9	9	7	7	

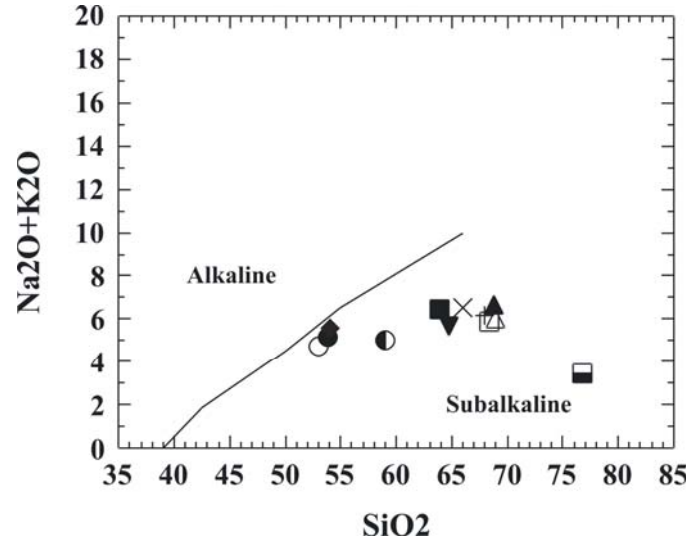
Belirgin iki örnek dışında (XIIA, XIIBby) diğer analizlerdeki SiO_2 miktarı ortaç bileşimli kayalar grubunu işaret eder. Anılan iki örnekteki SiO_2 miktarının %76.81 ve % 97.02 değerine ulaşması bu örneklerin granit içindeki kuvars damarı ve çevresinden alınmış olmasından kaynaklanmaktadır. Hidrotermal kuvars damarının kestiği kısımlarda granit minerallerinin büyük bir kısmı altere olmuş, feldispatlar serizitleşmiş ve silisleşmiş, biyotitler kloritleşmiş; opak mineraller kuvars damarı-granit kontağında yaygınlaşmıştır. Anklavlı kısımlarda ise biyotitler ile koyu ve yeşil renkli amfiboller çok daha yaygındır.

Bu iki örnek haricindekilerin diğer majör oksitler dikkat çekici olan durum ise kayaların alümince oldukça zengin olmalarıdır. Bu özellik A/NK (Al/Na+K) - A/CNK (Al/Ca+Na+K) (molar değerler; A = Al, NK = Na + K, CNK = Ca + Na + K) diyagramına (Şekil 4.1; Maniar ve Piccolli, 1989) bu örneklerin (GrIA, GrIIAY) meta-alüminli alandan peralüminli alana doğru yayılması şeklinde yansır.



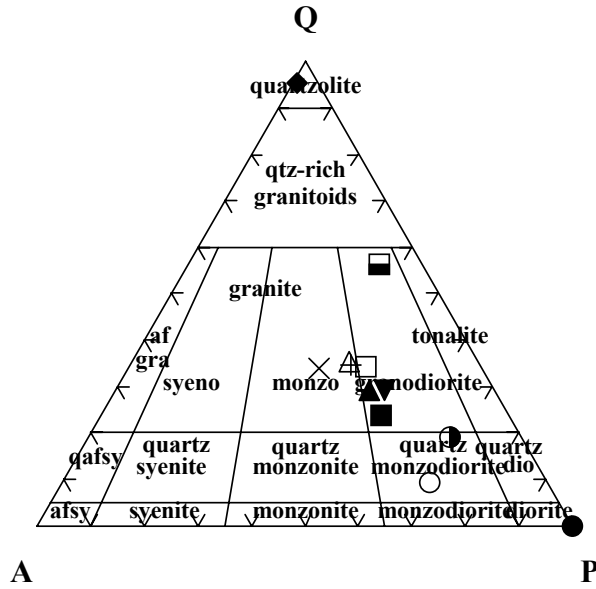
Şekil 4.1. Granitoidlerin A/NK vs. A/CNK diyagramlardaki yeri (Maniar ve Piccolli, 1989).

TAS (Toplam Alkali vs. Silis; Şekil 4.2) diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) ise Baklan granitoyit numuneleri sub-alkali bir karakteri yansıtmaktadır (Şekil 4.2).



Şekil 4.2. Baklan granitoyit numunelerinin TAS diyagramındaki dağılımı (Irvine ve Baragar, 1971).

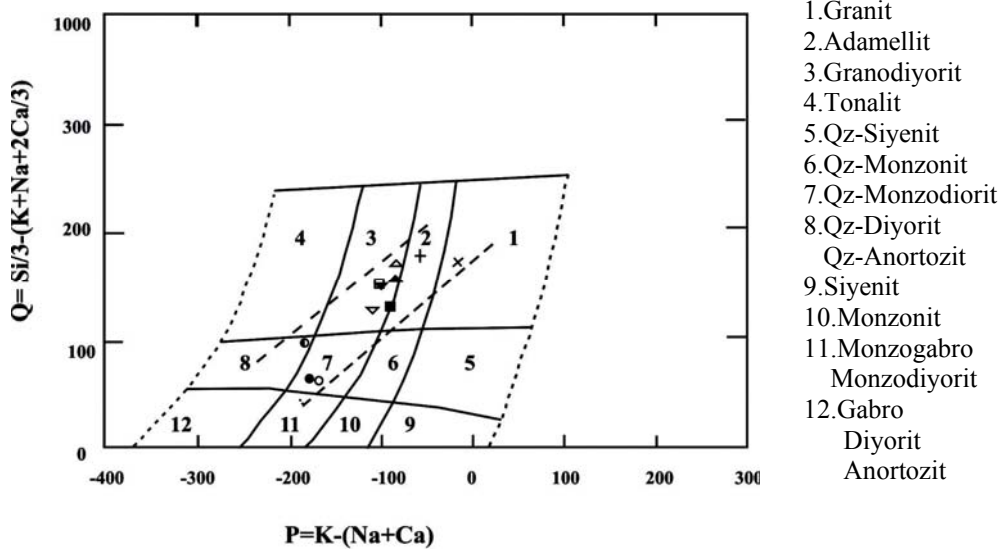
Streckeisen (1967) Q-A-P diyagramına göre (Şekil 4.3) Baklan granitoyit numunleri granit-monzo-granit, granodiyorit, kuvars-monzodiyorit ve diyorit alanlarına düşmektedir.



Şekil 4.3 Baklan granitoyit örneklerinin Streckeisen (1967)'in Q-A-P diyagramında dağılımı.

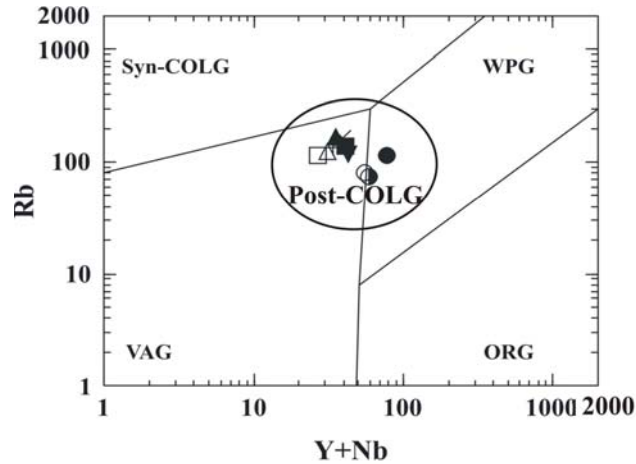
Sokulum kayaçları Q vs. P ($Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})/3$; $P = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$; molar değerler) (Debon ve Le Fort, 1983) adlama diyagramında, çoğunluğu granodiyorit

alanında olmak üzere kuvars- monzodiyorit, kuvars-diyorit alanından granit, adamellit bileşimine doğru bir evrimleşme gösterirler (Şekil 4.4).



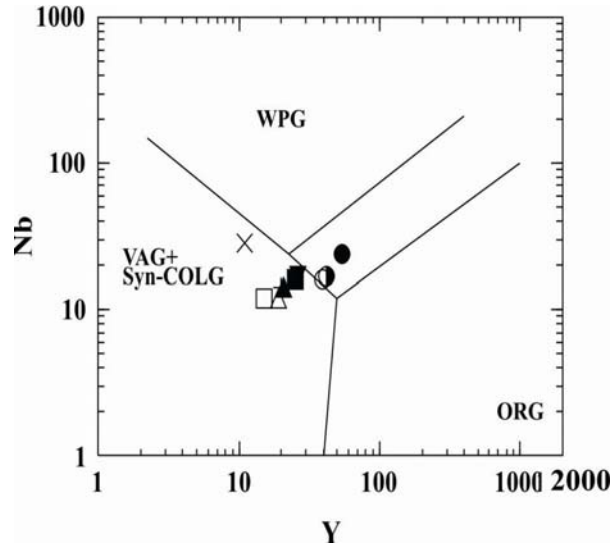
Şekil 4.4 Baklan Granitinin Q vs. P Diyagramındaki yeri (Debon ve LeFort, 1983).

Granitlerin jeotektonik ortamlarını ayırtlamakta kullanılan diyagramlardan üç tanesi kullanılmıştır. Bunlardan Rb vs. Yb+Nb diyagramında (Pearce ve diğer., 1984; Pearce, 1996) kayaçlar, VAG (Volkanik Yay Granitleri) ile WPG (Levha içi Granitleri) arasındaki Post-COLG (Çarpışma Sonrası Granitleri) alanında toplanmaktadır (Şekil 4.5).



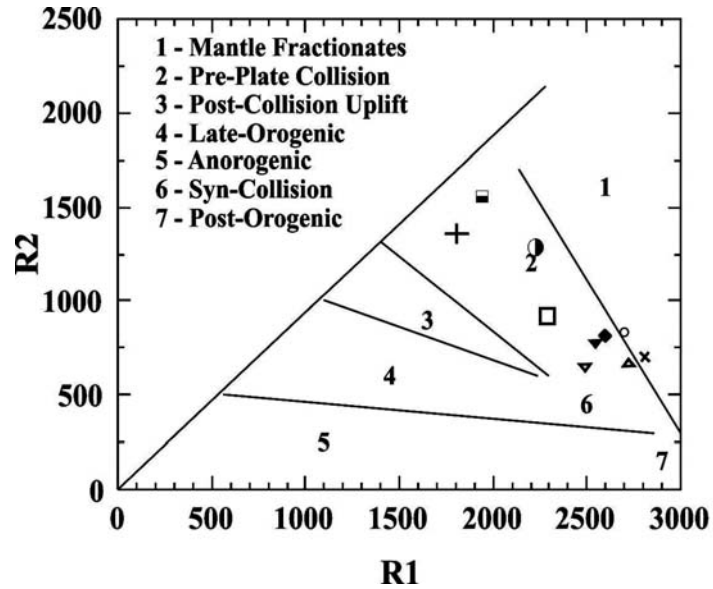
Şekil 4.5 Rb vs. Y+Nb diyagramında (Pearce ve diğer., 1984; Pearce, 1996) Baklan granitik kayaçların konumu (Syn-COLG: çarpışmayla eş yaşlı granitler; WPG: Levha içi granitleri; Post-COLG: Çarpışma sonrası granitleri; VAG: Volkanik yay granitleri; ORG: Okyanus sırtı granitleri).

Nb vs. Y diyagramında ise örnekler (Pearce ve diğer. 1984; Pearce, 1996) VAG + Syn- COLG alanı ile WPG alanlarına düşmektedirler (Şekil 4.6).



Şekil 4.6 Nb vs.Y Diyagramı (Pearce ve diğer., 1984)

R2 vs. R1 diyagramında ise (Batchelor ve Bowden, 1985) Pre –Plate Collision (Levha Çarpışma öncesi) ile Syn Collision (Çarpışma ile eş yaşlı) alanlarına düşmektedir (R2= 6Ca+2Mg+ Al, R1= 4Si-11(Na+K)-2(Fe+ Ti); Şekil 4.7).

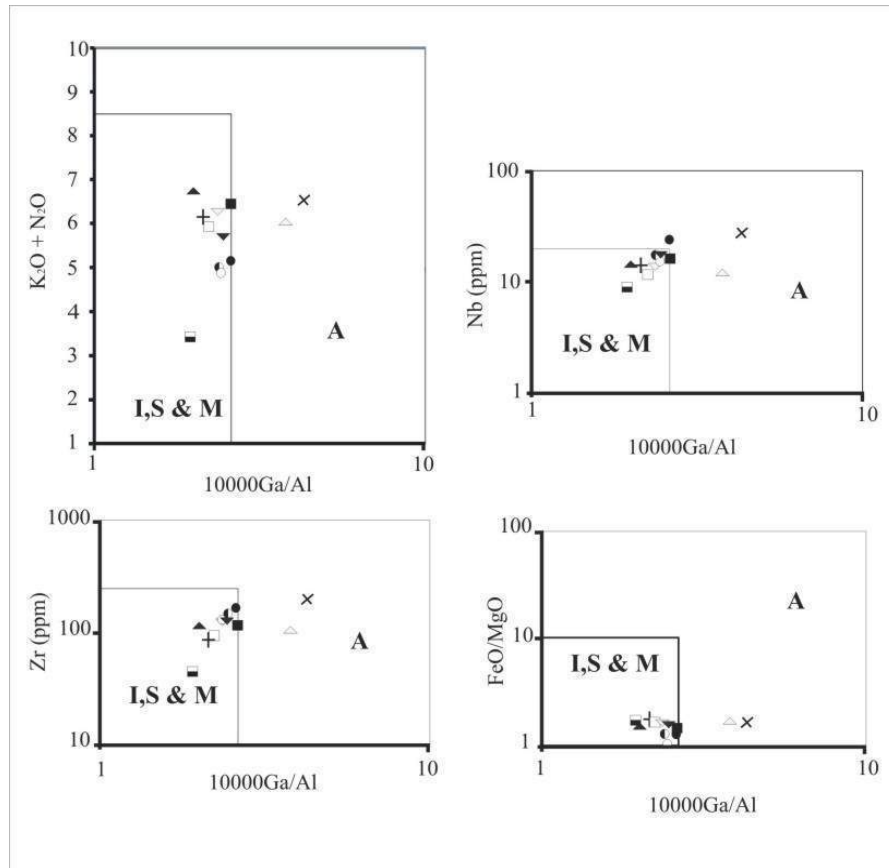


Şekil 4.7. Baklan granitoyitine ait numunelerin majör element jeotektonik diskriminasyon diyagramındaki dağılımı (R2 = 6Ca+2Mg+Al vs. R1= 4Si-11(Na+K)- 2(Fe+Ti); Batchelor ve Bowden 1985).

Çalışma alanından alınan numunelere uygulanan diyagramlardan Baklan granitoyitinin çarpışma ile eş yaşlı (Syn-COLG) olarak geliştiği sonucuna varılabilir.

Yukarıda sözü geçen jeotektonik ortamlarda gözlenen granit tipleri arasında Baklan granitinin yerine yaklaşım sağlamak amacıyla aşağıdaki granit sınıflama diyagramları kullanılmıştır.

Whalen ve diğer. (1987)'nin $10000\text{Ga}/\text{Al}$ vs. $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$, FeO^*/MgO , Nb ve Zr diyagramlarında (Şekil 4.8) iki örnek dışındaki (X II AY ve X II B) tüm numuneler I,S ve M tipi granitler alanındadır.



Şekil 4.8 $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$, FeO^*/MgO , Nb ve Zr vs. 10,000 Ga/Al göre A I, S & M-tip. granitleri tanımlama diyagramları (Whalen ve diğer. 1987; S-tipi granitler: volkanik malzeme içermeyen sedimanter kayaçların ergimesinden türemeye; I – tipi: Magmatik ve volkano-sedimanter kayaçların ergimesinden türeyen; A-tipi: Kıtasal rift zonlarında ve kıta içlerinde orojenik olmayan -anorojenik- granitler. M-tipi: Ada Yayısı altında yitlen manto kökenli metamorfik, mafik materyelin ergimesinden türeyen granitler).

10000Ga/Al vs. Nb, Zr, K₂O+Na₂O, FeO*/MgO diyagramları aşağıda açıklanacağı üzere alkali bir eğilimi işaret etmektedir (Şekil 4.8). Literatürde alkali granitoyitlerin yaygın olarak meta-alüminli bileşim sunmaları Baklan granitoyitinin benzer özellikleri ile uyumaktadır.

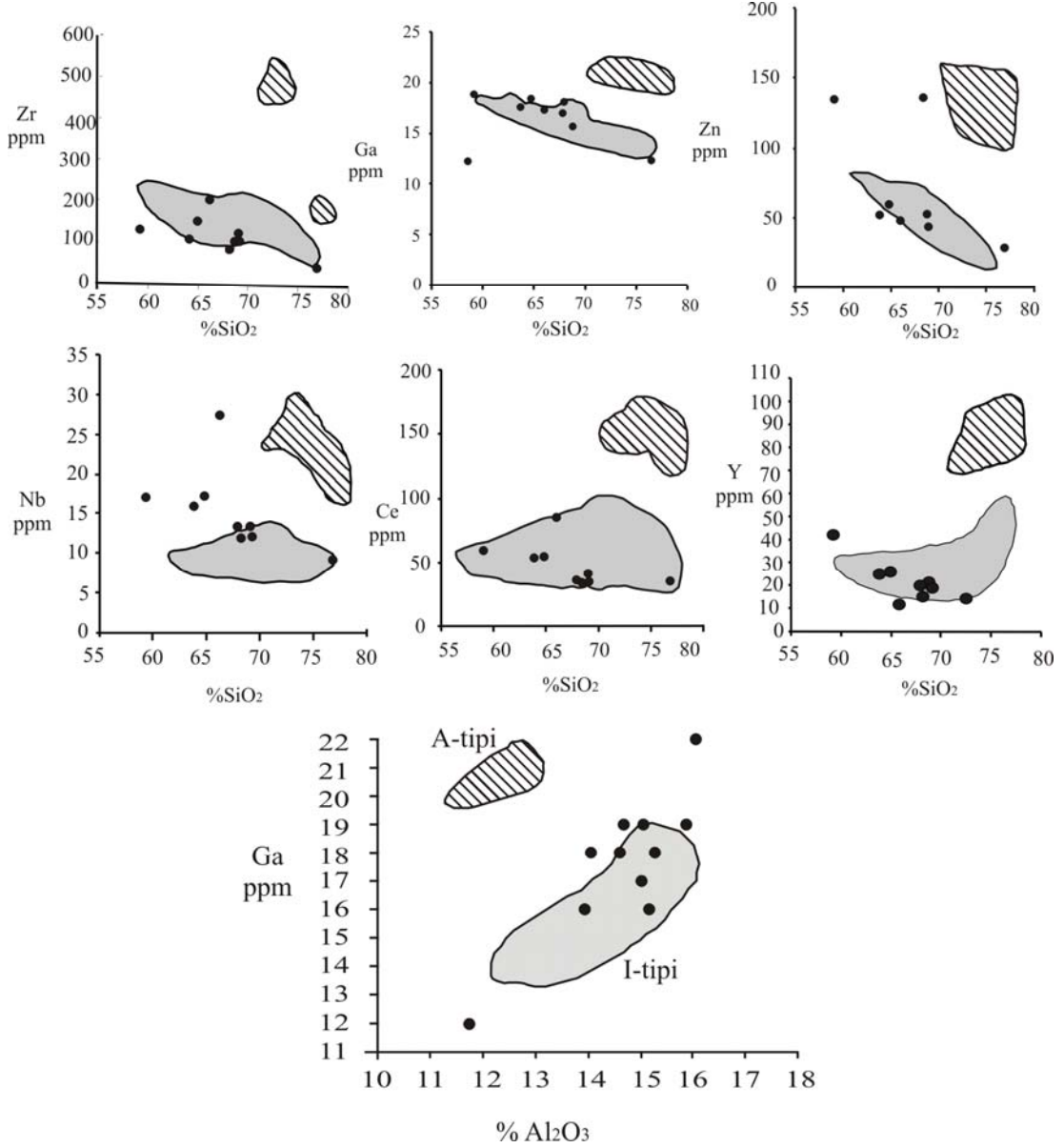
Yukarıdaki diyagramlar Baklan granitoyitinin A tipi olmadığını belirtmekte fakat I-, S- ve M- tipi arasında bir seçim yapmaya olanak sağlamamaktadır. Magmatik kayaçların kısmi ergimesi ve magmanın katılaşması ile meydana gelen granitoyitler I-tipi, sedimanter kayaçların kısmi ergimesinden oluşan granitoyitler S-tipi, ada yayı altında yiten manto kökenli metamorfik, mafik materyallerin ergimesinden türeyen granitler ise M-tipi granitoyitleri oluşturmaktadır (Chappell ve White, 1974; White ve Chappell, 1977; Collins ve diğer., 1982).

S-tipi granitlere kısmi ergime sonucu kaynaklık eden sedimanter kütlelerin içerdikleri Na, sedimanter çevrim esnasında deniz suyuna ve evaporitlere karışır. Ca elementi ise karbonatlara göç eder ve sedimentler Al elementi açısından zenginleşir. Böyle bir ortamda oluşan kil mineralleri K elementini absorbe ederek K'ca göreceli olarak bir zenginleşme sunarlar (Boztuğ, 1989). Rb'da K'a benzer atomik yarıçapa sahip olduğundan Sr'a göre zenginleşecektir (White ve Chappell, 1977). Bu tip bir sedimanter kaynak malzemenin kısmi ergimesinden türeyen magma, sedimanter çevrim sırasında oluşan jeokimyasal farklılaşmaları yansıtacak yani düşük Na/K oranı ve yüksek Al/(K+Na+Ca/2) oranı sunacaktır (White ve Chappell, 1977).

Kıvrım kuşaklarında görülen I-tipi granitoyitleri oluşturan magmalar ise, bazaltik kayaçlardan veya tipik andezitik kayaçlarda türeyebilir. Sedimanter çevrimin etkisinde kalmamış magmatik kayaçta ise bağıl olarak yüksek Na/K oranının yanı sıra, Na+K+Ca toplamının miktarı Al'a göre yüksek olacaktır (White ve Chappell, 1977).

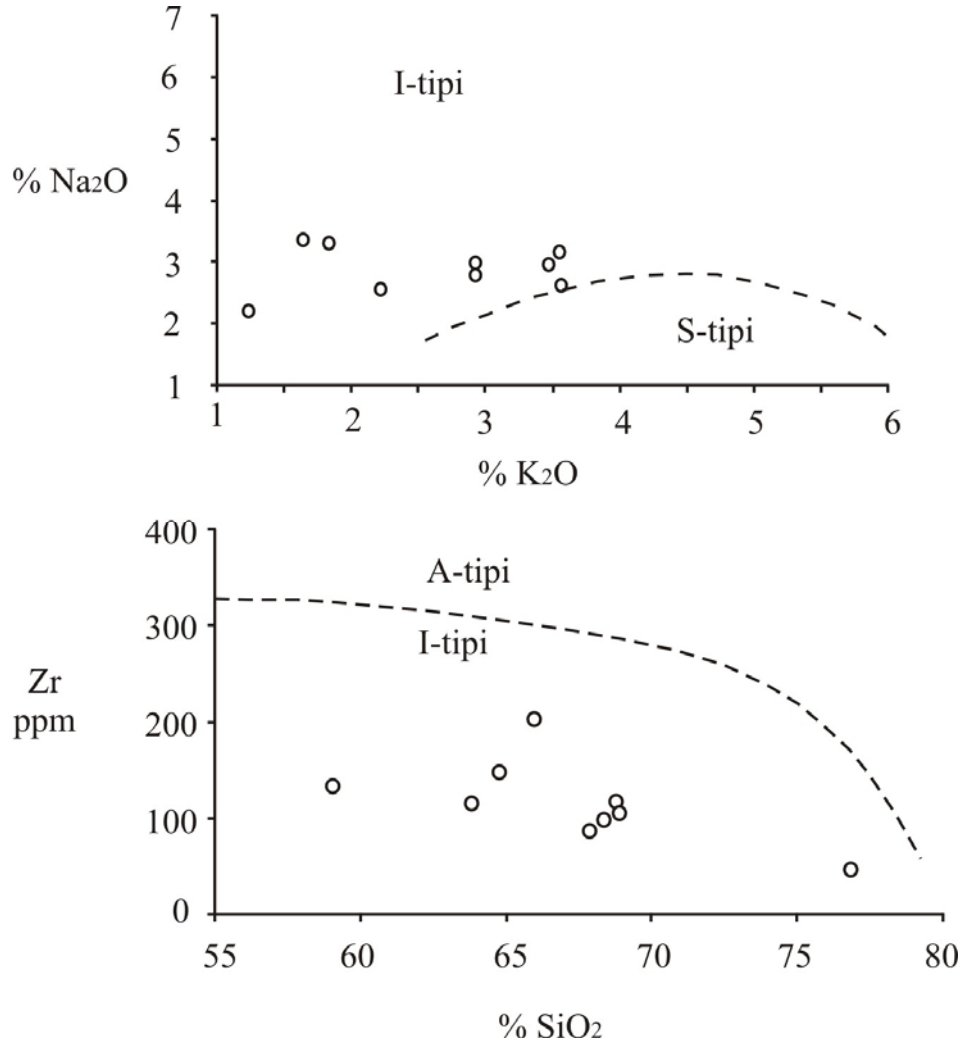
Baklan granodiyoritinin Na/K oranları 0.65 ila 1.95 arasında, Al/(K+Na+Ca)/2 oranları ise 0.87-2.37 aralığında değişmektedir. Çok geniş aralıklarda çıkan bu oranlar bizi net bir sonuca ulaştırmamaktadır.

Ancak, Baklan granitoyitinden alınan numunelerin iz elementleri (Y, Ce, Zr, Ga, Nb, Zn) SiO_2 ve Al_2O_3 'e göre dağılımları açısından incelendiğinde ise genelde I-tipi granitlerin yayılım alanında yer aldıkları gözlenmektedir (Şekil 4.9).



Şekil 4.9 Baklan granitoyit örneklerinin Y, Ce, Zr, Ga, Nb, Zn vs. SiO_2 ve Ga vs. Al_2O_3 diyagramlarındaki dağılımı. İçi eğik çizgilerle taranmış olan alanlar A-tipi; gri renkli alanlar I-tipi granit yayılımını gösterir (Collins ve diğer, 1982).

Yine Zr vs. SiO_2 , Na_2O vs. K_2O diyagramlarında (Collins ve diğer., 1982; White ve Chappell, 1983; Ray ve diğer., 2000) I-tipi karakter göze çarpar (Şekil 4.10). Na_2O ve K_2O elementlerinin dağılımı I-tipi granitoyit karakterini yansıtmaktadır.



Şekil 4.10 Baklan granitoyit numunelerinin Na₂O vs. K₂O ve Zr vs. SiO₂ diyagramlarında dağılımı (Ayrılım çizgileri Collins ve diğer., 1982 ; White ve Chappell, 1983; Ray ve diğer., 2000).

Ek olarak, çalışma alanından alınan Baklan granitine ait örneklerin tali mineralleri I-tipine özgü olarak kabul edilen opak mineraller (manyetit) ve diğer tali minerallerden (sfen ve apatit) oluşmaktadır. Ana mafik mineral olarak bol miktarda amfibol (demirce zengin siyah hornblend ve yer yer bol miktarda yeşil hornblend) gözlenmektedir. Hatta tali minerallerden apatit ve sfenler, biyotitler ve hornblendler içinde iğnecik ve parçaçıklar şeklinde gözlenmektedirler. Bu gözlemlerle Baklan Granitodinin I-tipine girdiği düşünülebilir.

Ayrıca, çalışmanın petrografi bölümünde bahsedilen granitin kenar zonlarında sıkça gözlenen anklavların I-tipi granitlerdeki restitler (kısmı ergime kalıntıları) gibi oldukça zengin hornblend içeren mafik kayaç parçacıkları olma niteliği granitoyitin I-tipi granitlerinin özelliğini yansıtan bir işareti olarak yorumlanabilir. Restitlerin hornblendlerce zengin kayaç parçacıkları olduğu göz önüne alındığında hornblendlerin piroksenlerden (OH)- içeren eriyikle reaksiyona girerek oluştuğu kabul edilmektedir (White ve Chappel, 1977; Boztuğ, 1989). Benzer durum Baklan granitoyitinde de gözlenmektedir (bkz. Bölüm 3-Petrografi). I-tipi granitlerdeki restitlerde hornblendlerin içinde kalıntı olarak piroksen artıklarına raslandığından bu yoruma gidilmiştir.

Elimizde granitoidlerin manyetit ve ilmenit serisi sınıflandırması için kullanılan manyetik alınganlık (Ishihara, 1979), flor ve klor içeriği (Ishihara, 1977; Terashima ve Ishihara; 1980) ve kükürt izotopik bileşimleri (Sasaki ve Ishihara, 1979 ve 1980) gibi ayırtman verileri bulunmadığından, numuneler için bu açıdan detaylı bir inceleme yapılamamıştır. Ancak, Ishihara'ya (1981) göre flor bakımından zengin granitoidler florit, topaz gibi mineraller içerir ve kalay cevherleşmeleri ile ilişkilidir, dolayısıyla ilmenit serisine dahildir (Boztuğ, 1989). Klor bakımından zengin granitoidler ise bileşenlerinin sıvı kapanımlarındaki NaCl'den yola çıkılarak, Kılınc ve Burnham (1972); Fuge (1977); Burnham ve Ohmoto (1980); ve Terashima ve Ishihara'ya (1980) tarafından kurşun çinko gibi elementlerin oluşturduğu cevherleşmeler ile ilişkilendirilmişlerdir (Boztuğ, 1989) ve dolayısıyla manyetit serisine dahildirler. Baklan granitoidinde florit ve kalay cevherleşmelerinin bulunmaması, aksine Pb-Zn cevherleşmelerinin gözlenmesi nedeniyle bu granitoidin manyetit serisine dahil olduğu düşünülmektedir.

Özetle, tektonik adlama diyagramlarından (Şekil 4.5 ve 4.6) çalışma alanının granitoidleri tektonik olarak WPG, VAG ortamlarında oluşmuştur. Mineraloji-petrografik özellik bakımından kuvars-diyorit, kuvars-monzonit, granit ve granodiyorit bileşimine sahip oldukları gözlenmektedir (Şekil 4.4). Sub-alkali karakterde (Şekil 4.2) olan bu kayaçlar mafik mineraller açısından bol miktarda hornblend, piroksen ve biyotit içermektedirler. Tüm bu gözlemlere ek olarak bu

granitoyitlerin meta-alüminli'dan hafif peralüminli bileşimine eğilim göstermesi de (Şekil 4.1) I-tipi granitoyitler sınıfına işaret eder. Baklan granitoidine bağlı cevherleşmelerin fluorit ve kalaylı cevherleşmeler olmaması, aksine Pb-Zn içerikli cevherleşmeler olması da bu kayaların manyetit serisi olduğunu göstermektedir.

4.3. Volkanik Kayaçların Jeokimyası

Karacahisar volkanik kayaçlarından alınan 7 adet örneğin major ve iz element analiz sonuçları Tablo 4.2 ve 4.3'te verilmiştir.

Tablo 4.2 Karacahisar volkanik kayaçlarının major oksit analiz sonuçları

Örnek No sembol	KAR -1 ◀	KAR-2 ▼	KAR-3 ▲	KAR-4 ◆	KAR-5 ▲	AKAR-1 ◆	AKAR-2 ◆
SiO ₂	60,350	60,530	63,070	1,600	89,180	69,130	44,460
Al ₂ O ₃	14,150	14,210	14,780	0,030	0,030	15,420	12,640
Fe ₂ O ₃	5,070	4,910	4,430	0,410	6,130	2,130	11,820
MgO	4,230	3,100	3,180	13,480	0,070	0,800	13,740
CaO	4,540	4,620	3,590	39,380	0,010	2,090	6,080
Na ₂ O	2,720	2,760	2,400	0,010	0,020	2,870	2,280
K ₂ O	3,140	3,310	3,240	0,020	0,050	5,000	0,300
TiO ₂	0,570	0,560	0,570	0,010	0,010	0,490	1,120
P ₂ O ₅	0,220	0,210	0,210	0,050	0,010	0,220	0,090
MnO	0,080	0,080	0,070	0,030	0,010	0,020	0,200
Cr ₂ O ₃	0,015	0,009	0,004	0,001	0,307	0,001	0,006
LOI	4,700	5,500	4,200	45,000	4,000	1,500	7,100
TOT/C	0,660	0,870	0,480	12,600	0,060	0,140	0,080
TOT/S	0,030	0,030	0,220	0,020	4,480	0,010	0,010
TOPLAM	99,880	99,890	99,980	99,980	99,910	99,770	99,860

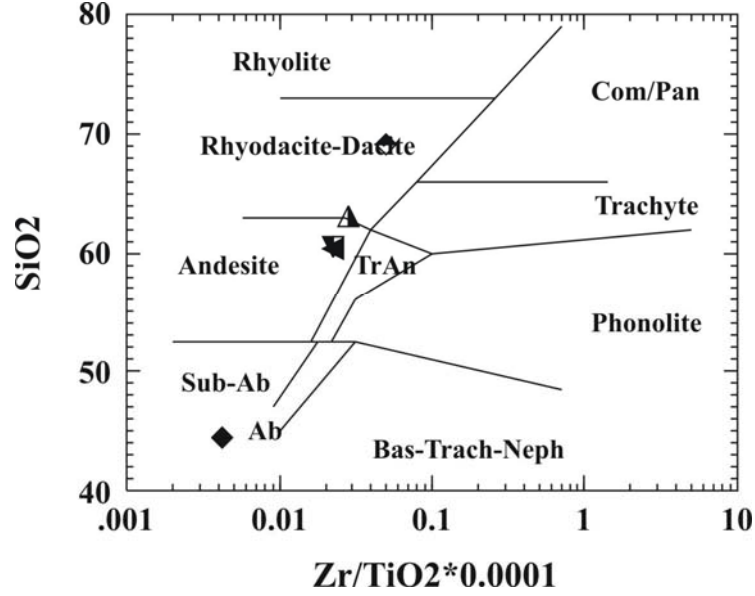
Tüm major oksitler wt. % olarak verilmiştir

Tablo 4.3 Karacahisar volkanik kayaçlarının iz element analiz sonuçları

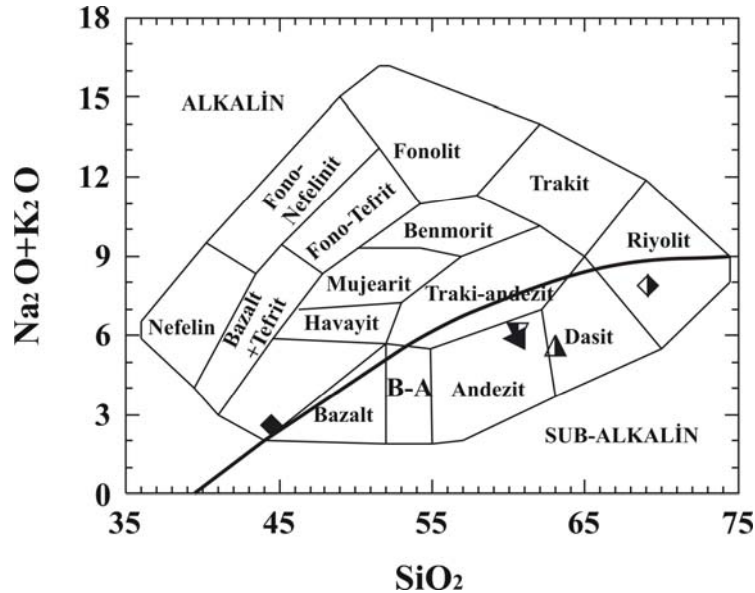
Örnek No	KAR -1	KAR-2	KAR-3	KAR-4	KAR-5	AKAR-1	AKAR-2
sembol	◀	▼	▲	◆	▲	◆	◆
Co	18,30	14,10	13,20	0,50	83,00	6,10	42,20
Cs	4,70	4,30	3,10	0,10	0,20	13,40	4,80
Ga	19,40	19,00	18,30	0,50	0,50	21,10	14,50
Hf	4,40	4,30	4,50	0,50	0,50	7,30	1,40
Nb	13,50	13,50	17,10	0,50	0,50	25,00	0,60
Rb	119,80	129,90	107,40	0,80	2,70	220,30	19,70
Sn	2,00	2,00	2,00	1,00	1,00	3,00	1,00
Sr	550,30	630,40	688,00	183,80	7,60	571,00	77,00
Ta	1,40	1,30	1,20	0,10	0,30	2,00	0,10
Th	21,10	22,10	21,90	0,10	0,40	44,00	0,40
U	7,60	8,40	8,60	1,30	0,90	15,90	0,20
V	104,00	106,00	95,00	5,00	11,00	54,00	364,00
W	2,20	3,80	2,00	0,50	0,20	4,00	0,10
Zr	129,00	127,00	159,20	5,00	2,90	241,90	46,60
Y	22,90	21,70	30,00	0,70	0,30	24,80	27,40
La	47,50	51,50	49,50	0,50	0,50	80,40	2,10
Ce	80,30	93,80	92,40	0,50	1,10	126,00	6,30
Pr	8,78	8,430	8,26	0,05	0,08	12,74	1,07
Nd	36,10	34,30	33,70	0,40	0,60	45,40	6,70
Sm	6,10	6,30	6,20	0,10	0,10	7,60	2,30
Eu	1,41	1,30	1,24	0,05	0,05	1,55	0,90
Gd	4,86	4,63	5,10	0,09	0,12	5,21	3,53
Tb	0,67	0,73	0,78	0,01	0,01	0,72	0,68
Dy	3,68	3,61	4,23	0,10	0,05	3,92	4,39
Ho	0,82	0,73	0,86	0,05	0,05	0,77	0,93
Er	2,22	2,02	2,33	0,07	0,05	2,18	2,88
Tm	0,30	0,31	0,34	0,05	0,05	0,34	0,43
Yb	2,25	2,21	2,38	0,06	0,05	2,38	2,67
Lu	0,34	0,33	0,38	0,01	0,01	0,31	0,42
Mo	1,00	0,80	0,80	0,60	0,20	0,70	0,10
Cu	22,90	15,60	20,40	1,30	4,80	5,30	60,30
Pb	56,90	48,70	22,20	29,00	0,70	5,20	3,10
Zn	77,00	61,00	54,00	13,00	5,00	23,00	45,00
Ni	60,70	19,80	13,30	184,90	1416,80	14,70	58,70
As	0,50	0,60	1,20	16,00	124,00	0,50	0,50
Cd	0,30	0,20	0,10	0,30	0,10	0,10	0,10
Sb	2,10	4,70	2,90	11,80	4,80	0,40	0,10
Bi	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Ag	0,20	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Au	11,30	11,30	1,70	3,60	2,90	1,80	3,00
Hg	0,51	0,51	0,97	8,51	1,28	0,03	0,02
Tl	0,10	0,10	0,10	0,10	0,90	0,10	0,10
Ba	744,00	819,00	939,00	5,00	15,00	862,00	57,00
Sc	15,00	13,00	13,00	1,00	1,00	8,00	33,00

Au dışındaki tüm sonuçlar ppm, Au analizleri ppb mertebesindedir.

Alkali – SiO₂ ve SiO₂ - Zr/TiO₂ x 0,0001 volkanik kaya adlama diyagramlarında örneklerin çoğunluğu değişik bileşimdedir. KAR – 1, KAR – 2, KAR – 3, KAR – 4, KAR – 5, AKAR – 1, AKAR – 2 no'lu örnekler sırası ile bazalt, bazaltik andezit ve andezit alanlarına düşmektedir. KAR(Karacahisar), AKAR(Aşağıkaracahisar örnekleri) (Şekil 4.11 ve 4.12).

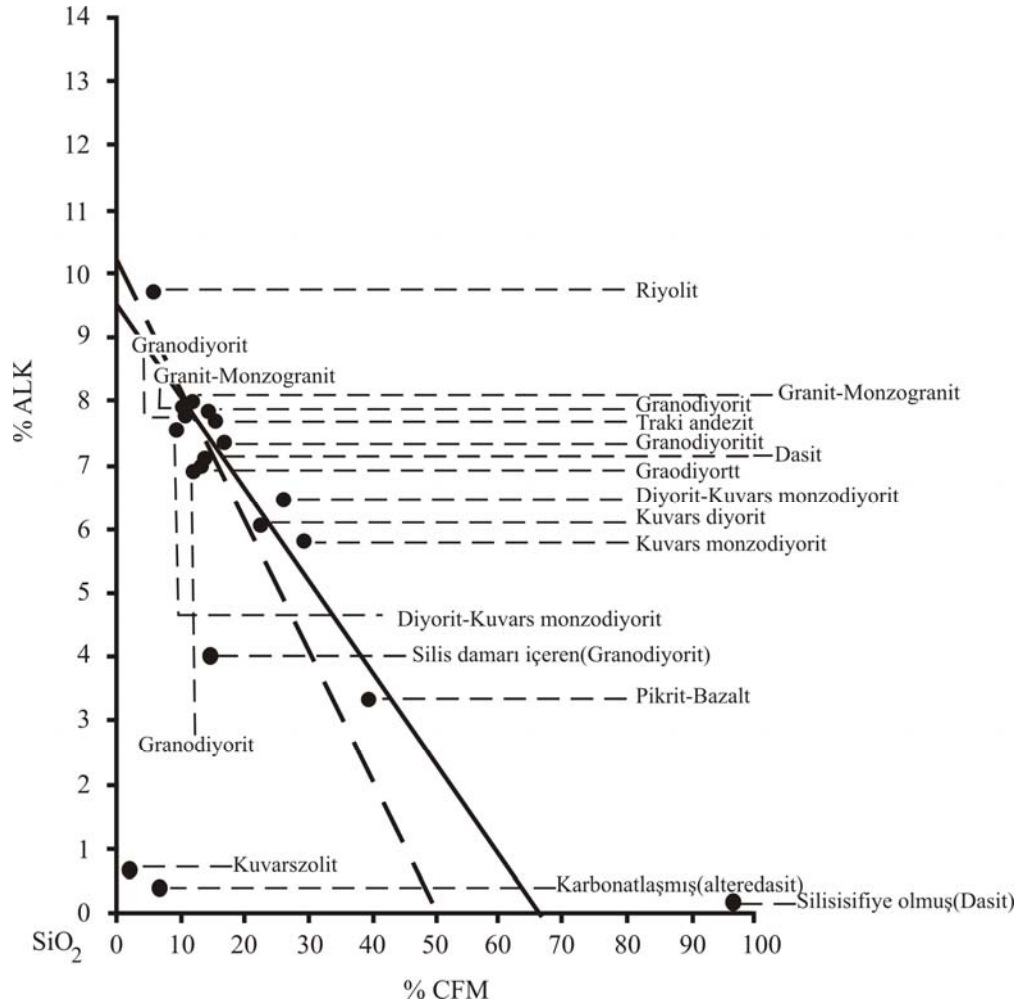


Şekil 4.11 Çalışma alanındaki volkanik kayaların SiO₂ vs. Zr/TiO₂*0.0001 diyagramında dağılımı Winchester ve Floyd (1977).



Şekil 4.12 Çalışma alanındaki volkanik kayaların Na₂O+K₂O vs. SiO₂ diyagramında dağılımı (Cox ve diğer.,1979). Alkalın, sub-alkalin seriyi ayıran çizgi (Irvine ve Baragar (1971); Miyashiro (1978)).

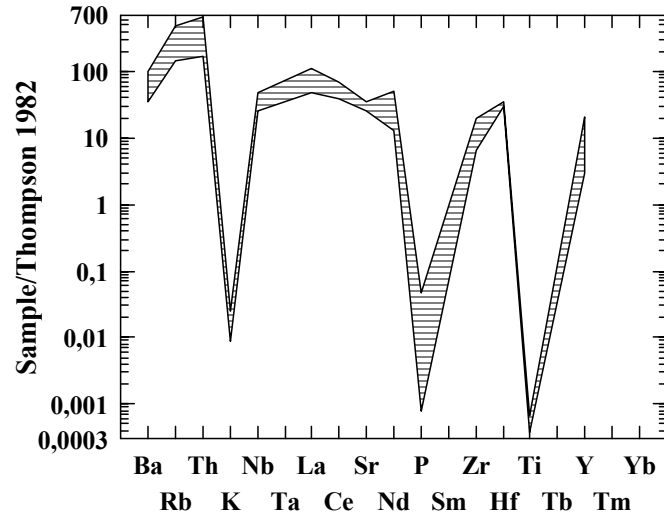
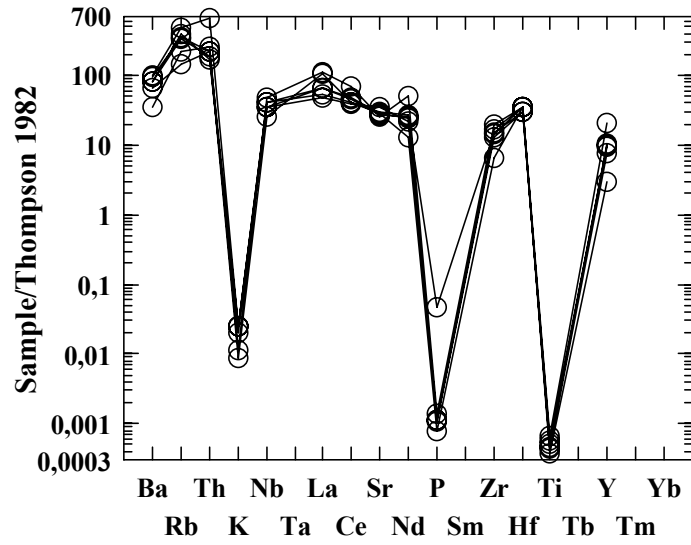
ALK, CFM, SIL (ALK=% Na₂O + % K₂ O; CFM= % CaO + %FeO + %MgO + %MnO ; SIL = % SiO₂) diyagramında (Smith, 1963; Şekil 4.13) volkanik ve granitik kayalar aynı hat üzerinde yığılmakta ve her iki kayac türünün de aynı kökenden olabileceğine işaret etmektedir. Silisleşmiş ve altere olmuş volkanik (KAR-4,5) ve granitoyit (XIIBby) örnekleri ise AFM, CFM, SIL diyagramında altere olmayan örneklerden farklı eğilimler sunmaktadır.



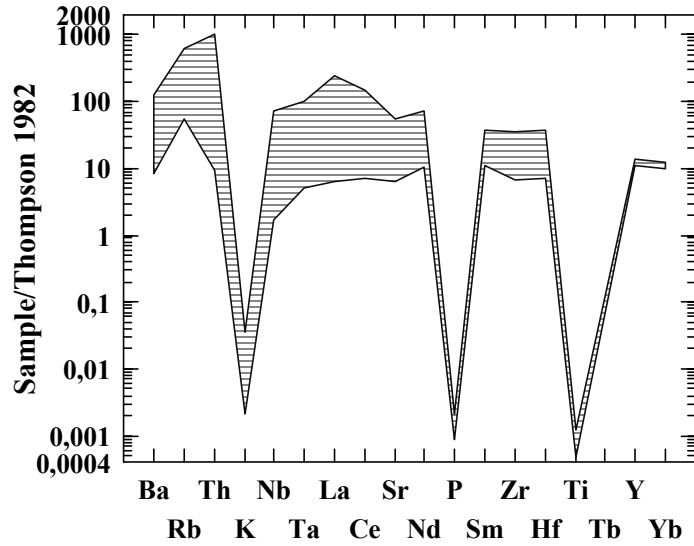
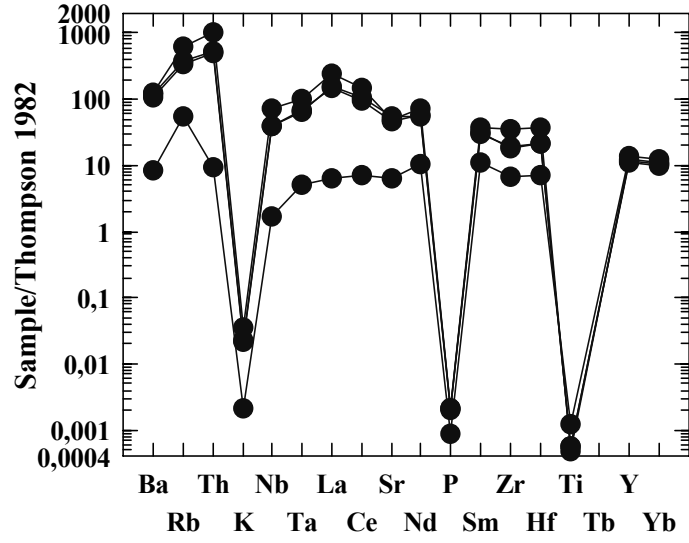
Şekil 4.13 Baklan graniti ile Karacahisar Volkanitlerinin ALK-CFM-SIL diyagramında dağılımı (Smith, 1963).

Granitoyid ve volkanik kayaç örnekleri (Şekil 4.14, 4.15 ve 4.16) spider diyagramlarında Thompson (1982) tarafından önerilen C1 Kondrit değerlerine göre normalize edilerek verilmiştir. Element sıralaması yine Thompson (1982)'den

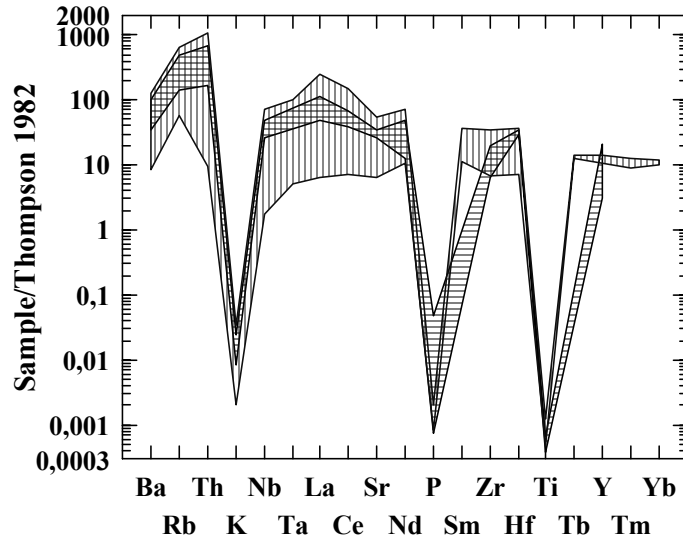
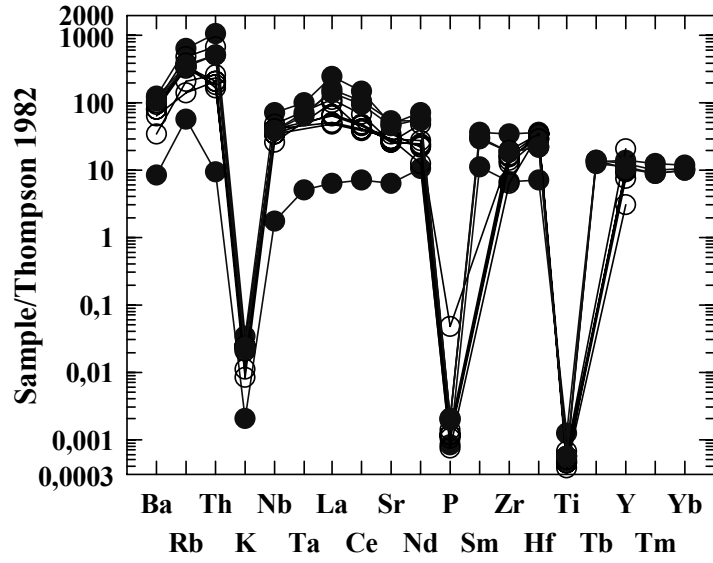
alınmıştır. Diyagramlar incelendiğinde hem granitoyit hem de volkanik kayalarda K, P ve Ti açısından kondrit değerlerine göre bir fakirleşme göze çarpar. Tüm granitoyit örneklerinde bu üç element dışında kalan elementler hafif bir negatif eğilim gösterirler. Granitik desenler ile Volkanik kayaların desenleri arasında benzer bir trend gözlenmekle birlikte sadece bir örnekte (XIIBby, granit içinde kuvars damarı) belirgin bir sapma görülmektedir.



Şekil 4.14 Baklan Granit numunelerinin C1 kondrit değerlerine göre normalize iz element spider diyagramları (Normalize değerler Thompson (1982)'nin değerleridir).



Şekil 4.15 Karacahisar Volkanitlerinin C1 kondrit değerlerine göre normalize iz element spider diyagramları (Normalize değerler Thompson (1982)'nin değerleridir).

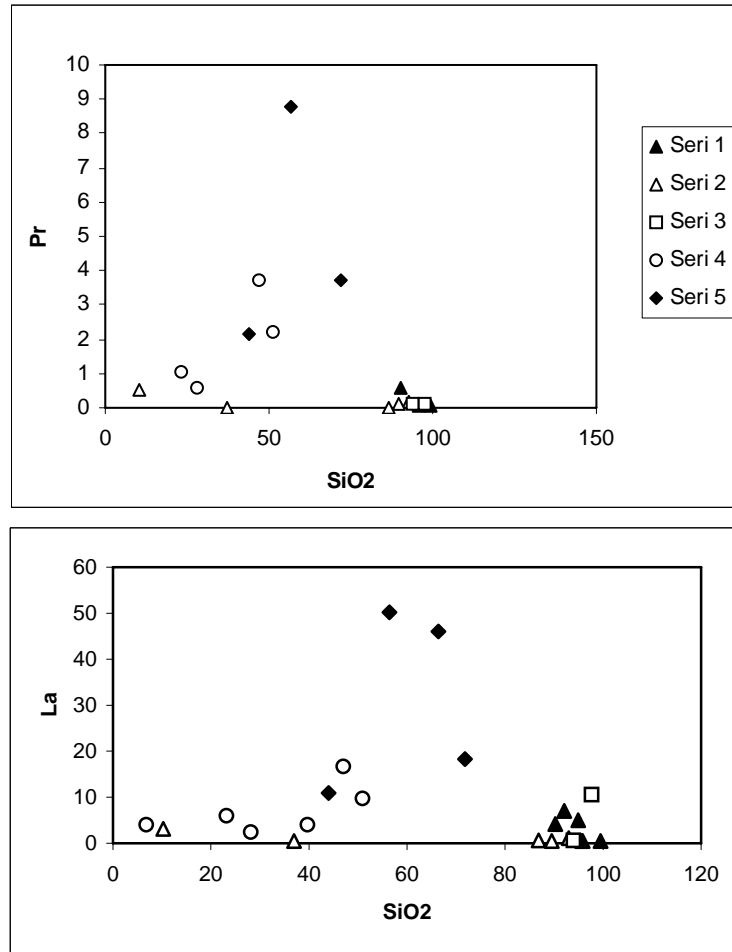


Şekil 4.16 Baklan graniti ile Karacahisar volkanitlerinin C1 kondrite göre normalize spider diyagramında benzer eğilimler sunması (Normalize değerler Thompson (1982)'nin değerleridir).

C1 kondrit normalize spider diyagramlarında granitoyit ve volkaniklerin benzer desenler sunması ve bu desenlerin bir arada diyagrama aktarıldığında üst üste çakışması bu iki kaya grubunun daha önce değinilen kökensel ilişkisini ifade edebilir.

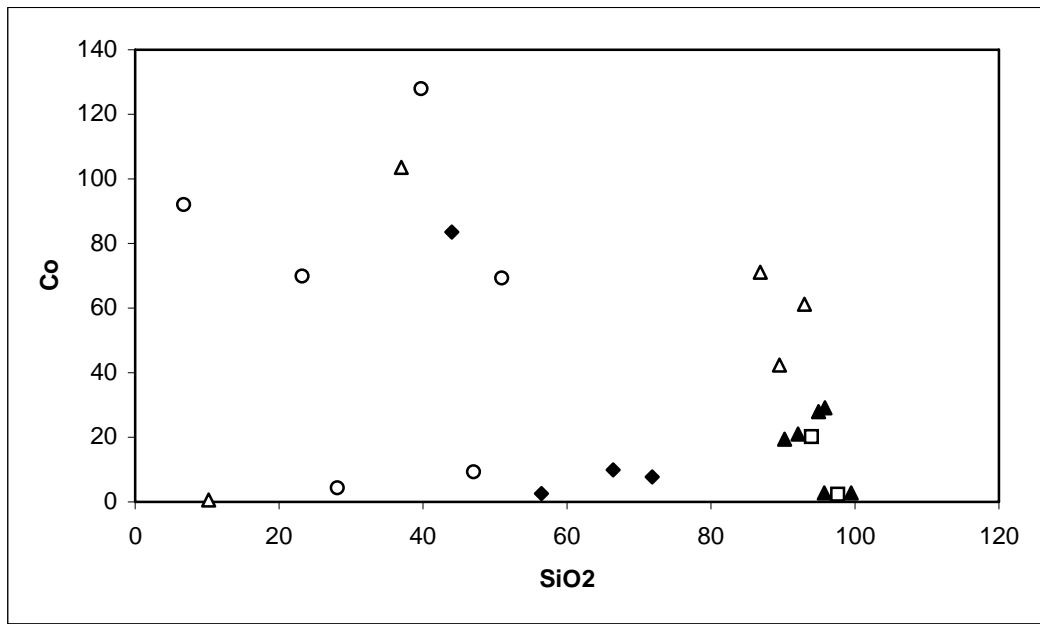
4.4. Silisli Alterasyon

Çalışma alanından derlenen 27 adet silisleşmiş kayaçların özelliklerinin yorumlanmasında kolaylık olması açısından bu kayaçlar beş alt seriye ayrılmıştır (1. seri-Avdan tepe ve Karacahisar; 2-seri-Şırşırçeşme ve civarı; 3. seri-Kazıkbatmaz tepesi; 4.seri-Asartepesi, Delikli taş (Karaağaç); 5.seri,Baklan tepe ve civarındaki silisleşmiş kayaçlar). Bu kayaçların analiz sonuçları Tablo 4.4 ve 4.5'te verilmektedir. Silisli fasiyeste NTE tükenmesi orjinal kayanın bileşimindeki birincil mineraller veya camın çok düşük pH altında ($pH < 2$, Fulignati ve diğer.1999) mineralojik olarak yıkılması (bozunması) sonucu ortamdan ayrılması ile gerçekleşir. Düşük sıcaklık ($< 300^{\circ} C$), düşük pH, okside eden koşullar ve sülfid bolluğu silisli fasiyesin karakteristik özellikleri olarak düşünülebilir. La ve Pr nin silisin artışına bağlı olarak zenginleşmesi Şekil 4.17'de gözlenmektedir.



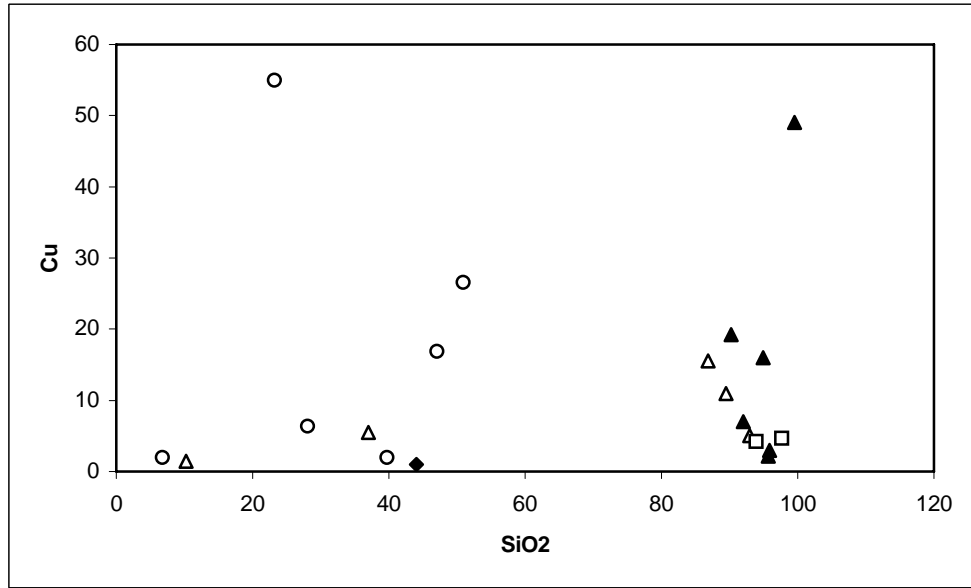
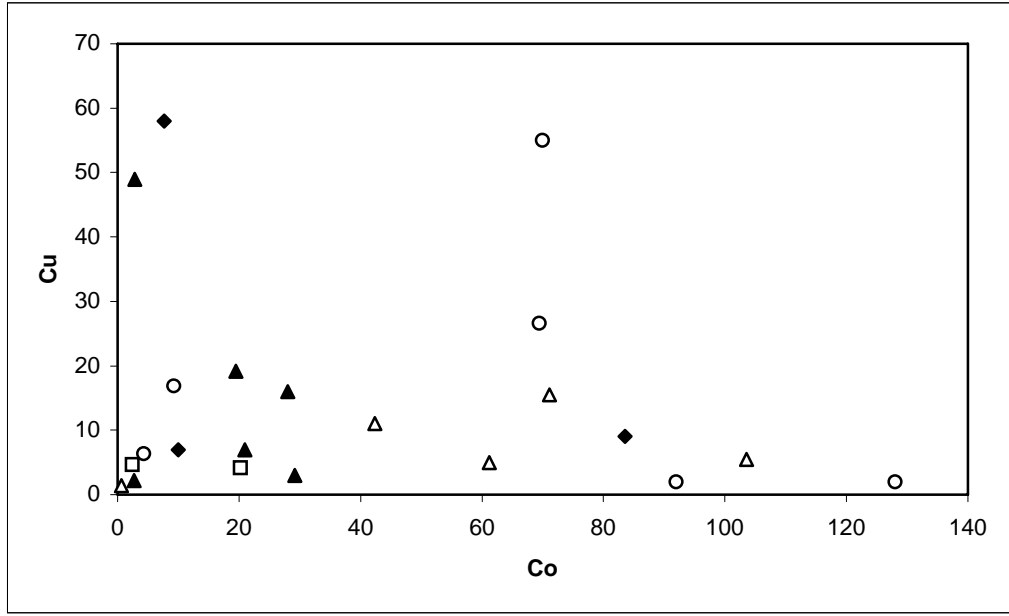
Şekil 4.17 Silis miktarının artışına bağlı olarak La ve Pr'de gözlenen değişim.

Co'nun silisleşme karşısındaki davranışını iki grupta incelemekte yarar vardır. Volkanik kayalarda silis içeriği 40-80 %SiO₂ arasında değişirken Co 120 ppm den birkaç ppm e kadar düşmektedir. Silisleşmenin etkin olduğu seri 1,2 ve 3'e ait örneklerde (%SiO₂ >80) ise daha dar bir aralıktaki SiO₂ artışına karşın Co 80 ppm den 0 a kadar daha dik bir eğimle düşmektedir. Özellikle seri 2 ye ait kayalarda Co değeri silisleşmenin göreceli olarak düşük olduğu (SiO₂ = % 90) değerlerde dahi yüksek olması kökenindeki mafik kaya kimyasını bir yansıması olarak değerlendirilebilir (Şekil 4.18).



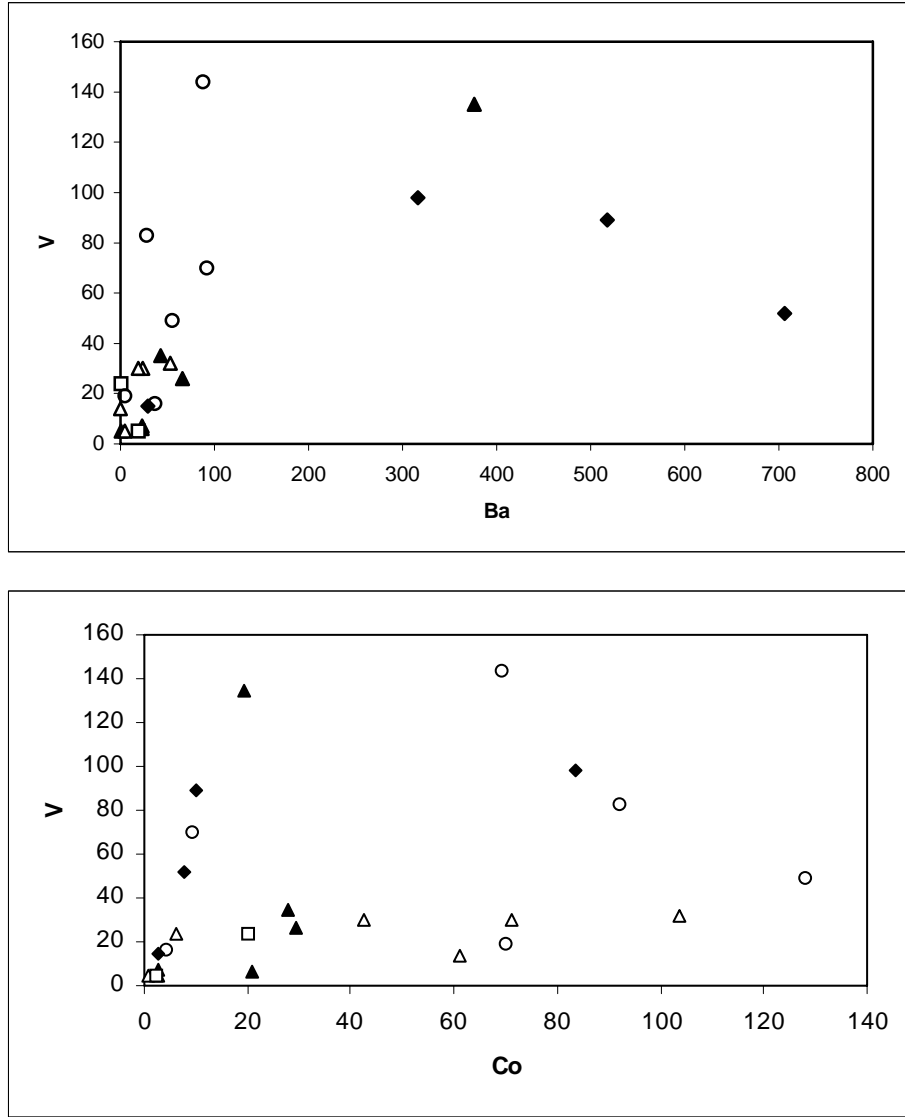
Şekil 4.18 Silisleşmiş kayalarda Co değerlerinin SiO₂'ye göre değişimi

Özellikle volkanik kayalar ve felsik kayalar dışındaki silisli kayalar incelendiğinde, Co ile Cu'nun ters orantılı oldukları gözlenmektedir (Şekil 4.19). Co Şırşırçesme ve 4. seri kayalarda yüksek değerler vermektedir. BCS-3 nolu örnek(Baklan) yüksek oranda Cu içerdiği için değerlendirme dışı tutulmuştur. Tüm kayalarda genel bir eğilim olarak Si ile Cu arasında negatif bir korelasyon gözlenirken, seri 4'e ait kayalarda Cu ile silisleşmenin doğru orantılı olması bu kayalarda Cu'nun hidrotermal kökenli olabileceğini göstermektedir (Şekil 4.19).



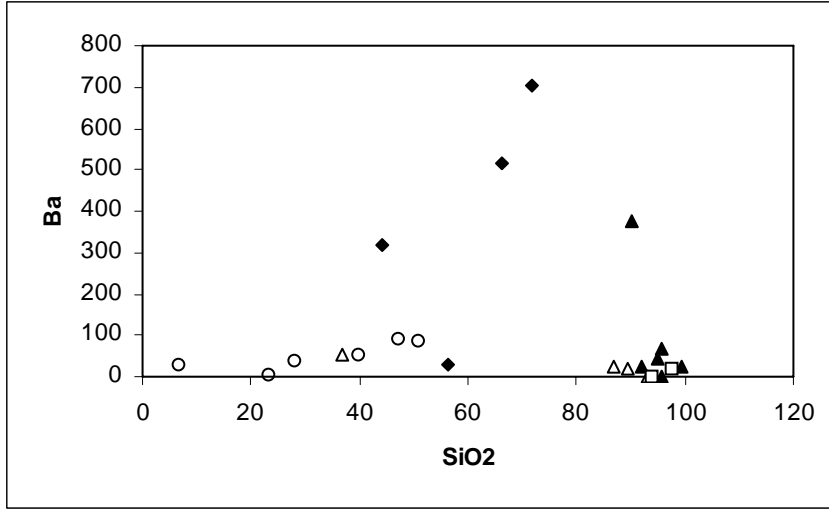
Şekil 4.19 Silisleşmiş kayaların Cu'nun Co ikili diyagramında dağılımı ve Cu'nun SiO₂ artışı karşısındaki davranışı.

V ve Ba altere kayalarda pozitif bir korelasyon gösterirken, Ba içeriği yüksek olan taze volkanik kayalarda böyle bir eğilim gözlenmemektedir. Co değeri 20 ppm den düşük örneklerde ise V ile pozitif bir korelasyon gözlenmektedir, ancak Co içeriği yüksek örneklerde (>20 ppm Co) Co artışı V'dan bağımsızdır (Şekil 4.20).



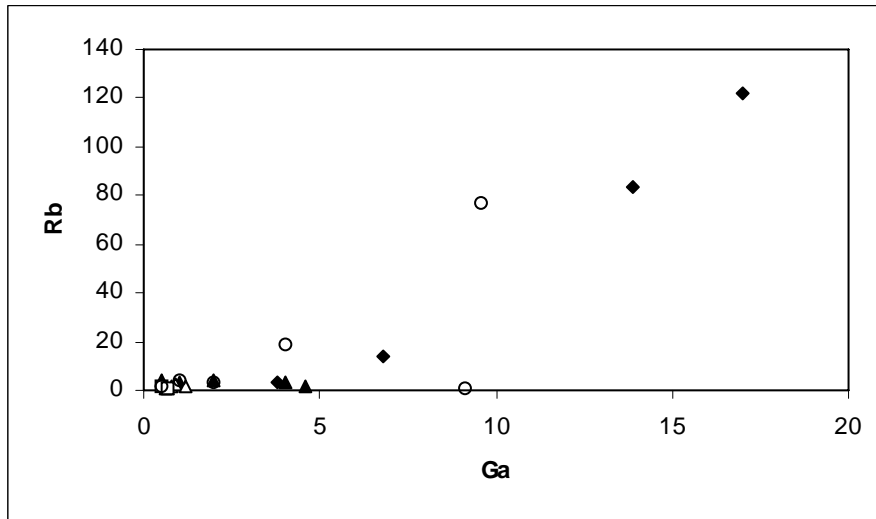
Şekil 4.20 Silisleşmiş kayaçların V vs. Ba ve V vs. Co diyagramlarındaki dağılımları.

Si içeriği düşük olan örneklerden (tortul veya ofiyolit) itibaren volkanik kayalara kadar Ba ile SiO₂ doğru orantılı olarak artmaktadır. Ancak silisleşmiş kayalarda ise artan Si içeriği ile beraber Ba azalmaktadır (Şekil 4.21).



Şekil 4.21 Silisleşme ile Ba miktarının değişimi

Andezitik kayalarda magmatik fraksiyonlaşmanın ilerlemesine bağlı olarak Rb ve Ga birbirleri ile doğru orantılı olarak artmaktadır. Tortul veya ofiyolit kökenli kayalarda Rb ve Ga düşük değerler vermektedir (Şekil 4.22).

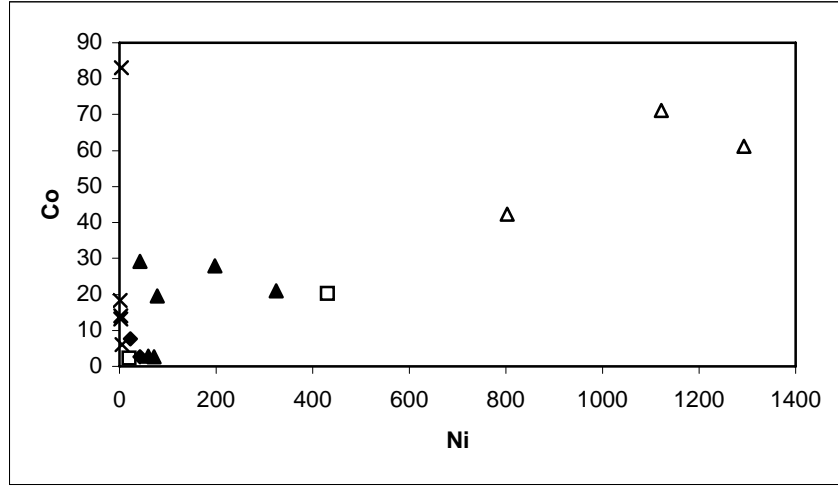


Şekil 4.22 Rb ve Ga bolluklarının kayaç kimyasına göre değişimi

Arsakkayası Mevkii'nde cevherleşmelerin artan silisleşmeye bağlı olarak civa getirdiği gözlenmektedir. Aynı örneklerde Si'un Ca'un yerini aldığı görülmektedir. Silisleşmiş kayalarda altın cevherleşmesi ile Si arasında pozitif bir korelasyon

görülmemiştir. Buna karşın Au ile Cu arasında zayıf bir pozitif korelasyon olduğu söylenebilir.

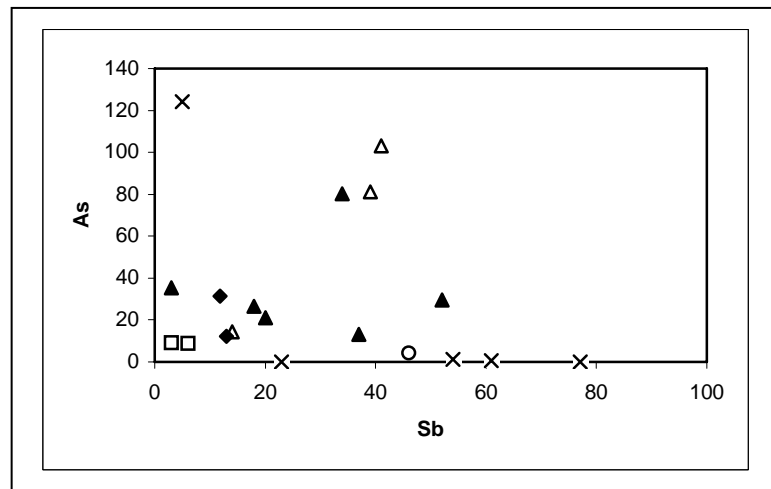
Özellikle Şırşırderesi örnekleri başta olmak üzere KAR5, KARJ, LSV ve KBT-7 gibi bazı örneklerde Ni ve Co değerlerinin birlikte artması ultrabazik bir kayanın silisleşmesi olarak değerlendirilebilir (Şekil 4.23).



Şekil 4.23 Şırşırderesi örneklerinde Co ve Ni’de gözlenen pozitif korelasyon

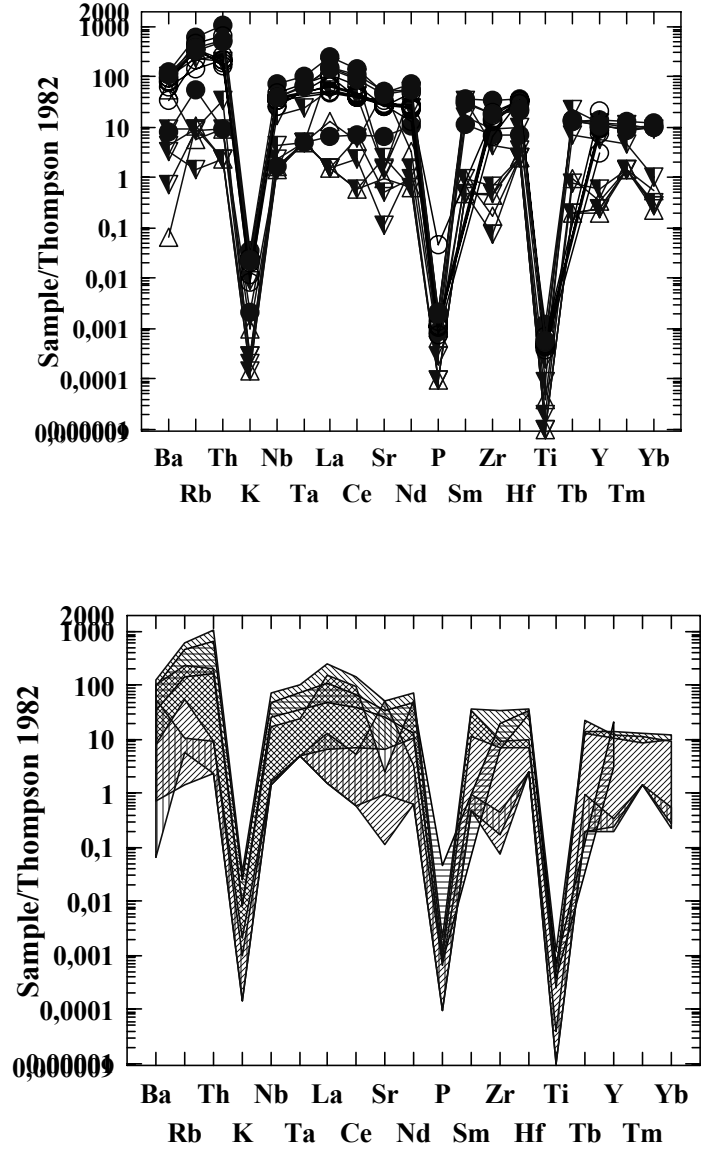
Zr’a karşı Y değerlerinin yüksek olduğu örnekler asidik bir yan kayanın (cevhere eşlik eden) silisleştiğini gösterir.

Genellikle As ve Sb arasında pozitif bir korelasyon varken, bu eğilim seri 6 da Sb değeri yüksek olduğu halde düşük As değerlerine karşılık gelmektedir (Şekil 4.24).

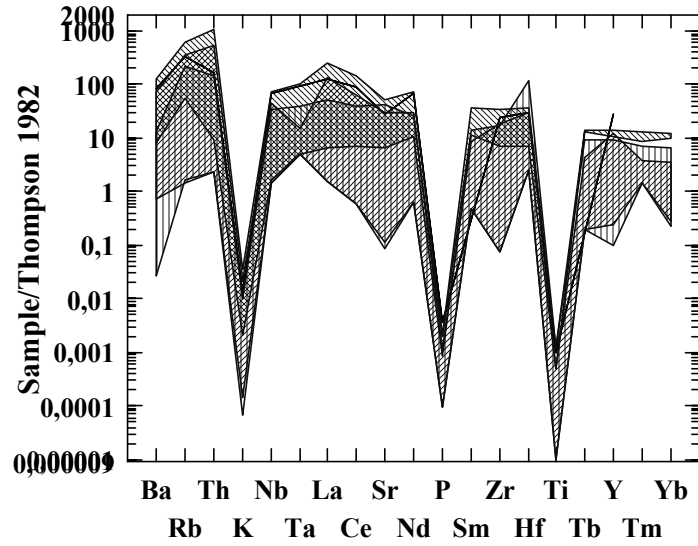
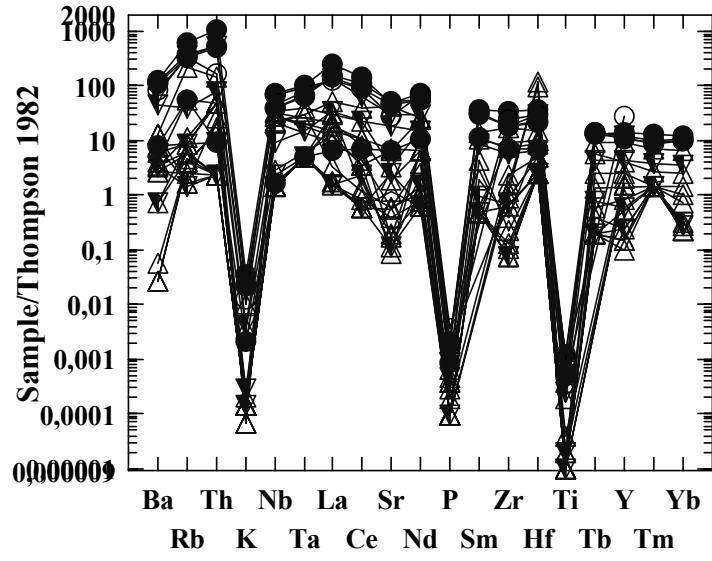


Şekil 4.24 Silisleşmiş kayaların As vs. Sb ikili diyagramındaki dağılımı.

Çalışma alanından derlenen silisleşmiş kayaç örneklerinin C1 kondrit normalize diyagramlarda Baklan granodiyorit ve volkanik kayaç örnekleri ile benzer eğilim göstermesini bunların kökensel olarak bu kayaç grupları ile ilişkili oldukları şeklinde yorumluyoruz (Şekil 4.25, 4.26, 4.27).



Şekil 4.25 Baklan graniti ve çevresindeki silisleşmiş kayaçların spider diyagramındaki desenleri.



Sekil 4.26 Karacahisar Volkanitleri ve çevresindeki silisli kayaların spider diyagramındaki desenleri.

Tablo 4.4 Çalışma alanının Baklan-Avdantepe-Arsakkayası-Karaağaç-Karacahisar-Şırşır Çeşme ve Kazık Batmaz Tepesinden alınan silisleşmiş kayaların major oksit değerleri.

Örnek No Sembol	1. SERİ					
	AKD	AVT	AKC-1	ACKA-3	KAR - J	LSV
	▲	▲	▲	▲	▲	▲
SiO ₂	95,690	95,860	99,500	90,200	92,060	94,900
Al ₂ O ₃	0,340	0,480	0,050	0,690	0,340	0,940
Fe ₂ O ₃	0,560	1,020	1,250	1,500	1,710	0,780
MgO	1,050	0,240	0,230	0,120	4,530	0,400
CaO	0,740	0,060	0,220	0,530	0,210	0,110
Na ₂ O	0,010	0,010	0,010	0,040	0,000	0,000
K ₂ O	0,020	0,040	0,020	0,140	0,010	0,010
TiO ₂	0,010	0,010	0,010	0,040	0,010	0,010
P ₂ O ₅	0,010	0,010	0,010	0,070	0,010	0,010
MnO	0,020	0,060	0,010	0,020	0,010	0,010
Cr ₂ O ₃	0,042	0,606	0,096	2,649	0,070	0,050
LOI	1,000	0,900	1,200	3,500	-	-
TOT/C	0,200	0,020	0,150	0,120	-	-
TOT/S	0,050	0,430	0,120	0,870	-	-
TOPLAM	99,50	99,310	99,580	99,560	98,920	97,300

Örnek Sembol	2. SERİ				
	SCS1-	SCG-1-	SCC-1-	SCO-2	KAOP
	Δ	Δ	Δ	Δ	Δ
SiO ₂	10,220	92,950	86,860	36,970	89,530
Al ₂ O ₃	0,370	0,260	0,430	0,460	0,450
Fe ₂ O ₃	1,360	2,910	6,380	7,020	4,870
MgO	20,240	0,940	0,320	42,610	0,810
CaO	29,20	0,250	0,670	0,400	0,320
Na ₂ O	0,010	0,020	0,010	0,010	0,030
K ₂ O	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020
TiO ₂	0,020	0,190	0,010	0,010	0,010
P ₂ O ₅	0,030	0,010	0,010	0,040	0,010
MnO	0,200	0,040	0,040	0,110	0,030
Cr ₂ O ₃	0,009	0,290	0,384	0,309	0,610
LOI	38,300	2,000	4,700	11,80	3,200
TOT/C	11,780	0,580	0,210	0,240	0,280
TOT/S	0,460	0,070	3,080	0,030	0,600
TOPLAM	99,960	100,020	99,980	100,000	99,970

Tablo 4.4 Çalışma alanının Baklan-Avdantepe-Arsakkayası-Karaağaç-Karacahisar-Şırşır Çeşme ve Kazık Batmaz Tepesinden alınan silisleşmiş kayaçların major oksit değerleri (devam).

3. SERİ			
Örnek No	KBT-7	KBTS	ANS
Sembol	o	o	o
SiO ₂	93,940	97,640	1,420
Al ₂ O ₃	0,240	0,340	0,570
Fe ₂ O ₃	4,380	0,760	1,010
MgO	0,170	0,020	0,060
CaO	0,070	0,040	0,080
Na ₂ O	0,020	0,010	0,020
K ₂ O	0,020	0,020	0,040
TiO ₂	0,010	0,010	0,020
P ₂ O ₅	0,010	0,010	0,050
MnO	0,050	0,020	0,010
Cr ₂ O ₃	0,194	0,074	0,005
LOI	0,900	1,100	13,500
TOT/C	0,100	0,030	0,070
TOT/S	0,030	0,040	28,170
TOPLAM	100,030	100,020	16,780

4. SERİ					
Örnek No	K2-79	K7-88-93	K3-86-91	KAR-OF1	KAR-AoF
Sembol	o	o	o	o	o
SiO ₂	47,000	50,930	23,170	39,720	6,760
Al ₂ O ₃	7,590	4,840	0,210	0,900	2,800
Fe ₂ O ₃	3,090	9,180	4,270	8,270	15,360
MgO	2,310	21,590	31,190	36,100	7,880
CaO	21,250	2,160	13,930	0,130	61,240
Na ₂ O	0,040	0,010	0,020	0,000	0,000
K ₂ O	1,510	0,020	0,020	0,030	0,540
TiO ₂	0,370	1,270	0,010	0,020	0,040
P ₂ O ₅	0,070	0,200	0,040	0,020	0,020
MnO	0,080	0,080	0,100	0,090	0,310
Cr ₂ O ₃	0,021	0,176	0,167	0,360	0,400
LOI	16,800	9,400	26,400	-	-
TOT/C	4,560	0,940	6,520	-	-
TOT/S	0,220	0,030	0,150	-	-
TOPLAM	100,160	99,980	99,650	87,700	91,770

Tablo 4.4 Çalışma alanının Baklan-Avdantepe-Arsakkayası-Karaağaç-Karacahisar-Şırşır Çeşme ve Kazık Batmaz Tepesinden alınan silisleşmiş kayaçların major oksit değerleri (devam).

Örnek No	5. SERİ			
	TPO	GMZ	REFM-1	BCS-3
Sembol	◆	◆	◆	◆
SiO ₂	44,010	71,830	66,400	56,410
Al ₂ O ₃	4,920	7,600	14,710	1,040
Fe ₂ O ₃	7,510	9,170	4,030	4,900
MgO	31,260	2,220	2,370	0,370
CaO	2,780	1,360	3,610	0,150
Na ₂ O	0,870	0,010	2,870	0,010
K ₂ O	0,610	1,250	3,220	0,030
TiO ₂	0,250	0,250	0,510	0,090
P ₂ O ₅	0,090	0,130	0,120	0,030
MnO	0,110	1,450	0,070	0,150
Cr ₂ O ₃	0,242	0,025	0,000	0,022
LOI	7,200	4,400	-	12,700
TOT/C	0,240	0,290	-	0,180
TOT/S	0,040	0,050	-	4,180
TOPLAM	100,070	99,770	98,460	75,910

Tablo 4.5 Çalışma alanının Baklan-Avdantepe-Arsakkayası-Karaağaç-Karacahisar-Şırşır Çeşme ve Kazık Batmaz Tepesinden alınan silisleşmiş kayaların iz element değerleri (Au dışındaki tüm değerler ppm, Au ppb olarak verilmiştir).

Örnek No Sembol	1. SERİ					
	AKD	AVT	AKC-1	ACKA-3	KAR - J	LSV
	▲	▲	▲	▲	▲	▲
Co	2,70	29,20	2,80	19,50	21,00	28,00
Cs	1,80	0,10	0,10	0,10	-	-
Ga	0,50	1,00	0,70	4,60	2,00	4,00
Hf	0,50	0,50	0,50	0,50	19,00	23,00
Nb	0,60	0,50	0,50	0,50	11,00	10,00
Rb	3,70	3,20	0,50	2,00	4,00	3,00
Sn	1,00	1,00	1,00	1,00	-	-
Sr	11,60	6,00	28,90	601,20	2,00	22,00
Ta	0,10	0,10	0,10	0,10	-	-
Th	0,10	0,10	0,10	0,40	2,00	2,00
U	1,30	0,30	0,10	0,70	2,00	2,00
V	5,00	26,00	7,00	135,00	6,00	35,00
W	0,20	0,40	0,10	5,80	-	-
Zr	3,10	3,20	0,50	1,20	11,00	8,00
Y	0,40	0,50	0,50	0,70	3,00	3,00
La	0,50	0,50	0,50	4,20	7,00	5,00
Ce	0,50	5,40	0,50	4,60	7,00	9,00
Pr	0,04	0,13	0,07	0,560	-	-
Nd	0,40	0,60	0,40	2,10	4,00	4,00
Sm	0,10	0,10	0,10	0,20	-	-
Eu	0,05	0,05	0,05	0,05	-	-
Gd	0,11	0,15	0,05	0,17	-	-
Tb	0,01	0,01	0,01	0,05	-	-
Dy	0,05	0,08	0,05	0,18	-	-
Ho	0,05	0,05	0,05	0,05	-	-
Er	0,05	0,05	0,05	0,05	-	-
Tm	0,05	0,05	0,05	0,05	-	-
Yb	0,05	0,06	0,07	0,12	-	-
Lu	0,01	0,01	0,01	0,02	-	-
Mo	0,50	1,40	1,00	0,90	-	-
Cu	2,20	3,00	49,00	19,20	7,00	16,00
Pb	6,80	23,50	980,10	14,50	48,00	342,00
Zn	52,00	34,00	3,00	18,00	20,00	37,00
Ni	51,60	12,90	29,70	40,90	324,00	198,00
As	29,60	80,20	35,50	26,50	21,00	13,00
Cd	0,20	0,20	0,10	0,10	-	-
Sb	2000,00	2000,00	1687,00	22,50	-	-
Bi	0,10	0,10	0,10	0,10	-	-
Ag	0,60	0,60	0,80	1,40	-	-
Au	30,90	1,90	2,60	13,10	-	-
Hg	0,50	186,00	200,00	172,00	-	-
Tl	0,60	9,50	2,90	0,20	-	-
Ba	0,45	66,00	23,00	376,00	23,00	43,00
Sc	1,00	1,00	1,00	2,00	2,00	2,00

Tablo 4.5 Çalışma alanının Baklan-Avdantepe-Arsakkayası-Karaağaç-Karacahisar-Şırşır Çeşme ve Kazık Batmaz Tepesinden alınan silisleşmiş kayaların iz element değerleri (Au dışındaki tüm değerler ppm, Au ppb olarak verilmiştir) (devam).

Örnek No Sembol	2. SERİ				
	SCS1-6	SCG-1-3	SCC-1-3	SCO-2	KAOP
	Δ	Δ	Δ	Δ	Δ
Co	0,60	61,20	71,10	103,50	42,40
Cs	0,10	0,10	8,10	0,10	0,10
Ga	0,70	0,80	0,90	0,60	1,20
Hf	0,50	2,00	0,50	0,50	0,50
Nb	0,50	7,30	0,50	0,50	0,50
Rb	1,10	1,40	2,10	0,60	2,00
Sn	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Sr	102,30	7,20	14,00	1,30	4,50
Ta	0,10	0,60	0,10	0,10	0,10
Th	0,10	0,60	0,10	0,10	0,10
U	0,40	0,60	0,40	0,10	1,30
V	5,00	14,00	30,00	32,00	30,00
W	0,50	1,30	0,30	0,10	0,30
Zr	2,60	63,00	0,50	0,50	0,70
Y	5,10	1,70	0,30	0,20	0,50
La	3,10	1,10	0,60	0,50	0,50
Ce	3,80	1,00	0,50	0,50	0,70
Pr	0,51	0,17	0,02	0,02	0,09
Nd	2,40	0,70	0,40	0,40	0,50
Sm	0,40	0,10	0,10	0,10	0,10
Eu	0,31	0,05	0,05	0,05	0,05
Gd	0,53	0,13	0,05	0,05	0,20
Tb	0,07	0,03	0,01	0,01	0,02
Dy	0,47	0,16	0,05	0,05	0,08
Ho	0,08	0,06	0,05	0,05	0,05
Er	0,28	0,22	0,05	0,05	0,05
Tm	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Yb	0,16	0,23	0,06	0,05	0,05
Lu	0,02	0,06	0,01	0,01	0,01
Mo	0,20	0,80	0,50	0,10	0,50
Cu	1,40	5,00	15,50	5,50	11,00
Pb	18,60	42,90	10,50	8,60	25,30
Zn	69,00	14,00	41,00	33,00	39,00
Ni	27,30	1135,10	1028,00	1713,30	708,30
As	13,70	14,30	103,10	0,50	81,20
Cd	0,50	0,10	0,10	0,10	0,20
Sb	228,00	35,20	141,00	7,00	14,00
Bi	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Ag	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Hg	6,05	3,33	200,00	0,59	4,30
Tl	0,4	0,10	0,30	0,10	0,10
Ba	5,00	0,18	24,00	53,00	19,00
Sc	1,00	1,00	4,00	8,00	1,00

Tablo 4.5 Çalışma alanının Baklan-Avdantepe-Arsakkayası-Karaağaç-Karacahisar-Şırşır Çeşme ve Kazık Batmaz Tepesinden alınan silisleşmiş kayaçların iz element değerleri (Au dışındaki tüm değerler ppm, Au ppb olarak verilmiştir) (devam).

Örnek No Sembol	3. SERİ		
	KBT-7 □	KBTS □	ANS □
Co	20,20	2,40	2,80
Cs	0,10	0,10	0,90
Ga	0,50	0,70	0,60
Hf	0,50	0,50	0,50
Nb	0,50	0,50	0,80
Rb	1,40	0,90	3,00
Sn	2,00	1,00	4,00
Sr	6,40	2,30	1,80
Ta	0,10	0,10	0,10
Th	0,10	0,10	0,40
U	1,00	2,10	0,80
V	24,00	5,00	19,00
W	3,40	0,60	0,30
Zr	0,90	4,40	4,60
Y	1,00	0,30	1,20
La	0,60	10,6	0,50
Ce	0,50	1,20	2,00
Pr	0,13	0,10	0,32
Nd	0,90	0,50	1,00
Sm	0,10	0,10	0,20
Eu	0,05	0,05	0,07
Gd	<u>0,12</u>	0,13	0,41
Tb	0,01	0,01	0,04
Dy	0,15	0,05	0,19
Ho	0,05	0,05	0,05
Er	0,08	0,05	0,09
Tm	0,05	0,05	0,05
Yb	0,07	0,05	0,06
Lu	0,02	0,01	0,02
Mo	0,80	1,00	5,60
Cu	4,20	4,70	12,60
Pb	2,50	3,40	0,10
Zn	6,00	3,00	6,00
Ni	344,30	13,10	7,00
As	8,80	9,00	37,60
Cd	0,10	0,10	1,60
Sb	3,30	2,90	2000,00
Bi	0,10	0,10	0,30
Ag	0,10	0,10	31,10
Au	0,50	0,50	14,30
Hg	0,04	0,04	4,69
Tl	0,10	0,10	450,90
Ba	0,39	19,00	5,00
Sc	3,00	1,00	1,00

Tablo 4.5 Çalışma alanının Baklan-Avdantepe-Arsakkayası-Karaağaç-Karacahisar-Şırşır Çeşme ve Kazık Batmaz Tepesinden alınan silisleşmiş kayaçların iz element değerleri (Au dışındaki tüm değerler ppm, Au ppb olarak verilmiştir) (devam).

Örnek No Sembol	4. SERİ				
	K2-79 ○	K7-88-93 ○	K3-86-91 ○	KAR- OF1 ○	KAR- AoF ○
Co	9,30	69,40	70,00	128,00	92,00
Cs	6,60	2,30	0,70	-	-
Ga	9,60	9,10	0,50	2,00	4,00
Hf	3,10	1,70	0,50	1,00	1,00
Nb	7,90	12,30	0,50	10,00	1,00
Rb	76,90	0,60	1,60	3,00	19,00
Sn	1,00	1,00	1,00	-	-
Sr	498,70	38,50	84,90	1,00	78,00
Ta	0,60	0,80	0,10	-	-
Th	6,00	1,10	0,10	2,00	2,00
U	1,90	0,30	0,50	2,00	3,00
V	70,00	144,00	19,00	49,00	83,00
W	1,30	0,60	0,30	-	-
Zr	114,90	51,4	1,50	16,00	6,00
Y	18,10	7,90	4,90	3,00	4,00
La	16,70	9,70	6,00	4,00	4,00
Ce	33,80	19,10	9,30	3,00	3,00
Pr	3,73	2,21	1,03	-	-
Nd	16,10	10,40	4,00	4,00	15,00
Sm	2,80	2,20	0,90	-	-
Eu	0,65	0,68	0,30	-	-
Gd	2,82	2,23	0,73	-	-
Tb	0,48	0,30	0,13	-	-
Dy	2,83	1,57	0,82	-	-
Ho	0,55	0,33	0,14	-	-
Er	1,51	0,82	0,37	-	-
Tm	0,24	0,09	0,05	-	-
Yb	1,41	0,55	0,31	-	-
Lu	0,22	0,08	0,03	-	-
Mo	0,20	0,40	0,30	-	-
Cu	16,90	26,60	55,00	2	2
Pb	4,40	2,60	3304,30	15	74
Zn	19,00	46,00	61,00	43	190
Ni	58,80	523,70	1054,70	1750	1769
As	31,40	4,30	65,90	15	394
Cd	0,10	0,10	0,30	-	-
Sb	2,50	19,40	22,10	-	-
Bi	0,10	0,10	0,10	-	-
Ag	0,10	0,10	1,50	-	-
Au	1,00	0,50	12,20	-	-
Hg	0,04	0,12	12,15	-	-
Tl	0,20	0,40	0,40	-	-
Ba	92,00	88,00	5,00	55,00	28,00
Sc	6,00	13,00	3,00	33,00	2,00

Tablo 4.5 Çalışma alanının Baklan-Avdantepe-Arsakkayası-Karaağaç-Karacahisar-Şırşır Çeşme ve Kazık Batmaz Tepesinden alınan silisleşmiş kayaların iz element değerleri (Au dışındaki tüm değerler ppm, Au ppb olarak verilmiştir) (devam).

Örnek No Sembol	5. SERİ			
	TPO	GMZ	REFM-1	BCS-3
	◆	◆	◆	◆
Co	83,50	7,70	10,00	2,60
Cs	0,10	0,90	-	0,10
Ga	6,80	13,90	17,00	3,80
Hf	1,30	2,00	6,00	0,70
Nb	3,30	6,20	16,00	1,50
Rb	14,10	83,70	122,00	3,30
Sn	1,00	1,00	-	5,00
Sr	213,50	16,60	354,00	18,30
Ta	0,30	0,50	-	0,10
Th	3,20	8,80	22,00	1,40
U	1,20	3,70	5,00	1,40
V	98,00	52,00	89,00	15,00
W	0,40	8,10	-	0,40
Zr	38,90	63,70	122,00	30,4
Y	8,90	11,60	24,00	34,9
La	10,90	18,30	46,00	50,2
Ce	19,40	36,90	55,00	82,3
Pr	2,17	3,71	-	8,78
Nd	9,20	15,40	19,00	33,00
Sm	1,80	3,30	-	7,10
Eu	0,31	0,44	-	2,60
Gd	1,69	2,03	-	6,89
Tb	0,23	0,36	-	1,16
Dy	1,48	1,91	-	7,04
Ho	0,27	0,40	-	1,13
Er	0,77	1,07	-	3,12
Tm	0,13	0,16	-	0,38
Yb	0,80	1,23	-	2,05
Lu	0,12	0,18	-	0,27
Mo	0,20	3,30	-	6,00
Cu	9,00	58,00	7,00	13727,10
Pb	35,00	756,10	26,00	9999,00
Zn	28,00	1036,00	47,00	220,00
Ni	1296,60	11,80	11,00	13,00
As	1,80	31,50	4,00	12,20
Cd	0,10	4,70	-	0,80
Sb	11,70	17,50	-	122,70
Bi	0,10	0,10	-	0,40
Ag	0,10	2,10	-	71,30
Au	0,90	10,20	-	7,30
Hg	2,16	1,25	-	0,19
Ba	316,00	706,00	518,00	29,00
Sc	14,00	4,00	17,00	3,00
Tl	0,10	0,30	-	0,10

BÖLÜM BEŞ

CEVHERLEŞME İNDİSLERİ, CEVHERLEŞMELER VE MİKROSKOPİK İNCELEMELERİ

Bir kısmı geçmiş yıllarda işletilmiş pek çok cevher zuhurunun bulunduğu çalışma alanını iki ana bölgede gruplandırmak mümkündür: Bunlardan birincisi Murat Dağı-Baklan Mevkii, ikincisi ise Murat Dağı-Karaağaç yöresidir.

İki ana bölgedeki cevherleşmeyi oluşum mekanizmalarına göre de iki ana grup altında toplamak mümkündür. Buna göre çalışma alanının birinci grubunu oluşturan bakır-kurşun-çinko zuhuru granit intrüzyonuna bağlıdır. İkinci yöre olan Karaağaç civarında ise cevherleşme volkanik aktiviteye bağlıdır. Cevherli kayalardan yapılan cevher mikroskop etüdü verileri değerlendirilmiş buna göre silisleşmiş yankayaçlarda, cevherleşmenin tektonizma, volkanik faaliyetler ve/veya jeotermal aktivite etkisinde geliştiği sonucuna varılmıştır. Bu oluşumlar tektonik kontrollü ve epitermal koşullarda gelişmiş olarak gözlenmiştir. Bu cevherleşmeler, küçük mostralarda yarmalar veya küçük galeriler şeklinde açılmış, bazıları işletilmiş ve terk edilmiş antimon, civa ve nikel-kobalt cevherleşmeleridir.

5.1. Çalışma Alanında Cevherleşmeler Hakkında Yapılan Önceki Çalışmalar

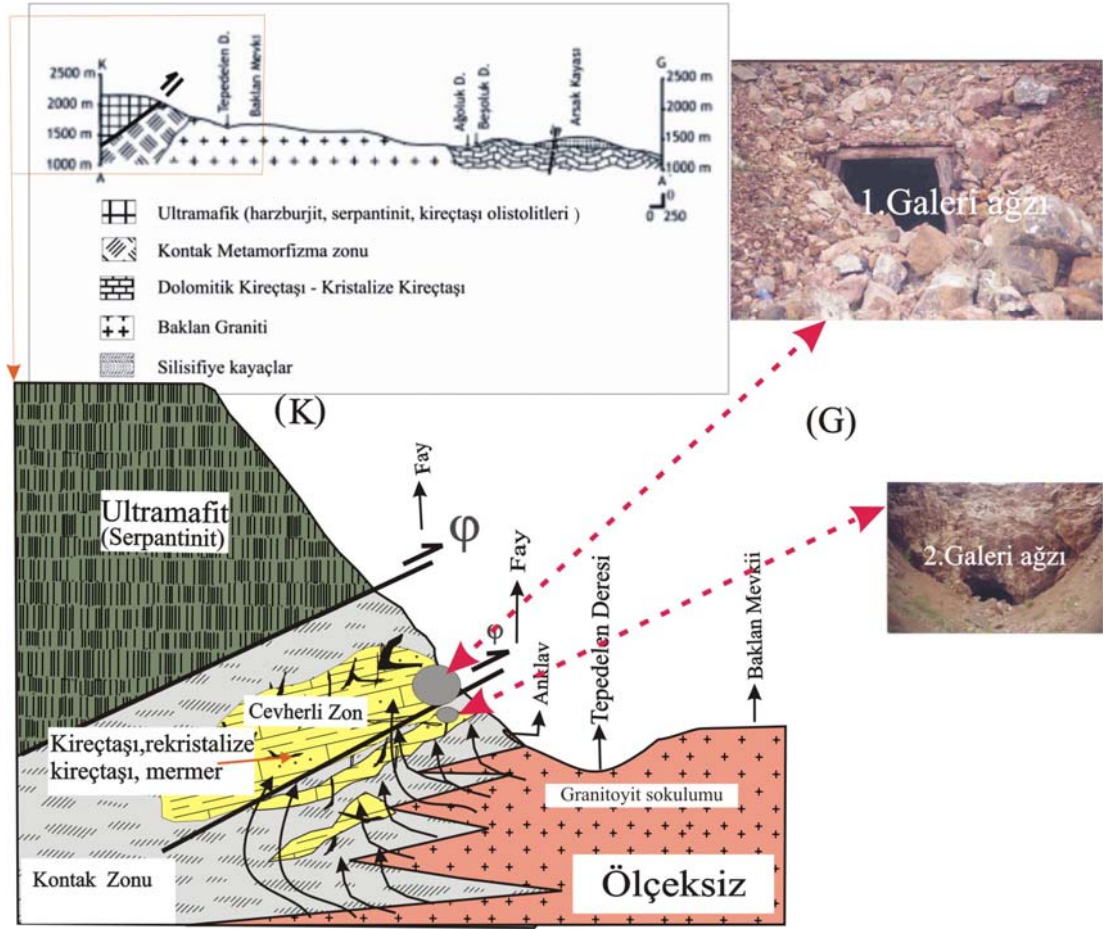
Geçmiş yıllarda Baklan ve Karaağaç yöresindeki bazı lokasyonlarda Bingöl (1974) çalışmış ve bu alanların 1/25 000 ölçekli detay jeoloji haritasını yapmıştır. Aynı yörede Baykal ve diğer. (1993) ön raporlar hazırlamış, civa zuhurlarında detaylı çalışmalar yapmıştır. Özçiçek ve Özçiçek (1980) bölgenin 80km² lik 1/25 000 ölçekli jeokimya ve 1/25 000 ölçekli detay jeolojik haritasını yapmıştır. Bu çalışmalara ilave olarak M.T.A proje çerçevesi içinde bölgede jeokimya ve IP çalışmaları da yapılmıştır.

Baklan kurşun-çinko-bakır cevher züruru geçen 15 yıl öncesinde özel bir şirket tarafından işletilmiştir. Ancak galeri şeklinde işletilen bu bakır – kurşun- çinko cevherleşmesinin detaylı bir cevher mikroskopisi etüdü yapılmamıştır. Buna

rağmen, daha önceki yıllardaki Murat Dağı Baklan mevki bölgesi ve çevresinde çalışmış olan ve yukarıda adları belirtilen araştırmacıların bakır, kurşun, çinko yatağının mineralojik etüdü ve kökenleri hakkında görüş belirtmişlerdir. Bu yazarların görüşleri şöyledir: “Cevherleşme bir çok kontak zonunda oluşmuştur. Baklan Granitine bağlı solüsyonların buna bağlı çevre kayaç dokanaklarındaki hornfels zonlarında Pb-Zn-Cu cevherleşmeleri oluşmuştur. Cevher mineralleri: Pirit, kalkopirit, çinkoblend, galen ve mangan mineralleridir”.

5.2 Muratdağı-Baklan Mevkii

Birinci bölge olan Baklan mevkiinde, Pb-Zn-Cu cevherleşmesi Mermerüstü Tepe'nin 400 m altında açılmış galeride gözlenebilmektedir (Şekil 5.1). Bu galeride düşey doğrultuda dikine keson kuyu açılarak 2. alt galeriye bağlantısı yapılmıştır. Ekonomik açıdan cevheri alınmış, galeri terk edilmiştir. Son işletilmesi 1987 yılında tamamlanmıştır. Galeriden numune alım ve fotograflama işlemleri 1999 yılında yapılmıştır. Galeriler içinde çalışmak oldukça tehlikeli olduğundan elden geldiğince sistematik numune alınmaya çalışılmıştır. Her iki galeri de hayati açıdan tehlike arzettiğinden yetkililer tarafından 2000 yılında çökertilmiştir. Yaklaşık 40 metre uzunluğa varan 1. galerinin (Şekil 5.2) içindeki uygun yerlerden birer-ikişer metre aralıklarla 65 adet cevherli numune alınabilmiştir. Bunların 15 tanesi ana galeriye keson kuyu ile bağlanan ~10 m uzunluğundaki 2. galeriye aittir. Galeriden derlenen numunelerin detaylı olarak cevher mikroskobu analizi yapılmıştır. Böylece daha önceleri işletilmiş olan galerinin açılımı yapılmış yeni gözlemler ortaya konmuş bu verilerin ışığı altında yatağın yapısı, parajenezi ve oluşum koşulları ortaya çıkartılmaya çalışılmıştır. Kayaç örneklerinin cevher mikroskobu etüdünün yorumları aşağıda sunulmuştur.

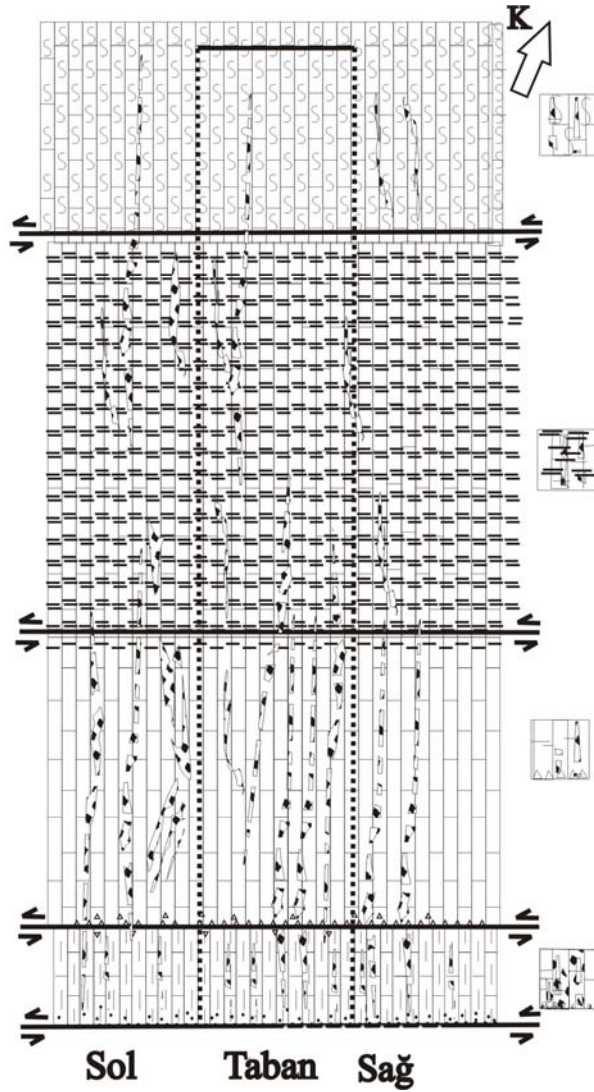


Şekil 5.1 Baklan Mevkii Kurşun-Çinko 1.-2. Galeri çevresi, yankayaç ilişkisini gösteren ölçeksiz kesit ve galerilerin dış cephelerinden görünüşleri (1999-2003).

Cevherleşmeye yakın çevre kayaları rekristalize kireçtaşları, sokulum kayaları (granit) ve serpantinitlerdir. Rekristalize kireçtaşlarında öz, yarıöz şekilli ve özşekilsiz piritler bulunur. Rekristalize kireçtaşlarındaki kuvars damarlarında da piritleşmeler yaygındır. Piritler kısmen ve tamamen limonite (götite) dönüşmüş olarak gözlenir. Bu litolojilerin görüldüğü Yangın Kulesi ve civarından alınan örneklerde pirotin minerali de izlenmektedir. Pirotinler genelde kısmen ve tamamen kenar köşe ve çatlaklardan itibaren götite dönüşmüştür. Bu durum bu lokasyondan ~2 km ötede bulunan granit plütonunun tesir alanını yansıtmaktadır.

5.2.1 Birinci Galeri Cevherleşmeleri

Ana cevherleşme, Tepedelen Pınarının KD'sunda Mermerüssü Tepesi eteğinde, 1810 m kotunda yer almaktadır. Kapalı işletme şeklinde ve işletilmiş ve cevherin tamamı alınmıştır. Cevherleşme rekristalize kireçtaşları içerisinde yer alır ve bakır-kurşun-çinko zuhuru özelliğini taşır (Şekil 5.2).



Çaklaları serpantinit dolgulu, killi kireçtaşı. Silisleşmiş altere serpantinit parçaları. Kireçtaşı içinde çok limonit, az çinkoblent içeren FeS-PbS-CuS cevherleşmesi izlenir. Kırıklı, çatlaklı, yeşilimtrak koyu renkli yaklaşık 2-5cm kalınlıkta 20-30cm uzunlukta kirli-renkli mermerden oluşur. Aşırı derecede altere olmuş, karbonat bileşimli sert-yarı sert yer yer oldukça yumuşak çamurumsu yapıda kireçtaşı, içinde sert karbonat kayaç parçaları. Bunların da içlerinde az miktarda Zn ve Cu-FeS sülfür mineralleri gözlenir. Şekil (5.14).

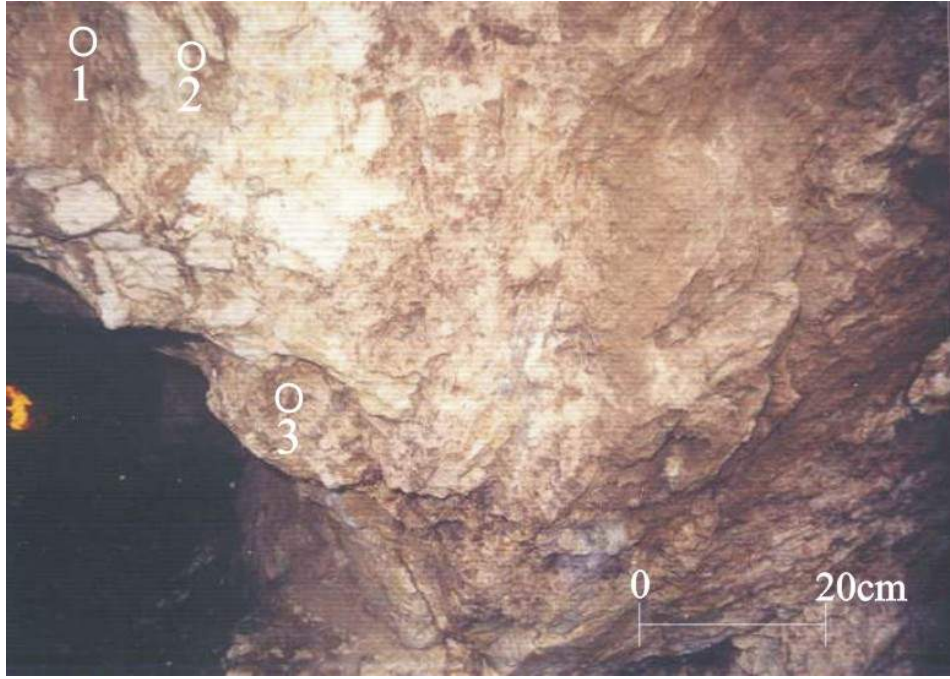
Killi kireçtaşı, şist ve mermer artıkları. Kayaç, Zn, Pb, Cu sülfütlü cevher mineralleri bakımından fakirdir. Cevher sadece karbonat kayacında az miktarda gözlenir. Şekil (5.14).

Çinko cevherleşmesi içeren siyahımsı, koyu gri sarımtırak yer yer yeşilimsi 2-3cm kalınlıkta mermer. Altere olmuş kireçtaşları. Cevher özellikle çinkoblent siyahımsı koyu gri rekristalize kireçtaşında izlenir. Cevherleşme oldukça zengindir. Şekil (5.14).

Dolomitik ve rekristalize kireçtaşı solum kayacının üzerindedir. Kurşun-çinko cevherleşmesi az miktarda tektonik çatlaklarda izlenir. Pirit içinde hematit, kalkopirit ve limonitleşme yaygındır. Yan kayacda silisleşme yaygındır. Cevherleşmeyle birlikte kuvars fenokristalleri bol miktarda izlenir. Şekil (5.3, 5.11).

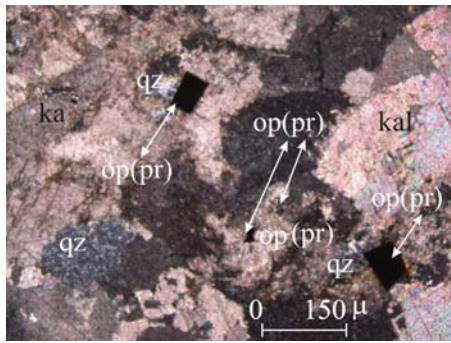
Şekil 5.2 Baklan Mevkii 1. Galerinin açılım krokisi. Galerinin ölçümleri en x boy = 130cm, uzunluğu 40m dir.

Galerinin 0-1 ila 1-3m arasının fotoğrafları verilmiştir (Şekil 5.3, 5.11). Numune alım yerleri rakamları ile işaretlenmiştir.

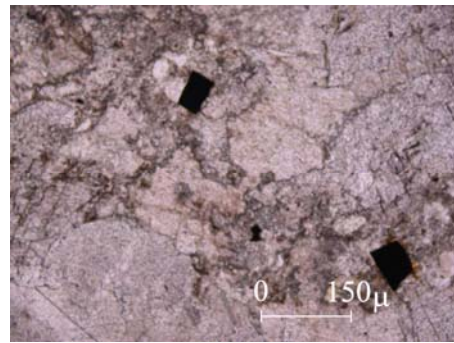


Şekil 5.3 1. galeri 0-1m arası alınan örneklerin yerleri.

Şekil 5.3'te numaralarla işaretli yerlerden alınan numunelerde pirit tipik olarak kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren psödomorfoza uğrayarak limonit (götite) dönüşmüştür, Piritler içersinde hematitler gözlenir. Gang mineralleri, karbonat mineralleri (muhtemelen kalsit) ve kuvarstan ibarettir. Cevherleşme pirit gelişimi ile başlar (Şekil 5.4 ve 5.5).

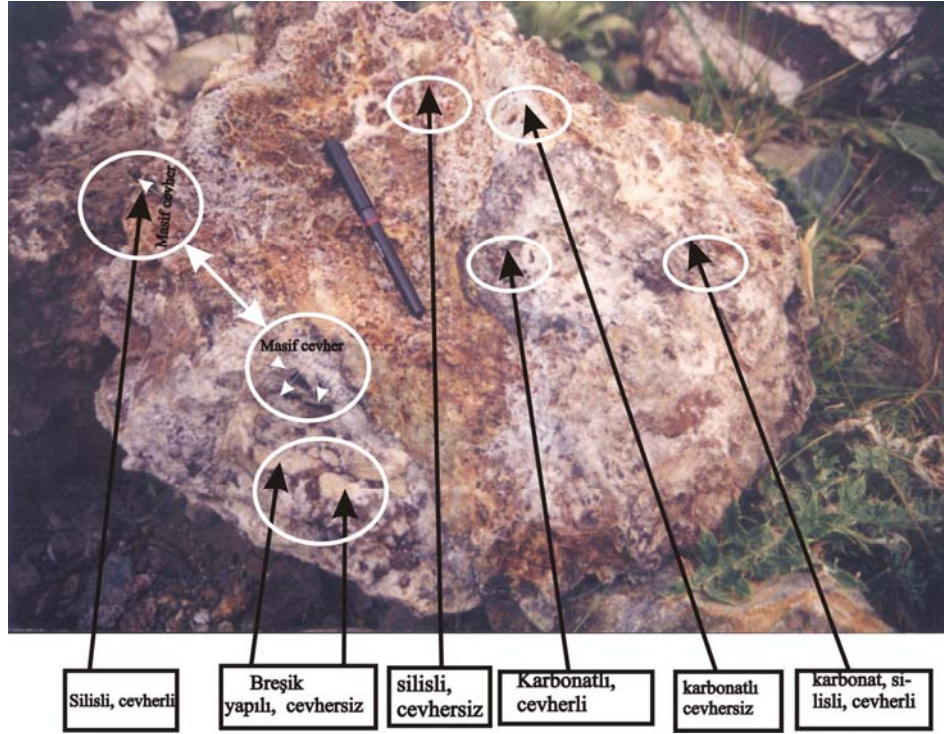


Şekil 5.4 Galeriden alınan örneklerde gang mineralleri. Kuvars: (qz), kalsit (ka), opak (pirit): op (pr). İnce kesit, + nikel.

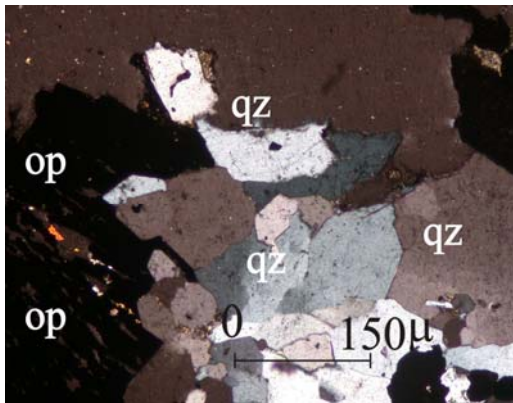


Şekil.5.5 Aynı örnek // nikelde.

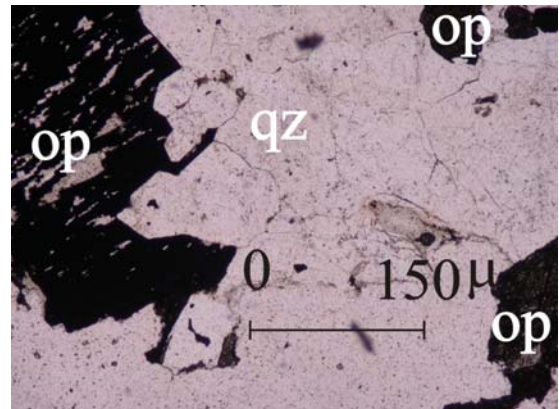
Gözenekli, cevherli kireçtaşı örneğinin (Şekil 5.6) farklı mikroskop görüntüleri Şekil 5.7, 5.8, 5.9 ve 5.10'da görülmektedir. Başlıca cevher mineralleri sfalerit, galen, pirit, kalkopirittir.



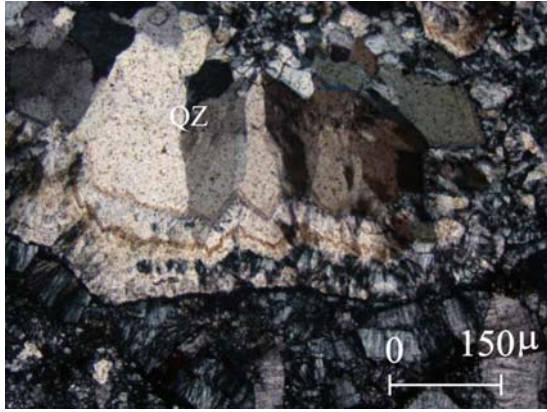
Şekil 5.6 Galerinin 0-1m arasını oluşturan bol, gözenekli cevherli kireçtaşı temsil eden örnek. Ölçek olarak verilen kalemin çevresinde, üstte, damarcık halde gözlenenler kuvars, kalsedon ve opal oluşumları mevcuttur.



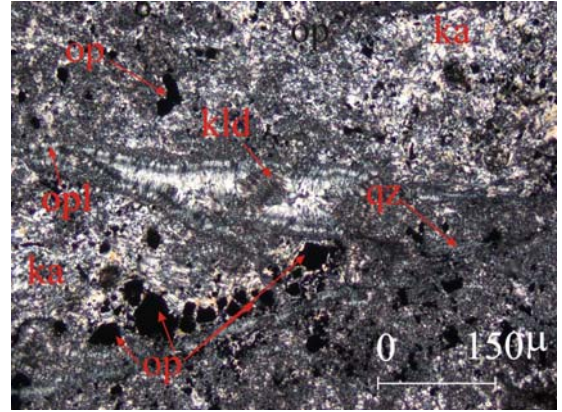
Şekil 5.7 Galerinin 0-1 m arasını temsil eden numune. Kuvars damarında opak mineralleri. Opak (op), kuvars (qz). İncekesit, + nikel.



Şekil 5.8 Aynı örnek // nikelde.

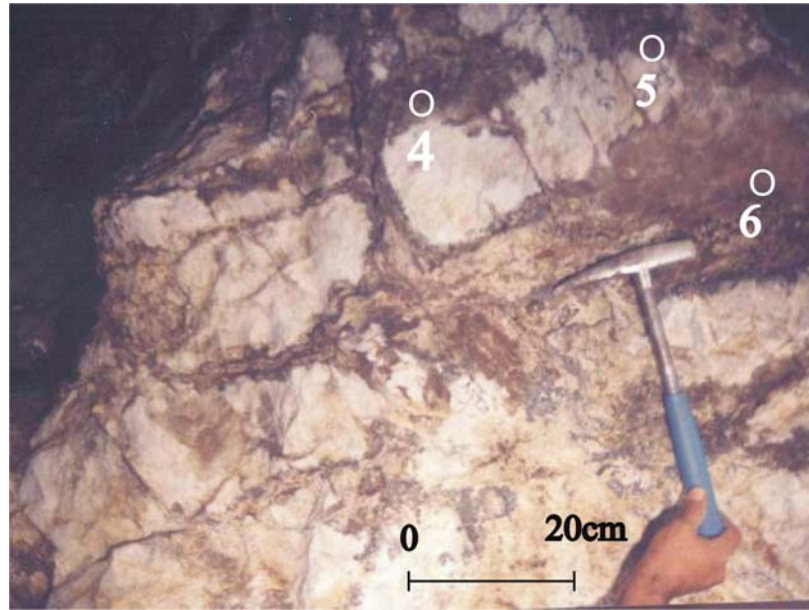


Şekil 5.9 1. Galeriden alınan karbonat kayaç örneği (0-1 m) çatlaklarında yer alan kuvars damarı. Şekil 5.6'da görülen numunenin cevhersiz kuvars damarcıklarını temsil eder kesit (Qz: kuvars). İnce kesit + nikol.

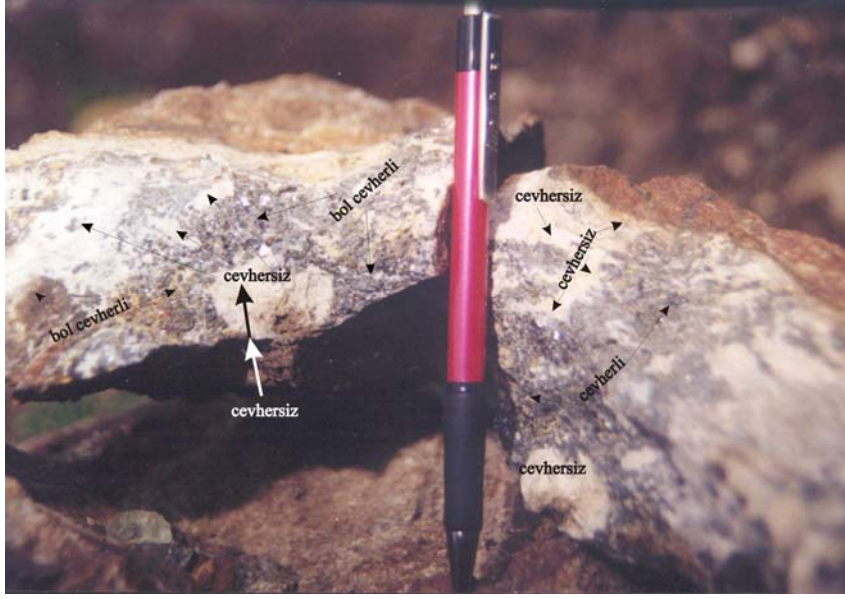


Şekil 5.10 Çatlak ve boşluklardaki silislerde opak mineraller. Opak (op), kuvars (qz), kalsedon (kld), opal (opl) Karbonat (ka). İnce kesit. + nikol.

Galerinin 1-3m arasından derlenen örnek yerlerinin fotoğrafları Şekil 5.11 ve 5.12 de görülmektedir. İlk lokalite galerideki 4'üncü metrede izlenen fay nedeniyle breşik özellik kazanmıştır. Yine breşik görünümlü ikinci lokalitede (Şekil 5.12) kurşun ve çinko cevherleşmelerinin gang mineralleri kalsit, kuvars, kalsedon ve opaldir.



Şekil 5.11 1.Galeri içi, 1-3m arası. 4, 5 ve 6 nolu numunelerin alındığı yerler. Yan kayaç 4. metrede gözlenen fay yakınında breşik özelliktedir.



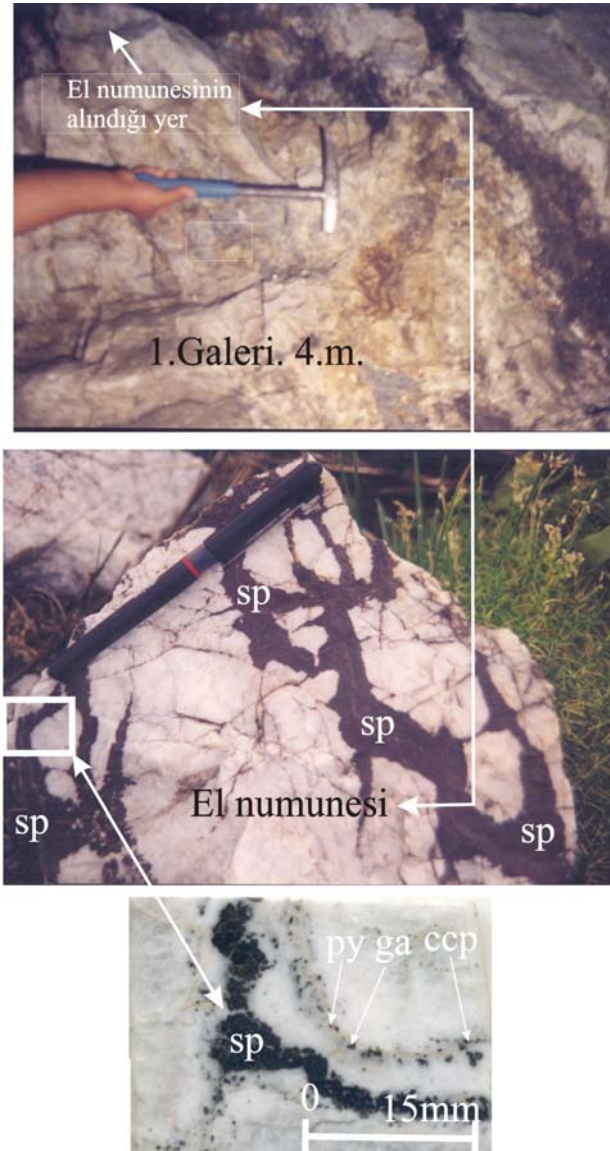
Şekil 5.12 1. galeriden yine 1-3 m arasında temsil eden el örneği. Cevheri ve cevhersiz kesimler şekilde gösterilmiştir.

Galeri ağzından 1-3 m. arasından alınan örnekler incelendiğinde; kayacın kırıklı çatlaklı ve silisleşmeden etkilenmiş, cevher içerikli karbonat kayacı olduğu anlaşılmaktadır. Tektonikten etkilenen kayacın ilk 75 cm sinden başlayan galeri ağzından, oval biçimde galeriyi çevreleyen limonitli zon bulunur. Oldukca altere olan karbonat kayacın çatlakları cevherli damarlar şeklindedir ve galerinin iç kesimlerine kadar uzanır. 1. galeri başlangıcındaki kırık ve çataklarının çoğunluğu piritten dönüşmüş limonit (götite) içermektedir. Bu çatlak dolguların çoğunluğu, yaklaşık 5-25 cm kalınlık sunmaktadır.

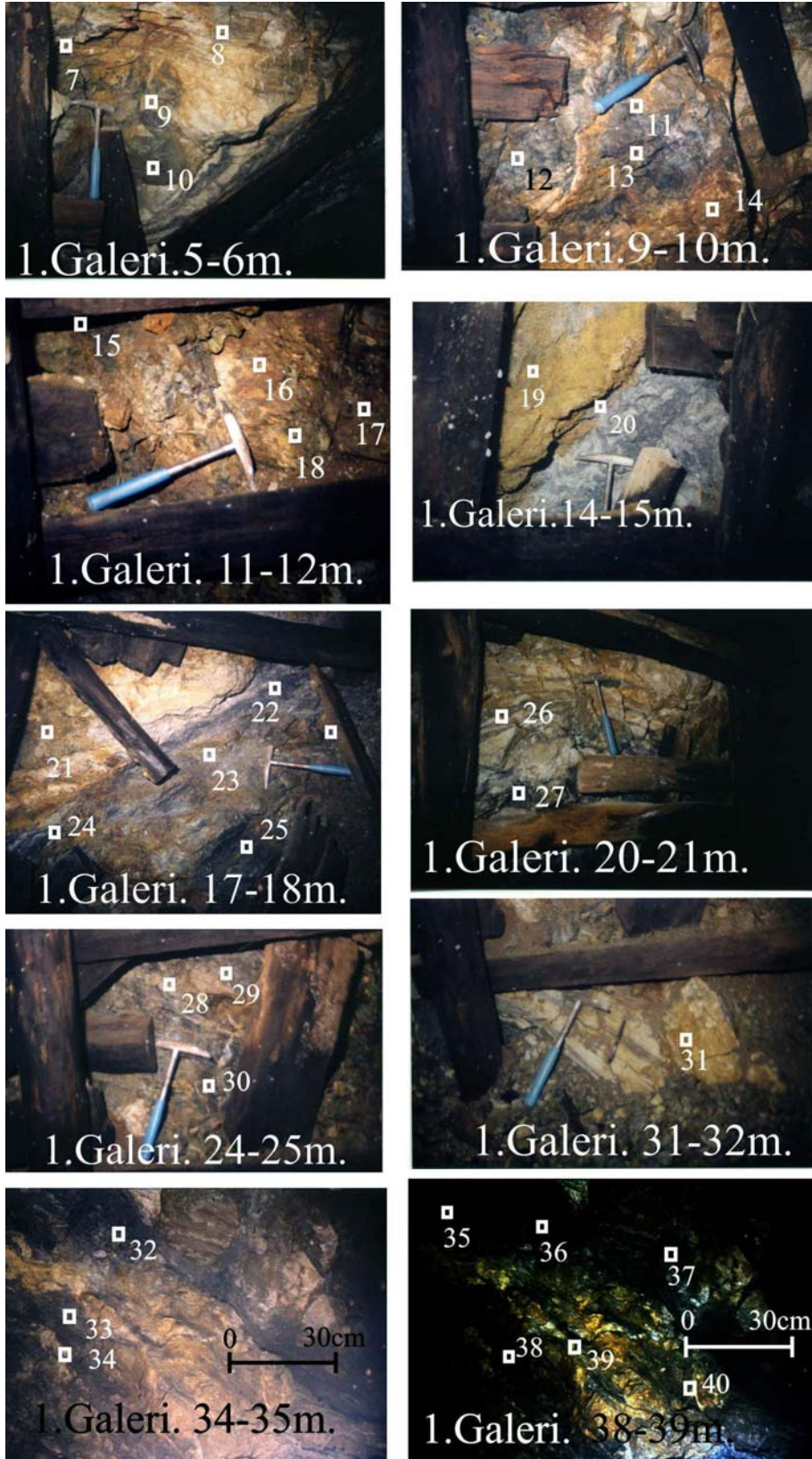
Cevherli karbonat kayasının demir oksitli ve demir sülfürlü cevher sınırlarında birincil hidrotermal kuvars ile geç evrelerde oluşmuş opal görünümünde amorf yapı silislerde gözlenmiştir. Galeri içinde ve çevre kayalarda, sıcak su oluşumları gibi dış etkenlerden kaynaklanan silis türevlerin (yani opallerin) renkleri ve içerdikleri malzeme oluşum-etkileşim açısından farklıdır. Kayacın taze yüzeylerindeki bulunan opallerle beraber demir-bakır vb. gibi sülfürlü cevher minerallerine raslanamamıştır. Ancak karbonat kayacın çatlaklarında ilk evrelerde oluşmuş öz ve yarı öz şekilli piritler psödomorf halde kısmen veya tamamen limonit (götite) dönüşmüştür. Opal oluşumu limonitleri çözerek, çatlakların

kırmızımsı kahverenkli görünüm almasına neden olmuştur. Galeri içindeki tanımlanan cevherli ve cevhersiz kayaçların çatlaklarında ve boşluklarında oluşmuş opallerin hiç birinde taze yüzeyli piritte rastlanmamıştır.

1. galeride, 4. metredeki faydan itibaren asıl Pb-Zn zenginleşmesi başlamaktadır. Bununla ilgili örnek ve örnek lokasyon görüntüleri Şekil 5.13, 5.14 de verilmiştir.



Şekil 5.13 1.galeri 4.m'yi temsil eden örnek. Tektonizmanın en yoğun olduğu kesim. Kristalize, rekristalize, kireçtaşının çatlak ve boşluklarında masif sfalerit (sp) cevherleşmesi, pirit (py), galen (ga), kalkopirit (ccp), makro görülür.



Şekil 5.14. 1. galerinin çeşitli metrelerinden alınan örneklerin yerlerini gösterir fotoğraflar.

1. galeriyi oluşturan cevherli kayaçlarda elde edilen mikroskopik verilere göre ana cevher mineralleri: Pirit, kalkopirit, sfalerit, galendir. Sekonder cevher mineralleri. hematit, limonit (götit), kovellin, serüzüt, simitzonit, malakit, azurit ve eser miktarda pirolüzittir. Gang mineralleri: Kuvars, kalsit, karbonat (dolomit, ankerit), kalsedon, epidot, granat, piroksen ve opaldir. Bu minerallerin ayrıntılı gözlemleri aşağıda derlenmiştir.

5.2.1.1. Gang Mineralleri

Kuvars: Zuhuru oluşturan yan kayacın kenar köşe ve çatlak ve boşluklarında gözlenir. Genellikle cevherleşmeye piritlerle birlikte sıkca refakat eder. Öz kristal şekilli, yarı öz kristal şekilli ve şekilsiz olanlarına sıkca raslanır.

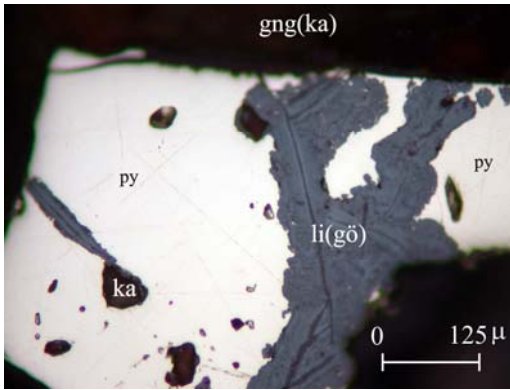
Kalsit: Kireçtaşları, kristalize kireçtaşları, dolomitik kayaçlar içinde izlenmiştir. Sfalerit, kalkopirit ve piritlerin yankayaçlarında izlenir. Cevher genelde karbonatlı kayaçlar içinde olduğundan dolayı cevher mineralleri içinde gang mineralleri olarak sık sık kuvars ve kalsite raslanır. Çoğunlukla yankayaçlar içinde gang şeklinde karbonat (ka), kalsit (kal) olarak simgelenmiştir.

Kalsedon ve opal : Tektonik çatlak ve boşluklarında gözlenir.

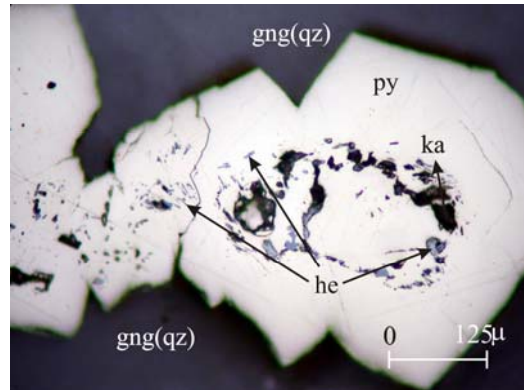
Epidot, granat, piroksen: Numunelerde genelde bu minaraller çok nadir olarak gözlenirler. Çok az yerde epidot, granat ve piroksene rastlanmıştır. Özellikle skarn zonunda epidot, piroksen ve granat beklenmesi gerekirken bu mineraller: yoğun alterasyona maruz kalmış neticede epidotlar karbonata dönüşmüştür. Diğer (granat piroksen gibi) skarn mineralleri beklenenden çok az kendini koruyabilmişlerdir. Kısaca eser miktardadır. Kendi öz kristal şeklini koruyabilenler, ince kesitlerde optik özellikleri bakımından tayin edilemeyecek veya tanınamiyacak niteliktedir. Özellikle cevherleşmenin bol olduğu yerlerde özellikle mermer granit kantağında ve civarında bu minerallere sıkca rastlanmaktadır. Numune toplama işlemlerinde epidotlu kesimlere özen gösterilmiş; fakat epidotlaşma fark edilemeyecek kadar zayıftır.

5.2.1.2 Cevher Mineralleri

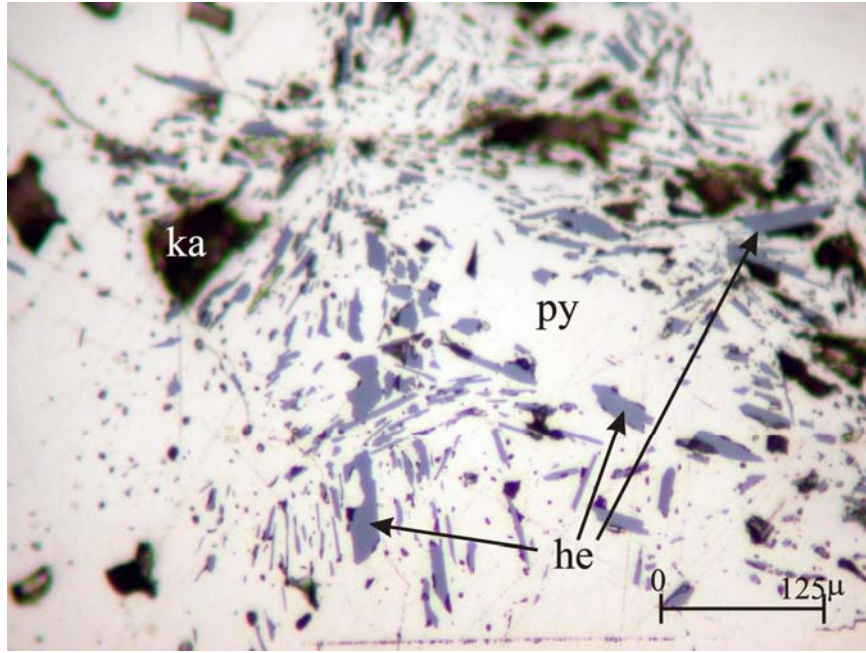
Pirit: Zuhurun genelinde sıkca rastlanır. Öz, yarı öz kristal şekilli veya şekilsizdirler; ceherleşmenin her yerinde aynı miktarda homojen bir dağılım göstermez, fakat eser miktarda da olsa galerinin hemen hemen her kesiminde pirit kristallerine rastlamak olasıdır. İnce ve orta tanelidir. Buna karşın bazı kalın çatlaklarda tane boyutunun 3cm.'nin üzerine çıktığı gözlenmiştir. Çinko-kurşun cevherleşmesinin yaygın olduğu bazı kesimlerde beraber bulunan piritlerinde tane boyutlarının irileştiği izlenmiştir. Bu gözlem 2. galeri kısmında detaylı anlatılmıştır. Alterasyonun etkili olduğu yerlerde kenar köşe ve çatlaklardan itibaren psödomorf halde limonite(götite) dönüşmüştür (Şekil 5.15). Galeri başlangıcındaki yerlerden alınan numunelerde zonlu yapılıdır (Şekil 5.16). Zonlu yapıların sınırları ve civarındaki pirit kristallerinde hematit minarelli izlenir (Şekil 5.17). Asıl cevherleşme yani sfalerit, galen, kalkopirit beraberliğinde hematit gelişimi ve zonlu yapılar son bulur. Piritlerin iki ayrı aşamada (pyI ve pyII) geliştiği gözlenmiştir. Sfleritler tarafından ornatılırlar veya onları ornatır durumda izlenirler (bkz. Şekil 5.24). Galen ve kalkopirit tarafından devamlı ornatılmış olarak bulunurlar. İlk oluşan cevher mineralidir.



Şekil 5.15 Piritlerin kenar köşe ve çatlaklarından itibaren limonit (götite)'e dönüşümü. Pirit(py), Limonit (götite):li (gö), gang (karbonat):gng (ka). Karbonat (ka). Parlak kesit, yağ, tek nikel.



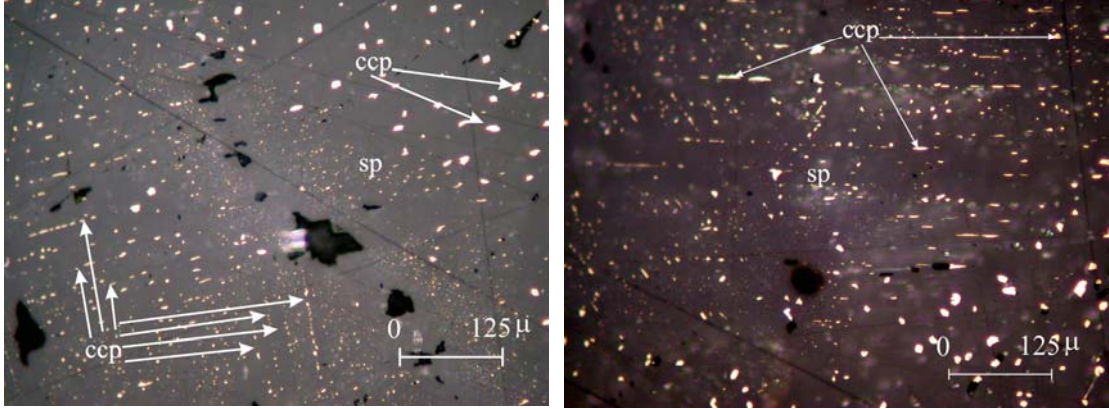
Şekil 5.16 Öz, yarı öz kristal şekilli pirit kristallerinde hematitlerin gözlenmesi. Py: pirit, he: Hematit, gang (gng-gri) qz: kuvars. Zonlu yapılarında hematit gelişmiş. Parlak kesit, yağ, tek nikel.



Şekil 5.17. Pirit içinde gözlenen hematitler. Pirit (py), hematit(he), karbonat (ka). Piritler içinde gözlenmesi, piritlerin hematitleri yankayaçtan aldığı işaret eder. Numunenin en yaşlı cevher mineralleri Fe-oksitler (hematit) lerdir. Parlak kesit, tek nikol, yağda.

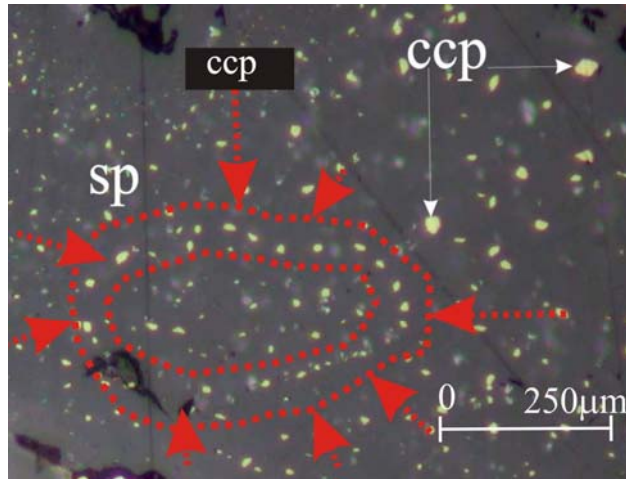
Sfalerit: Mikroskopta gri, koyu gri renkli, yarı öz şekilli veya özşekilsizdir. Bazen iri kristal tanelerinde dilinimler gözlenmektedir. Bu dilinimler kristalin, (110) yüzeyine paralellik göstermektedir. İri taneleri 1cm'nin üzerindedir. Kristaller içersinde bol miktarda karbonat ve kuvars gang mineralleri bulunur. Öz, yarı öz şekilli olanların en küçüklerinin ortalama kristal tane boyutu ortalama $20\mu\text{m} \times 30\mu\text{m}$., orta taneli olanların ise ortalama $150\mu\text{m} \times 170\mu\text{m}$ 'dir. İri taneli olanların $450\mu\text{m} \times 2000\mu\text{m}$. boyutlarında olduğu saptanmıştır. Bunlardan başka kalın damarlarda iri taneli piritlerin tane boyutlarına 1-2 cm.'ye çıktığı da gözlenmiştir. Sfaleritin bulunduğu tüm örneklerin cevher parajenezinde pirit, galen, kalkopirit beraberliğine sıkça rastlanır. Sfalerit, kalkopirit ayrılmıdır. Parajenezin ilk minerallerinden biri olduğundan kristal çatlakları pirit II, kalkopirit ve galen tarafında doldurulmuş olanlarına da sıkca rastlanmaktadır. Sfaleritin kritical stürüktürü kalkopiritinkine benzerlik sunduğundan karşılıklı bu cevher mineraliyle ayrılım oluşturmuştur. Galerinin sfalerit izlenen, hemen hemen tüm yerlerinde kalkopirit ayrımları görülmektedir. Dilimler içindeki ayrımlar bazen kristalin

(110) yüzeyine paralel bazende (111) yüzeyine paralellik gösterdiklerinden dilinimlerdeki kapanımlar birbirlerine paralellik gösterirler. Bazen de bu kalkopirit kapanımları kristal yüzeyine paralellik gösterirler. Böylece birbirlerine paralel ve dik kalkopirit ayrılmalarının görüntüsü ortaya çıkmıştır (Şekil 5.18).



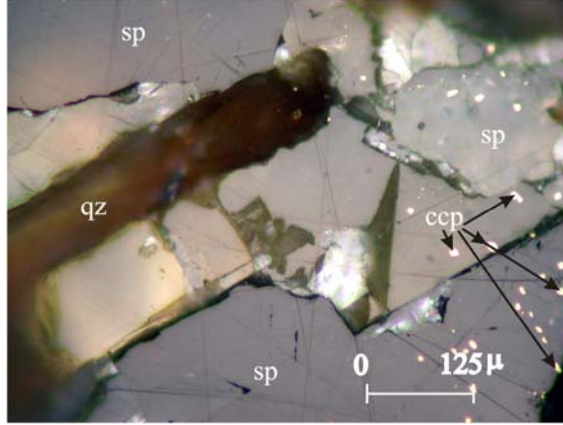
Şekil 5.18 Fotoğrafın kenarlarında kalkopirit ayrılmaları birbirlerine paralel ve dik olarak gözlenmemektedir. Sfalerit(sp), Kalkopirit (ccp). Parlakkesit. Hava.Teknikol.

Bu paralel ve birbirlerine dik ayırılım dizilimlerinin yanısıra iç içe büyümeden kaynaklanan durumlarda, oval ve poligonal kristallerde kristal dilinimlerine paralel kalkopirit dizilimleri de gözlenmektedir (Şekil 5.19).



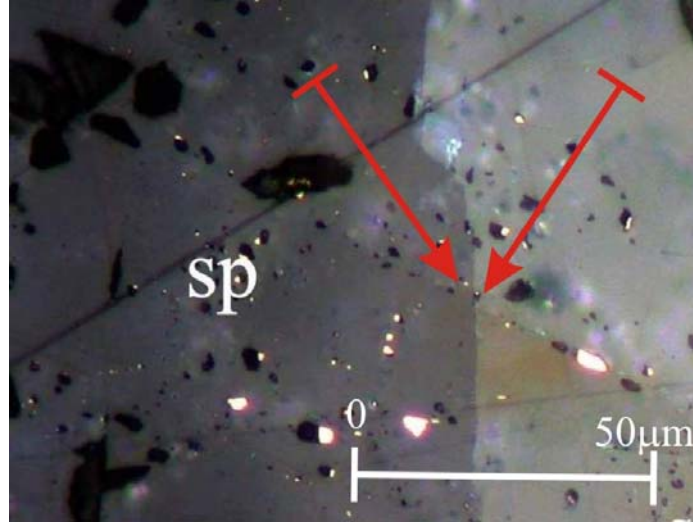
Şekil 5.19 Yuvarlağımsı, oval ve poligonal, kristal şeklinde büyümüş sfaleritin, kristal dilinim aralıklarında kalkopirit ayrılmalarının oluşması. İki oval halka şeklinde kesikli kırmızı çizgiler arası (kırmızı ok işaretleriyle gösterilen) kalkopirit kapanımlarını gösterir. Kalkopirit (ccp), Sfalerit (sp). Parlak kesit, hava.

Bazı kesitlerde kalkopirit ayrılımı göstermeyen sfaleritlere rastlanmaktadır (Şekil 5.20).



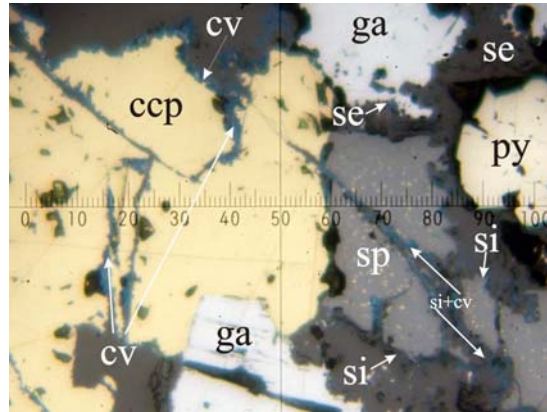
Şekil 5.20 Birinci galeri, 1-3m arasından alınan 6. numune. Numunenin ana cevher minerali olan sfaleritlerin mikroskop görünümü. Burada hem ayrılım gösteren(sfalerit I), (sağ alt) hemde ayrılım göstermeyen(sfalerit II), (sol alt ve üst) sfaleritler gözlenebilmektedir. Ayrılım göstermeyen sfaleritler genç kuvars damarcıklarının çevresinde, tektonik sonrası silis gelimiyle oluşmuştur, kalkopiritten daha genç sfaleritler dir. Ayrılım içermeyenlerin demir oranları daha düşüktür (rengi açık gridir). Kuvars(qz), sfalerit(sp), kalkopirit(ccp). Parlak kesit, tek nikol, havada.

Yarı opak olan sfaleritlerde kırılmış ve çatlamış bazen üçgen şeklindeki kayma ikizleri gözlenir. Bu ikizler (111) ve (211) yüzeyine göre oluşmuştur. Bu olay tektonizma ve basınçtan kaynaklanmıştır. Sfalerit kırılğan bir mineral olduğundan ancak ezilip kırılabilmiştir (Şekil 5.21).



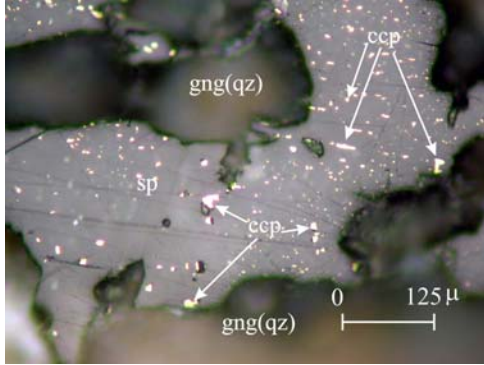
Şekil 5.21. Sfaleritlerde kayma ikizleri. Parlak kesit, tek nikol, hava.

Sfaleritlerde kalkopirit ayrılması düşük sıcaklığın bir göstergesi olmalıdır (Ramdohr, 1975) ve bu durum hidrotermal evrenin bir göstergesidir. Sfaleritler kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren yer yer smitsonite dönüşmüştür (Şekil 5.22).

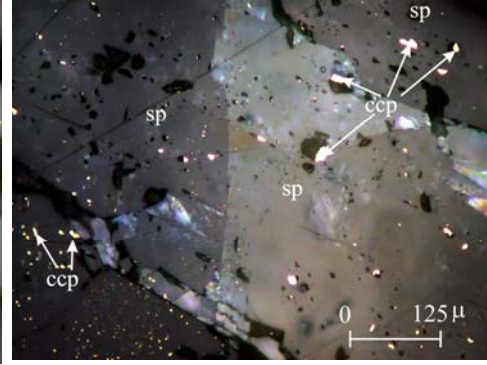


Şekil 5.22 Sfaleritin kenar ve köşelerinden itibaren smitsonite dönüşümü (sfalerit (sp), galen (ga), simitsonit (si), pirit (py), kovellin (cv)), parlak kesit, tek nikol.

Yer yer altere olan kesimlerinde kuvarslar tarafında ornatılmıştır ve gang mineralleri tarafından kemirilmiştir (Şekil 5.23). Demir oranı yüksek olan sfaleritler koyu renklidir (Şekil 5.24).



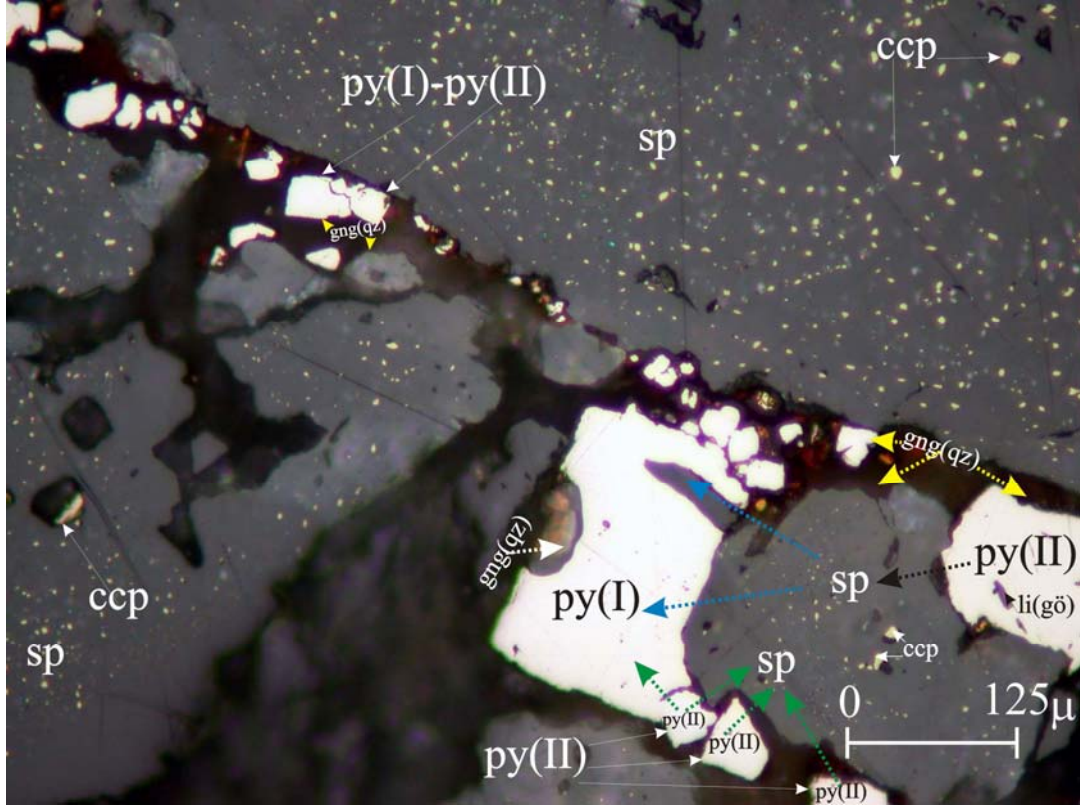
Şekil 5.23 Sfaleritlerin gang mineralleri tarafından yenmesi (kemirilmesi). Sfalerit (sp), kuvars: gng (qz), Kalkopirit (ccp). Parlak kesit, tek nikol,hava.



Şekil 5.24 Demir oranına göre rengi değişen koyu-açık sfaleritler. Sol alt koyu bol kalkopirit kapanımı içerenler. Sağ alt açık renkli az kalkopirit (ccp) kapanımlı olanlar. Parlak kesit, tek nikol, hava.

Sfaleritlerde kalkopiritler gibi 4. metrede zenginleşmeye başlar. Galeri fotoğrafında gözlendiği gibi (Şekil 5.14), cevher kristalize kireçtaşı çatlaklarında oluşmuştur. Çatlaklar 1cm'den 4-5 cm kalınlığa kadar erişirler. Bu zenginleşme 10.m ye kadar devam eder. Buradan itibaren gang minerali kuvars ve kristalize kireçtaşı olan ve kalınlığı 5-20 cm arasında değişen kalkopirit ağırlıklı cevher zonu başlar. Bu zonda sfalerit kalkopirite nazaran biraz azalmaktadır.

İlk oluşan pirit (pyI), arkasından gelişen sfaleritler tarafından ornatılmış, daha sonra yine piritler (pyII) tarafından ornatılmıştır (Şekil 5.25). Sfalerit oluşumu da aynı pirit oluşumu gibi iki aşamada gelişmiştir. Detaylı açıklama ikinci galeri hakkındaki anlatımda verilmiştir.

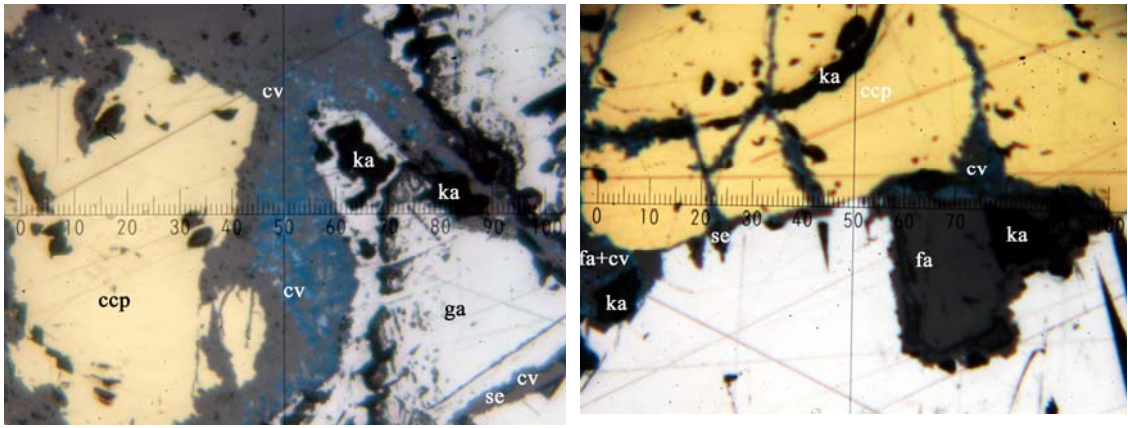


Şekil 5.25 İlk önce oluşan pirit I (pyI) sfaleritler tarafından ornatılmıştır (kesikli mavi ok yönü). Sfaleritlerden sonra gelişen piritler (pyII) ise gang mineralleri ile beraber gelişmiş (kuvars gang; (gng-qz)) çatlak ve boşluklarda oluşmuştur. İkinci aşamalı piritler (pyII) sfaleritleri ve pirit I'leri ornatmıştır (siyah ve yeşil ok yönleri). Gang mineralleri ise genelde tüm cevher minerallerini ornatmıştır (kesik çizgili sarı ok yönü). Pirit I-II gang mineralleri tarafından yenmiş kemrilmiştir, bazı yerlerde kenar köşe ve çatlaklardan itibaren limonit (götüt)'e dönüşmüştür. Sfaleritler (sp) kalkopirit (ccp) ayrılmıdır. Parlatma tek nikol, hava.

Kalkopirit: Yarı öz şekilli ve özşekilsiz olarak gözlenmektedir. En küçüklerinin ortalama kristal tane boyutları 60μm. x 70μm. arasındadır. Orta taneli olanları 450 μm.x 570μm.'dir. En irilerinin tane boyutu ise 2mm ile 2cm arasında değişebilmektedir. Birinci galerinin 4. metresinden başlayayıp 8. metreye kadar kristal tane boylarında irileşme ve miktarlarında zenginleşme gözlenir. 10. m'de kalkopirit, kuvars ve karbonat minerallerinden oluşan ve kalınlığı 1-20 cm arasında değişen bir damar gözlenmiştir. Damarda kalkopirit oranı gangdan fazladır. Burada

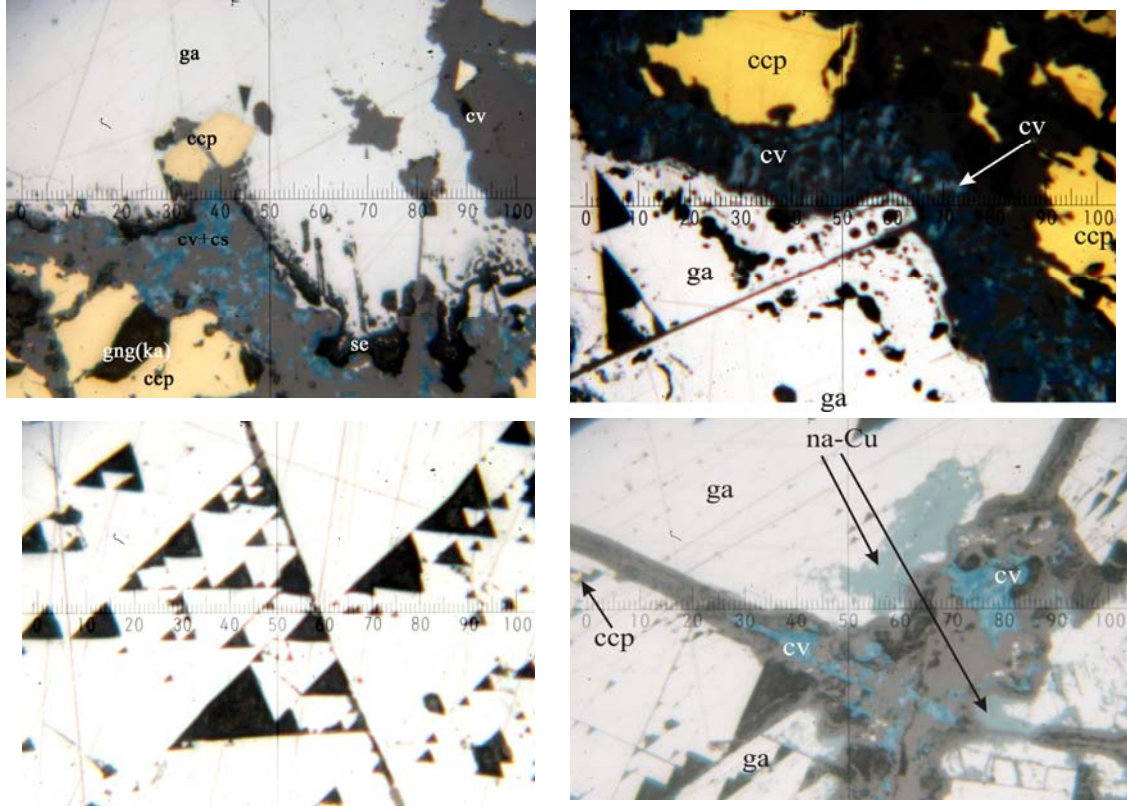
kalkopiritin tane iriği 0,5 ile 3 mm arasında değişmektedir. Bazen bu irilik 2-3 cm üzerine çıkmaktadır.

Kalkopiritler devamlı galen tarafından ornatılır haldedir, yoğun alterasyonda kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren kovelline dönüşmüştür.(Şekil 5.26) Kovellilerinde nabit bakıra dönüştüğü izlenmiştir. (Şekil 5.27 sağ üst). Bazen sürekli sfaleritlerle karşılıklı ayrılım halindedir. Eser olarak fahlerz dönüşümlerine rastlanmıştır. Tenaantit ve tetradrit kapanımları mevcuttur (Şekil 5.26 sağda ortada).



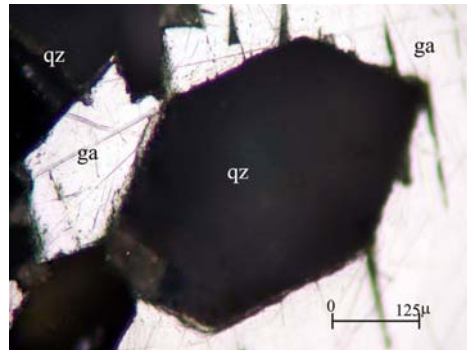
Şekil 5.26 Kalkopiritlerin (ccp) kovelline (cv) dönüşümü (sağda ve solda) ve fahlerz grubu mineraller (fa) (sağda) (karbonat (ka), serüzit (se), galen (ga). Parlak kesit, tek nikol.

Galen: En genç cevher mineralidir. Tüm cevher minerallerini ornatır şekilde bulunur. Nadiren öz kristal şekili, yarı öz şekilli genelde öz şekilsizdir. Ortalama tane boyutları 100µm.x 280µm. civarındadır. Birinci galerinin ~ 4 ve 8.m'sinde daha çok gözlenmeye başlar ve damarlarda 2-3 cm boyutlarda görülür. Kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren karbonatı olan serüzite dönüşmüştür (Şekil 5.27).

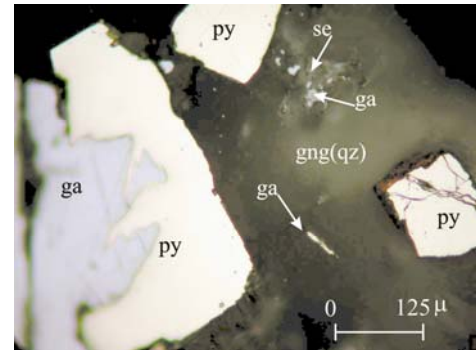


Şekil 5.27 Galenin (ga) kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren serüzüte (se) dönüşümü (sol üst). Galen tarafından ornatılan kalkopiritin (ccp) kısmen ve tamamen kovelline (cv), kovellinde nabit bakıra (na-Cu) dönüşümü (sağ üst). Galenin dilinimlerinin kesiştiği yerde üçgenler oluşmuştur (sol alt). Galen tarafından ornatılan kalkopiritlerin kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren kovelline dönüşümü (sağ alt). Parlak kesit, tek nikol.

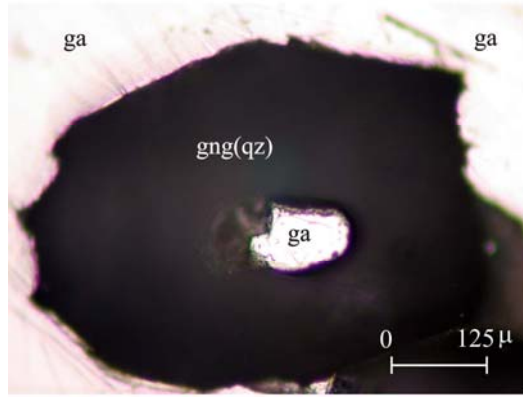
Galenin diğer mikroskopik özellikleri ve farklı minerallerle ilişkileri Şekil 5.28,29,30,31,32 ve 33'de gösterilmeye çalışılmıştır.



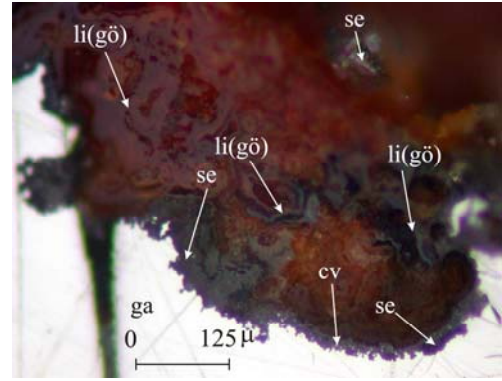
Şekil 5.28 Birinci galeri 1-3mm arası numune no. 4. Bol miktarda öz şekilli kuvarslar. Kuvarsların galenler tarafından ornatılması. Galen (ga), kuvars (qz). Parlak kesit, tek nikol, yağ.



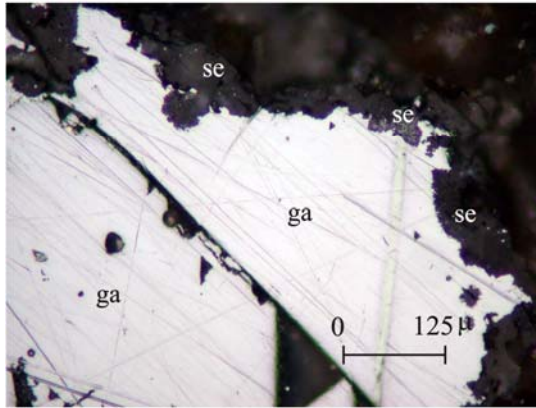
Şekil 5.29 Birinci galeri 1-3m arası. 5 nolu numune. Öz kristal şekilli, kataklastik yapılu pirit kristalleri. Piritlerin galenler tarafından ornatılması ve galenlerin serüzüte dönüşümü. Pirit (py), galen (ga), seruzit (se), gang kuvars (gng (qz)). Parlak kesit, tek nikol, yağ.



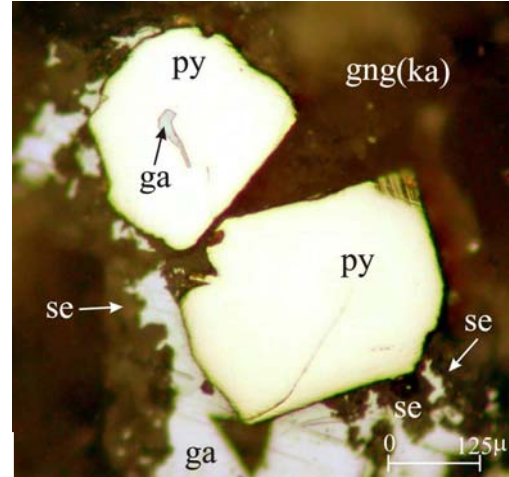
Şekil 5.30 Galenin özşekli kuvarz minerali içinde kalıntı halinde gözlenmesi. Buna göre kuvarslar galen minerali tarafından ornatılır durumdadır. Parlak kesit, tek nikol, yağ.



Şekil 5.31 Galenin kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren serüziite dönüşümü. İksel yapısı pirit galen birlikteliği. Piritlerin galen tarafından ornatıldıktan sonra, alterasyon neticesinde tamamen limonit (götüt): li (gö)'e dönüşmesi. Parlak kesit, havada.



Şekil 5.32 Basınç ikizleri gösteren galenlerin kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren serüziite dönüşümleri. Galen (ga), serüziit(se). Parlak kesit, tek nikol, havada.



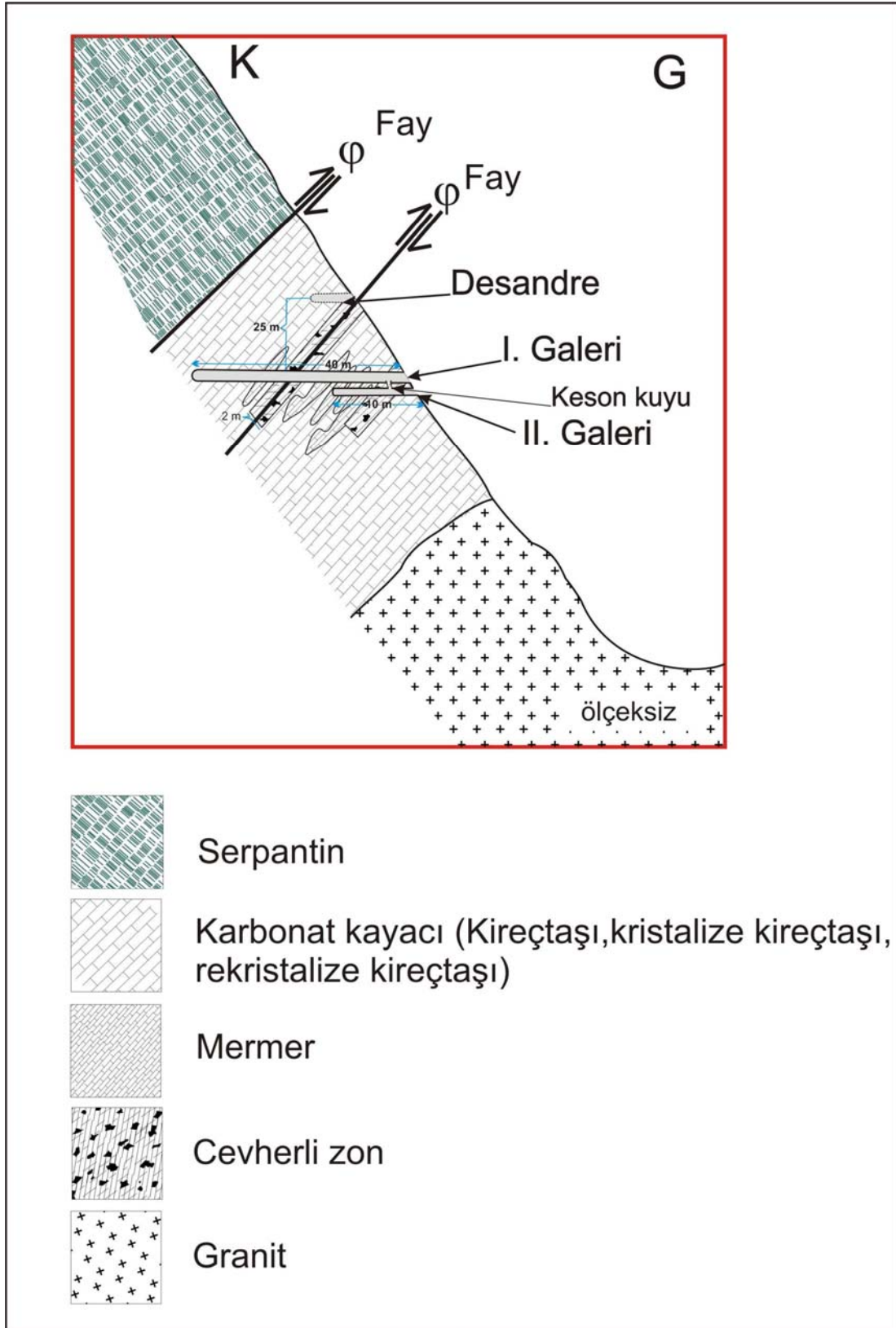
Şekil 5.33 Öz şekilli pirit içinde galen izlenmesi, piritleri ornatın galenlerin serüziite dönüşümü. Pirit (py), galen (ga), serüziit (se), gang karbonat (gng (ka)). Parlak kesit, tek nikol, hava .

5.2.2 İkinci Galeri Cevherleşmeleri

İkinci galeri (Şekil 5.34), birinci galerinin 3 metre aşağısında taban kotundadır ve yaklaşık 6-10m uzunluğundadır (Şekil 5.35). İçerisi su doludur. Çamur nedeniyle taşa bağlanan ipe yarısından sonuna ulaşarak yaklaşık olarak ölçülebilmıştır. Numune alım işlemleride birinci galeriden açılmış keson kuyudan inilerek galeri duvarlarından mümkün olduğu yerlerden yapılmaya çalışılmıştır. Ancak galerinin son metrelerine ulaşılması mümkün olamamıştır.



Şekil 5.34 İkinci galerinin girişinden görünüm.

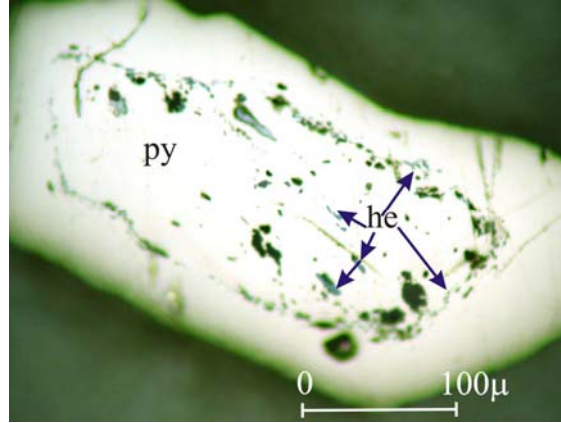


Şekil 5.35 Birinci ve ikinci galerileri ve kestikleri birimleri gösteren ölçeksiz kesit.

Bu galerideki cevher minerali parajenezi birinci galeriyle tümüyle benzerlikler sunmaktadır. Galeriden alınan ana cevher mineralleri: Sfalirit I ve II, Pirit I ve II, galen, kalkopirit, limonit (götit), hematit, mangan mineralleri, fahlerz (tenantit tetreaadrit), ikincil olarak kovellin, serzt, simitzonit ve rutil'dir. Gang mineralleri kuvars, kalsedon, opal, kalsit, ankerit, dolomit, siderit, muskovit, biyotit, feldispat, eser miktarda piroksen, granat ve epidot'tur. Birinci galeride de bulunan gang minerallerinin özellikleri aynı olduğundan burada yeniden anlatılmamıştır.

5.2.2.1 Cevher mineralleri

Hematit:Galerinin dış kesimlerindeki karbonatlı kayaçta z Şekilli piritlerin içinde gözlenir. Özellikle zonlu yapılı piritlerin yapısına uygun olarak hematitler zon sınırlarında yoğunluk kazanır. Fakat bu, durumun, galerinin içine doğru gidildikce yer yer kısmen ve/veya tamamen kaybolduğu görülmüştür. Hematitler yaprağımsı, levha Şekilli ve yarı z Şekillidirler. Küçük kristallerin ortalama tane boyutu 15µm x35m, en irilerinin ise 30µm x 85µm. kadardır. Piritlerin dış zonlarından önce oluşmuştur. Sadece birinci aşama piritler tarafından (pirit I) ornatılmış olmaları dikkat çekicidir (bkz. Şekil 5.17, fotoğrafın alt ortası, siyah ok yönünde). Genç piritlerde (pirit II) böyle bir özellik tüm çalışma alanında izlenememiştir. Hematitlerin bu görüntüsü cevherleşme öncesi yan kayaçta var olan Fe-oksitli minerallerden kaynaklandıkları kanısını doğurmuştur. Hematitlerin pirit içindeki zon sınırlarında yoğunlaşmanın nedeni farklı zaman aralıklarında gelişen sıcaklık değişimlerine bağlanabilir (Şekil 5.36).

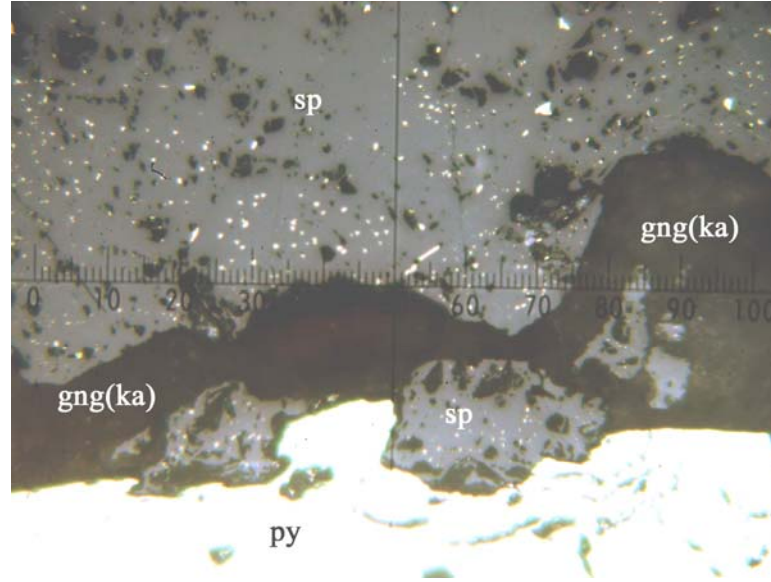


Şekil 5.36 Zonlu yapılı piritler içinde hematit kristalleri. Pirit (py), hematit(he). Parlak kesit, tek nikel, yağ.

Pirit:Galeride cevher yerleşimi pirit oluşumuyla başlamıştır. Yan kayaçlarda (karbonat) silislerle birlikte ilk göze çarpan özşekilli pirit oluşumlarına sıkça raslanmıştır. İkinci galeri çinko-kurşun zuhurundan derlenen tüm numunelerin genelinde piritler izlenir. Galeri ağzındaki kireçtaşlarının başlangıcından dört metre devamı boyunca, kılcal çatlaklarında öz, yarı özşekilli pirit kristalleri vardır.

Bu durum dördüncü metre sonundaki kırık hattında, yaklaşık 3-5 cm. ile 50 cm ye varan pirit ve bol miktarda gang mineralleri içeren damarlara dönüşmesi ile son safhasına ulaşır. Birinci galeride 10. metrede kalkopirit içeren damarlar için gözlenen benzer durum, düşey yönde alttan üste doğru piritle başlayıp kalkopiritle devam eden bir düşey zonlanmayı ifade edebilir. Ancak bu metrelerden sonra, asıl çinko-kurşun cevherleşmesi başlar. Başlangıçtan itibaren çinko- kurşun cevherleşmesinin eser halde veya küçük birikintiler halindedir. Asıl cevherleşmeyi zenginleştiren veya zenginleşmeye neden olan iki faktörden birisi çatlaklarının derinliği, kalınlığı (büyüklüğü), ikincisi ise yankayaçların gözeneklilik derecesidir. Bunların haricinde ki özellikteki yankayaçların çatlak ve boşluklarında çinko-kurşun cevherleşmesi izlenmemiştir. Cevherleşmede çatlaklarla, gözeneklilik arasında doğru orantılı bir durum gözlenir. Yani büyük çatlaklarda piritler ve sfaleritlerin kristal tane boyları oldukça iridir. Piritlerin klavuzluk (eşlik)

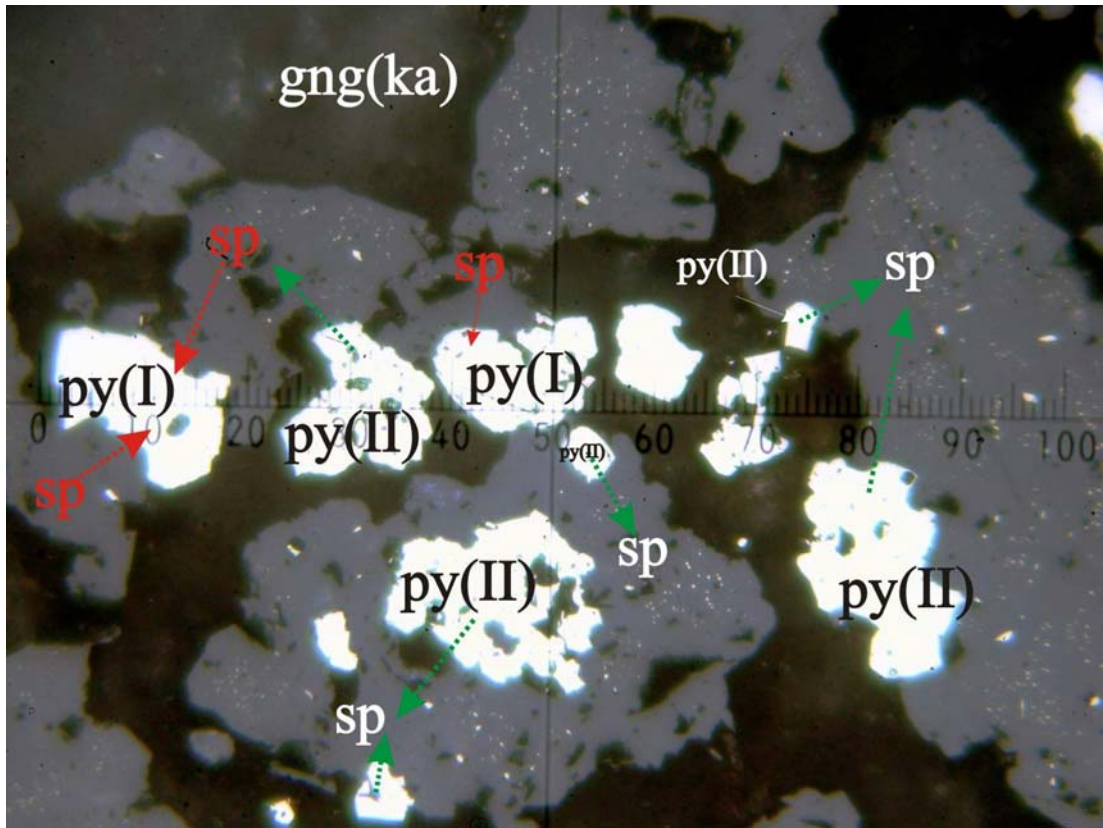
ettiği cevher yığışımalarında olduğu gibi oransal artışlar mevcuttur. Pirit kristalleri ne kadar yaygınsa veya büyükse sfalerit ve galeninde o kadar yaygın olduğu gibi bir sonuca varılabilir. En küçük pirit kristallerinin ortalama tane boyutu $20\mu\text{m}$ x $30\mu\text{m}$, en irilerinin ise 3cm 'dir.



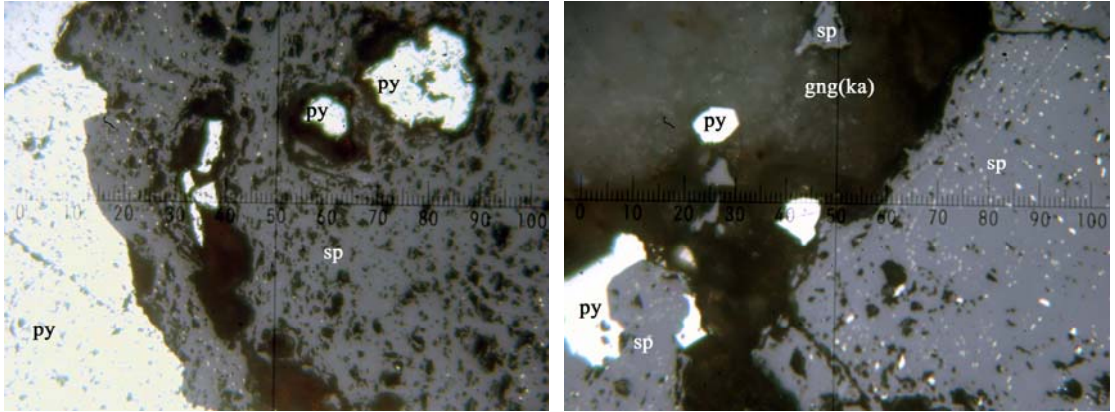
Şekil 5.37 Sfalerit ve pirit ilişkisi. İri taneli pirit ve sfalerit. Ölçek 2000μ . Sfalerit(sp), pirit(py).Gang karbonat (gng(ka)). Parlak kesit, tek nikol, hava.

Sfalerit:Genelde yarı özşekilli veya özşekilsiz olarak izlenirler. Bazı yerlerde kendilerine eşlik eden piritlerle birlikte zenginleşme gösterirler. Derin çatlaklarda 5cm .'ye varan gang ile karışık damarlar boyutuna ulaşırlar. Galeride sfaleritler çatlak ve yankayacın gözeneklilik yeteneğine uygun olarak zenginleşme eğilimi gösterirler. Sfaleritler Pirit I'ı ornatır, Pirit II tarafından ornatılır (Şekil 5.37). Sfaleritler kalkopirit ayrılımlıdır. İki jenerasyon sfalerit izlenmiştir. Keskin olmayan renk farklılığı nedeniyle, bu iki jenerasyonu renginden ayırt etmeye çalışmak yanılgıya neden olacağından bu sfaleritleri ayırmak için pirit (I) ve pirit (II) mineralleri ile dokanak ilişkileri baz alınmıştır. Bu nedenle mikroskop görüntüleri bu şekilde ayırımın yapılabilirdiği kısımlardan alınmıştır. Buna göre ilk jenerasyon sfaleritler (sfalerit I) pirit II lerden yaşlı, pirit I lerden gençtir. Yani piritleri hem ornatır hemde ornatılır durumda izlenir (Şekil 5.25'te sağ alta; ve

Şekil 5.38’de kırmızı harfle adlandırılmış sfaleritler). Şekil 5.38’in alt ortasında ise pirit (II)’leri ornatın daha genç sfaleritler gözlenmektedir (sfalerit II-beyaz harfle adlandırılmış olanlar). Buna göre sfalerit (I), pirit (I)’i ornatmakta, pirit (II) tarafından ornatılmaktadır. Pirit (II) ise daha sonra gelişen sfalerit (II) tarafından ornatılır. Hem piritler, hemde sfaleritler ise galen tarafından ornatılmaktadır. Sfaleritler, çoğunlukla kalkopirit ayrılmı olmalarına karşın kalkopiritler tarafından ornatıldığı da sıkca izlenmiştir.

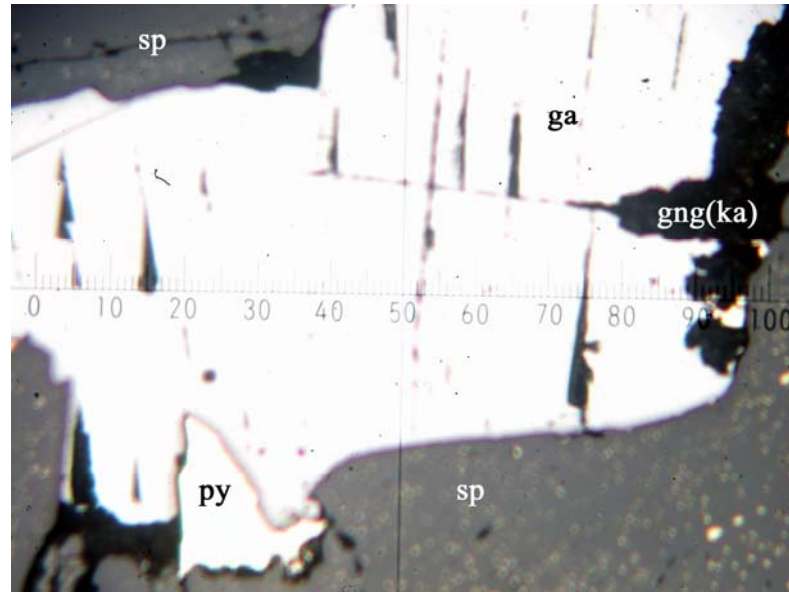


Şekil 5.38 İkinci galeride pirit-sfalerit ilişkisi. Fotoğrafta (sol üst ve ortada) Pirit-I sfaleritler tarafından ornatılmaktadır. Pirit-I (py(I))’in zuhurun en yaşlı minerali olduğu burada da göze çarpar. Pirit-II (py(II)) ise sfaleritleri (sfalerit I) ornatır (şeklin sol üst kısmı). Buna göre, pirit (II) ornattığı sfaleritten daha gençtir. Ancak şeklin alt ortasında da pirit (II)’yi ornatın sfaleritler (sfalerit II) açıkça görülmektedir. Bu da sfalerit oluşumunun iki ayrı jenerasyonda geliştiğini gösterir. İki sfalerit jenerasyonu arasında ayırım yapmak için kullanılabilir tek kriter, piritler ile olan bu ornatım ilişkisidir. Benzer durumun birinci galeride de gözleniyor olması her iki galerininde mineral parajenizinde bire bir benzerlik bulunduğunu gösterir. Parlak kesit, tek nikol, Ölçek 2000µm, yağda.



Şekil 5.39 Sfaleritleri (sp) ornatmış pirit (py) kristalleri. Parlak kesit, tek nikol, hava.

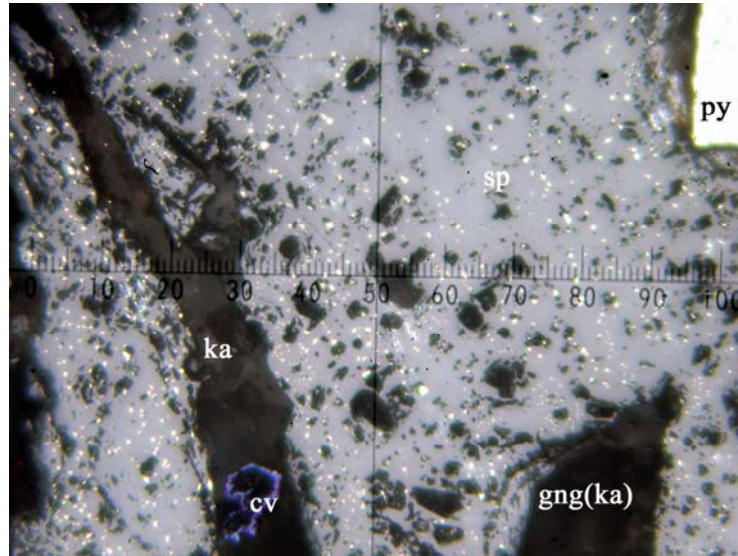
Galen:Zuhurun en genç minerali olarak göze çarpar. Sfaleritlerle aralarında zenginleşme açısından doğru bir orantı gözlenir (Şekil 5.40). Yani sfalerit arttıkça, galende zuhurda zenginleşmektedir. Galen, piriti, sfaleriti ve kalkopiriti ornatır durumdadır. Gang mineralleri tarafından ise ornatılmıştır (Şekil 5.40).



Şekil 5.40 Fotoğraf galenin (ga), pirit ve sfalerit(sp)leri ornatmasını göstermektedir. Tüm cevher minerallerinin ise gang mineralleri (karbonat (gng (ka)) tarafından kemirilmeleri gözlenmektedir. Parlak kesit, Ölçek 2000µ.,tek nikol, hava.

Galenlerin tane boyutu yaklaşık sfaleritlerinkine uygun olarak gelişmişse de 2cm'den büyük galen kristali gözlenememiştir. 1-4cm'lik damarlardan 10 cm ye varan kalınlığa ulaşan galen ve gang minerallerinden ibaret damarlar şeklinde izlenmiştir. Kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren serüzite dönüşmüştür. Alterayonun yoğun olduğu kesimlerinden fotografik net bir görüntü elde edilememiştir.

Kalkopirit:İkinci galeride az miktarda izlenir. Sfaleritlerin içinde kapanım halindedir, yarı öz şekilli veya öz şekilsizdirler.Alterayonun yoğun olduğu kesimlerinde kenar köşe ve çatlaklarından itibaren sekonder minerali olan kovelline dönüştüğü izlenmiştir (Şekil 5.41). Piritleri, sfaleritleri ornatır, galenler tarafından ornatılır. Tane boyutları 5µm x 8µm, 105µm x 120µm, 340µm x 400 µm arasında değişir. Kenar köşe ve çatlaklarından itibaren eser miktarda limonit (götit)'e dönüşmüştür.



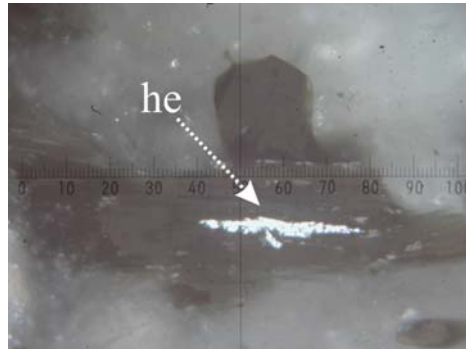
Şekil 5.41 Kalkopiritin kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren kovelline dönüşümü. Kovellin (cv), gang-karbonat (gng (ka)), karbonat (ka), pirit (py), sfalerit (sp). Parlak kesit, tek nikol, havada.

Limonit (götit):İki ayrı türde limonit izlenmiştir. Birincisi piritlerin psöydomorfu halinde piritlerden dönüşenlerdir. İkincisi, çatlak ve boşlukları dolduran sıvama şeklinde olan limonitlerdir. Birkaç yerde kalkopiritlerin götitlere dönüşmüş olduğu görülmüştür.

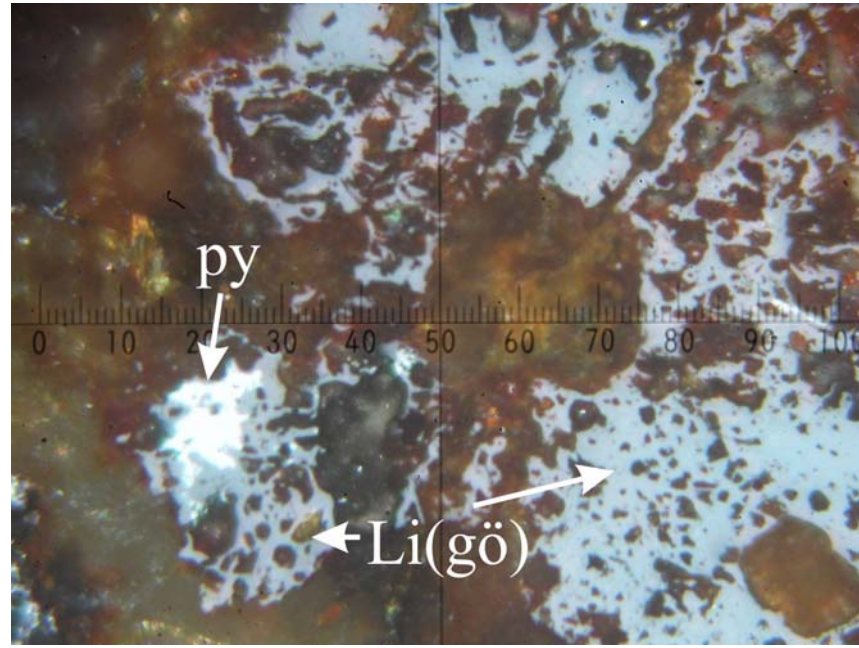
Rekristalize kireçtaşlarında açılmış olan galerinin yakın çevresinde bulunan, granitlerden alınan 25 adet parlak kesit örneğinde, öz,-yarı öz şekilli manyetit mineralleri gözlenmektedir. Manyetitler, kenarlarından itibaren eser oranda spinele dönüşmüştür (Şekil 5.42). Alterasyonun yoğun olduğu bölgelerden alınan numunelerde manyetitlerde martitleşme izlenmiştir. Hematitler de amfibollerin dilinimlerine paralel olarak gelişmiştir (Şekil 5.43). Bu minerallerin, manyetitlerden dönüştüğü düşünülmektedir. Galeriye yakın olan yerlerdeki granitlerde eser miktarda gözlenen piritler psöydomorf halinde limonite (götit) dönüşmüştür (Şekil 5.44). Az miktarda izlenen sfenler (titanit) (Şekil 5.45) granitin her yerinde gözlenir.



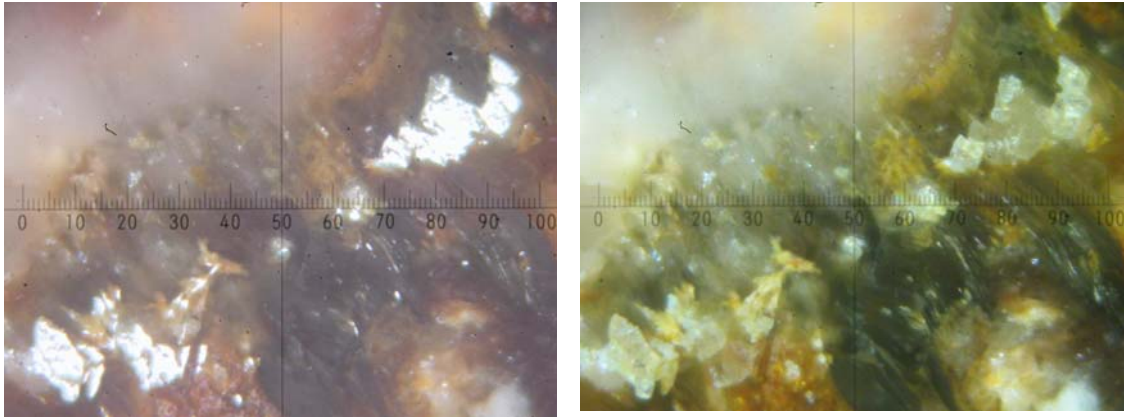
Şekil 5.42 Öz ve yarı öz kristal şekilli manyetitler ve spinele dönüşümü. Manyetit(my). Spinel(sp). Parlak kesit, tek, nikol, yağda.



Şekil 5.43 Amfibolün diliniminde gelişmiş hematit (he). Parlak kesit, tek, nikol.

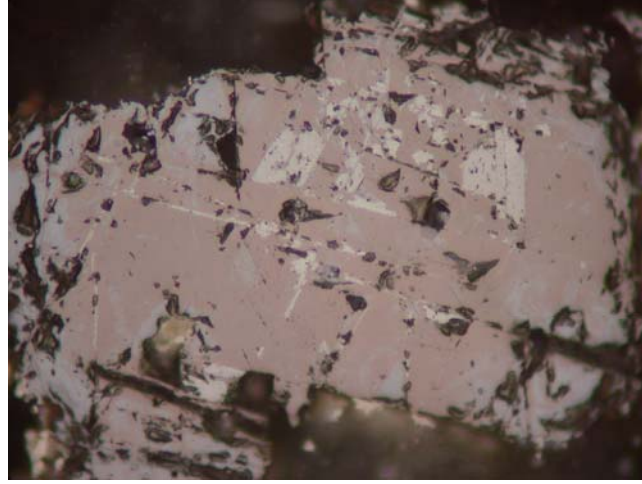


Şekil 5.44 Kısmen ve tamamen limonite (götit) dönüşen psödomorf halinde piritler. Parlak kesit, tek nikol, yağda.



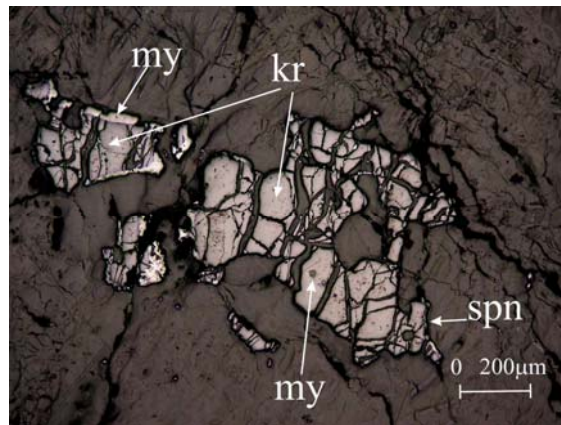
Şekil 5.45 Sfen mineralleri. Tek (sağda) ve çift nikol (solda). Parlak kesit. Yağda.

Ayrıca eser miktarda ilmenit ayrılmımlı manyetitlerde gözlenmiştir (Şekil 5.46).

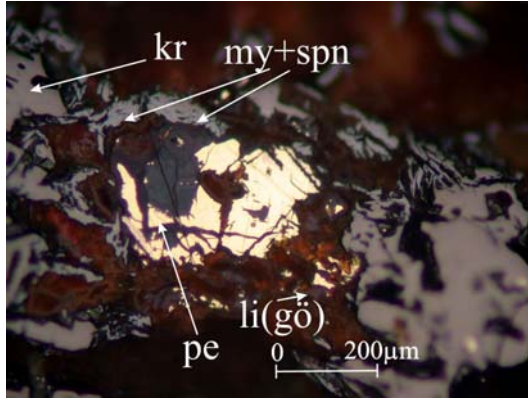


Şekil 5.46 Manyetit ayrılmımlı ilmenit. Parlak kesit, tek nikol, yağda.

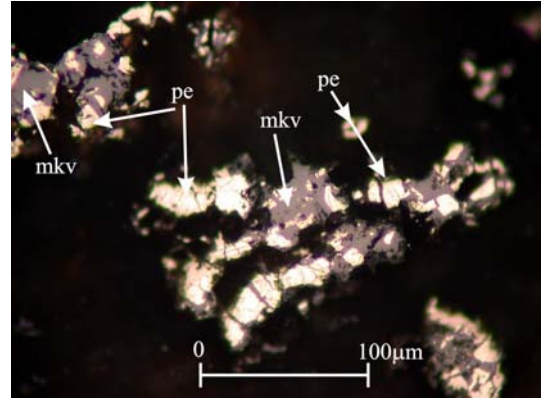
Galerilerin açıldığı karbonatlı kayaçların yakın çevresinde bulunan serpantinlerde ise ana cevher mineralleri kromit, pentlandit ve makinavittir. Kromit öz-yarıöz şekilli veya öz şekilsiz halde bulunur. Kataklastik yapılıdır. Kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren spinele ve manyetite dönüşmüştür. (Şekil 5.47). Öz şekilsiz olanları oldukça yaygındır. Baklan mevkiindeki kromitler kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren pentlandit minerali ile kuşatılmıştır. Pentlanditlerde kenar, köşe ve kristal çatlaklarından itibaren makinavit mineraline dönüşmüştür (Şekil 5.48, 49, 50, 51).



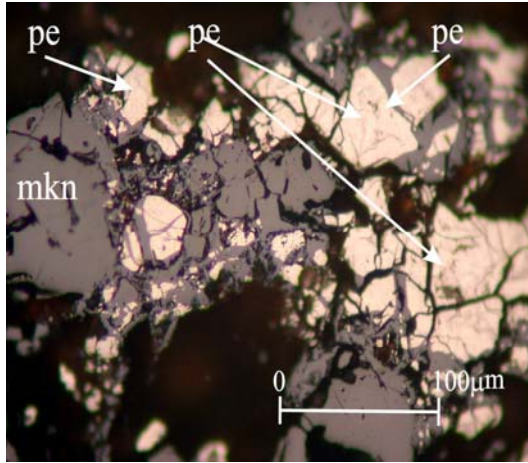
Şekil 5.47 Tektonizma geçirmiş kromitlerin kenar köşe ve çatlaklarından itibaren krom spineline sonrada manyetite dönüşmüştür. Parlak kesit, tek nikol, yağda.



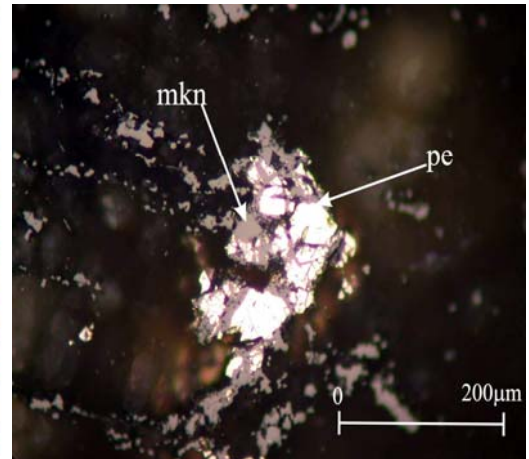
Şekil 5.48 Pentlandit minerali ve kromitlerin kenar köşe ve çatlaklarından itibaren krom-spinele ve manyetite dönüşümü. Parlak kesit, tek nikol, yağ.



Şekil 5.49 Pentlandit minerali ve kromitlerin kenar köşe ve çatlaklarından itibaren krom-spinele ve manyetite dönüşümü. Parlak kesit, tek nikol, yağ.

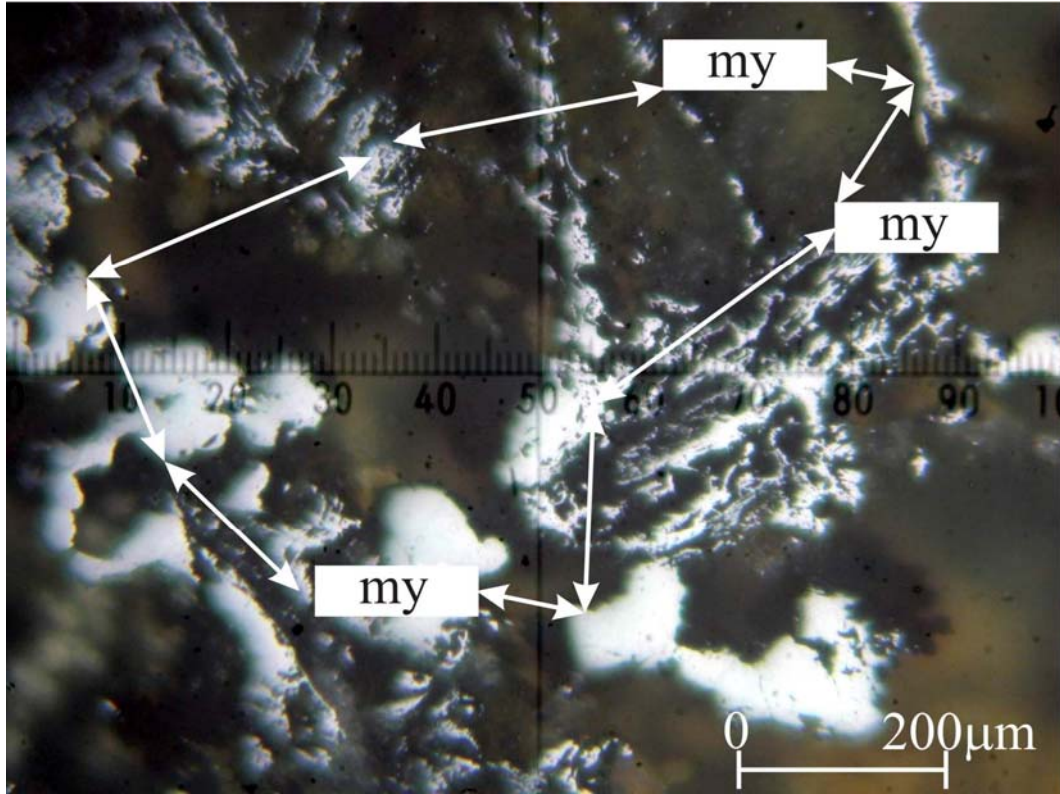


Şekil 5.50 Kataklastik yapılı pentlanditlerin makinavit mineraline dönüşümü. Parlak kesit, tek nikol, yağ.



Şekil 5.51 Kataklastik yapılı pentlanditlerin makinavit mineraline dönüşümü. Parlak kesit, tek nikol, yağ.

Özellikle Baklan mevki serpantinlerinde kromitlerin kenar köşe ve çatlaklarından itibaren spinele sonrada manyetite dönüşmesi bize bir çok ipucu vermektedir. Kromitlerin spinele, sonrada manyetite dönüşmesi durumu serpantinlerde sıkça gözlenen bir durumdur. Ancak, bu öz şekilsiz olarak gelişen manyetitlerin bir araya toplanması altta genç bir intrüzyonun olduğunu ve bu mineralin intrüzyon tarafından etkilendiğini göstermektedir (Şekil 5.52).



Şekil 5.52 Kromitten dönüşen manyetitlerin intrüzyon etkisi ile biraraya toplanması, Parlak kesit, tek nikol yağ.

5.3. Karağaç Yöresi

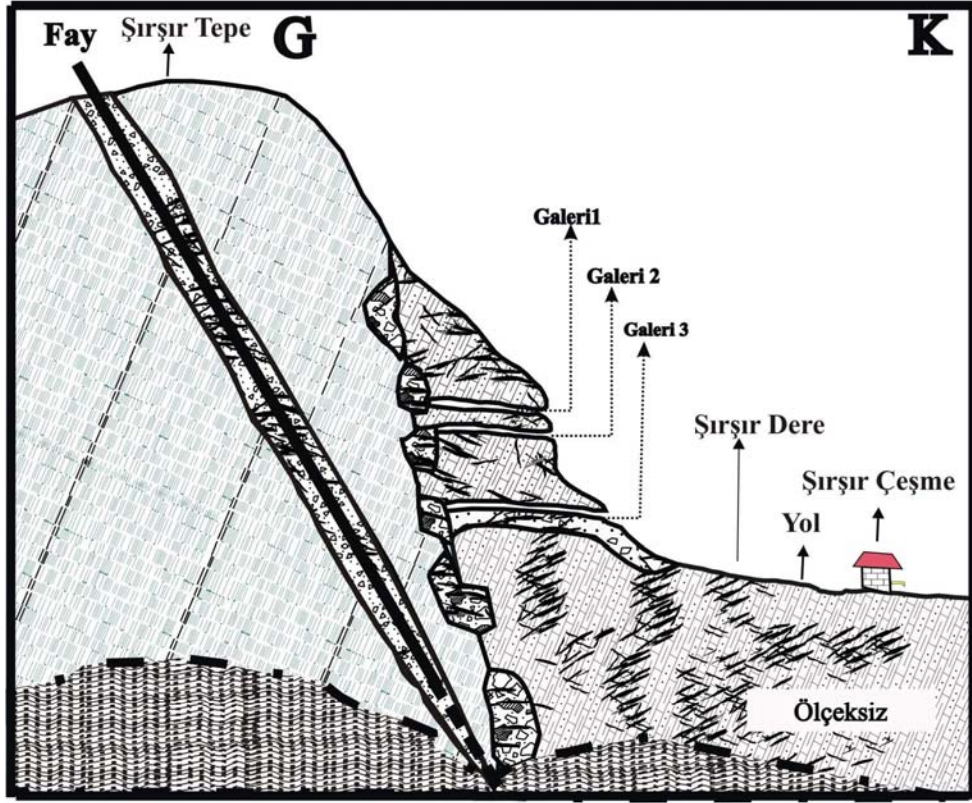
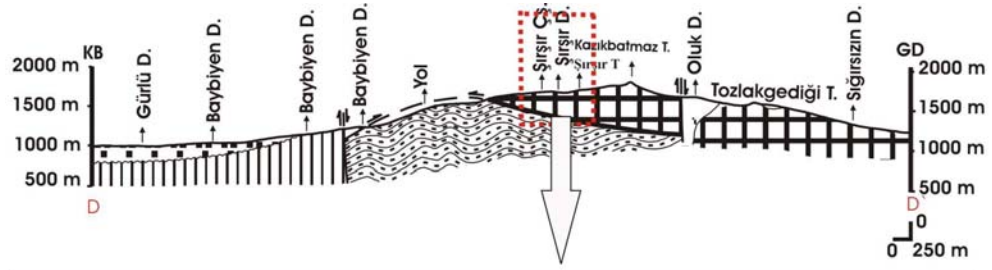
İnceleme alanının ikinci bölgesini Karağaç yörelerindeki cevherleşmeler oluşturmaktadır. Karağaç yöresinden 320 adet cevherli kayaç örneğinden parlak kesit yapılmıştır. Cevher mikroskopisi incelemeleri neticesinde yapılan gözlemlere dayanarak son fazdaki silis oluşumları tamamen düşük sıcaklıkta, epitermal-mezotermal safhada gelişmiştir. Buna ilave olarak cevherleşme volkanik

faliyetlerden doğan hidrotermal sıvıların ve meteorik suların sebep olduğu alterasyon sonucunda geç evrede oluşmuş, küçük ve ekonomik açıdan önemsiz Sb ve Hg sülfürlü oluşumlar şeklindedir.

Ofiyolitik kayaçların serpantinitleri ve karbonatlı kayaçlarında silisleşmiş kısımların içinde emprenye (içirim) şekilde, saçınmış ve ekonomik değer taşımayan önemsiz Fe-Ni-Co sülfid ve Sb-Hg sülfid zuhurları olarak bulunurlar. Genelde bu cevherleşmeler ya küçük mostralarda halinde veya cevher aramaları için açılmış, göçük galerilerde gözlenirler. Bu galerilerin tümü göçmüş veya bitkiler tarafından örtülmüş durumdadır. Bulunabilen cevherleşmeler de eski arama ve madencilik çalışmalarından arta kalan kısımlar şeklindedir. Arazideki bu zuhurlar, cevherleşme tipleri açısından Şırşır Çeşme (Fe-Ni-Co-sülfid), Deliktaş tepe (Sb-sülfid), Tepezçalı tepe (Hg-sülfid) ve Baklan Mevkiine daha yakın olan Oğrulca (Hamam Dere-Sb-sülfid) olarak ayrı ayrı gruplanarak ele alınmıştır.

5.3.1 Şırşır Çeşme Fe-Ni- Co Cevherleşmesi

Çevre kayaçları, serpantinitler, silisleşmiş karbonat kayaçları ve mermerlerden ibarettir. Cevherleşme, serpantinitler içinde gelişen silisleşmelere bağlı olarak oluşmuştur (Şekil 5.53). Gang mineralleri serpantin mineralleri ve silisten (kuvars-kalsedon-opal) ibarettir.



Silisleşmiş karbonatlı kayaç. Siyahımsı, gri renklidir ve eser miktarda pirit, kromit içerir.



Serpantinit. Eser miktarda kromit içerir.



Aşırı derecede silisleşmiş yer yer breşik yapılı yeşilimsi, kıvılcımsı renkli kayaç. Pirit, markazit, kromit, nikel mineralleri içerir.



İri yankayaç parçacıkları içeren silisleşmiş breşik yapılı kayaç. Yankayaç parçacıkları karbonat ve silisleşmiş serpentinit.



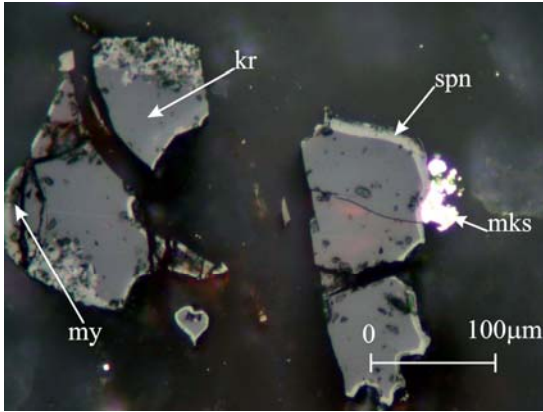
Yukarıda gözlenen tüm birimlerin altında, Aşağı Belova Formasyonunu temsil eden metaçakıtaşı, mermer mercekli fillit, kuvarsit ve kuvars fillit kayaçlarından oluşmuştur.

Şekil 5.53 Şırşır çeşme cevherleşmesini ve cevherleşme-alterasyon-yan kayaç ilişkilerini yerini gösteren kesitler.

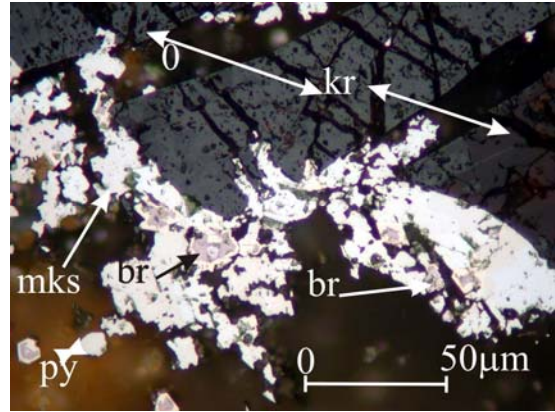
5.3.1.1 Cevher Mmineralleri ve Parajenezi

Ana cevher mineralleri, markazit I-II, pirit, kromit, bravoit, millerit, krom spinel, limonit(götit), lepidokrozittir.

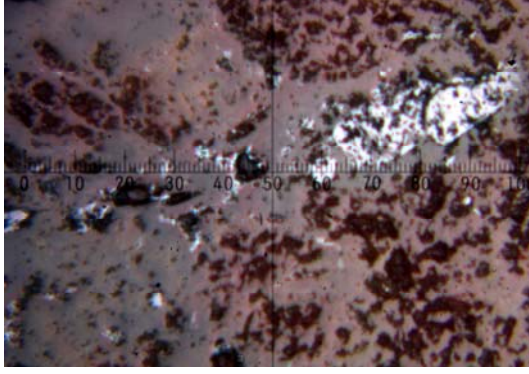
Kromit:Silisleşmiş kayaçların hemen hemen her yerinde, kataklastik yapılı olarak gözlenirler. Yer yer kenar, köşe ve çatlaklarından itibaren krom-spineline dönüşümler gözlenmektedir. Spinellerde ise manyetite dönüşümler izlenebilmektedir (Şekil 5.54). Kromitler, serpantinlerin ilksel ultramafik kayaçları ile senjenetik olarak oluşmuşlardır. Serpantinleşme esnasında da krom-spinel ve manyetite dönüşmüşlerdir. En küçük taneleri 150 x 200 µm, en irileri ise ortalama 0,6 x 0,8 mm'dir. Bazı yerlerde, 0,3-0,5 cm'ye ulaştığı gözlenmiştir. Genelde, pirit, markazit ve bravoit tarafından kenar ve köşeleri çevrelenmiş ve çatlakları doldurulmuştur (Şekil 5.55). Kromit taneleri, içerdikleri demir miktarına bağlı olarak açık (demiri az) ve koyu (demiri daha fazla) gri renklerde gözlenirler. Silisleşmiş, listvenit-benzeri kayaçların bazı kısımlarında kromitler manyetite dönüşmüş, manyetitlerde hematite, lepidokrozite; pirit, markazitler limonite dönüşmüştür. Daha ileri aşamalarda bu minerallerde kayaçtan yıkanmış ve kayaç steril bir hal almıştır (Şekil 5.56A-B).



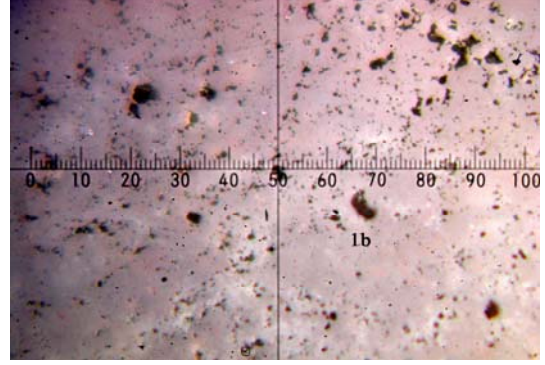
Şekil 5.54 Kromit (kr) tanelerinin krom-spineline (spn), daha sonra da manyetite (my) dönüşümü ve markazit tarafından kuşatılması (solda).



Şekil 5.55 Kromit tanelerinin markazit (mks), bravoit (br) ve pirit (py) tarafından kuşatılması. (sağda). Parlak kesit, tek nikol, yağda.

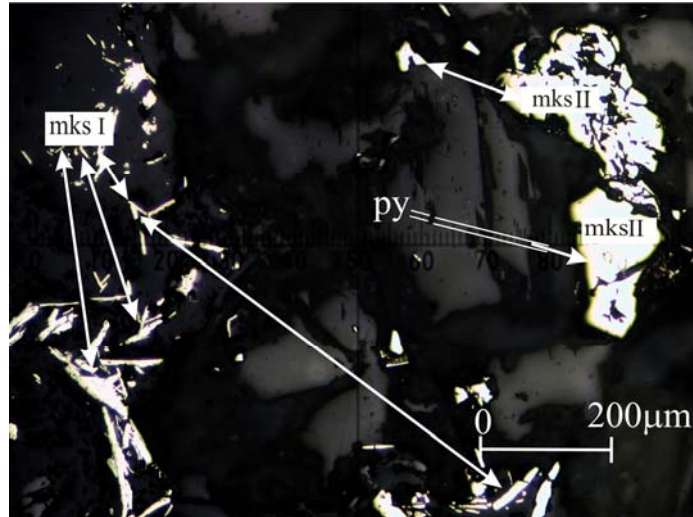


Şekil 5.56A Yer yer silisleşmiş, listvenit-benzeri kayalardaki ileri alterasyon aşamalarında kromitlerin manyetite, manyetitlerinde hematite ve lepidokrozite dönüşmüştür (solda). Daha da ileri safhalarda pirit, markazit, bravoit ve milleritler de limonite dönüşmüştür.



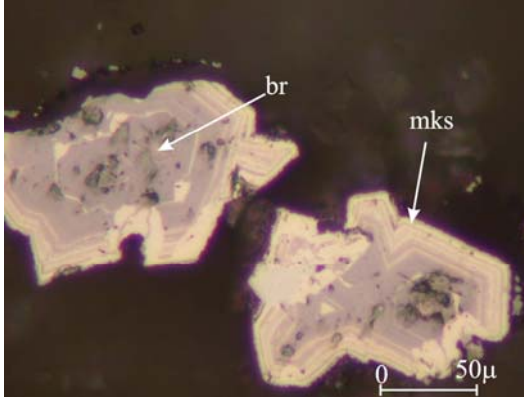
Şekil 5.56B Kayac yıkanmış ve steril hale gelmiş, ilksel cevherlerden eser kalmamıştır (sağda). Çoğu lisfenit benzeri kahve renkli, kızılımsı hiç cevher içermeyen (alterasyonunu tamamlamış) kayaların steril olmasının nedeni bu olmalıdır.

Markazit: Öz ve yarı öz şekilli olarak, genelde piritlerden dönüşümler şeklinde gözlenir. İki ayrı jenerasyonda markazit tespit edilmiştir. Birincisi piritlerden dönüşen markazitler diğeri ise rombusal, yaprağımsı özşekilli markazitlerdir (Şekil 5.57).

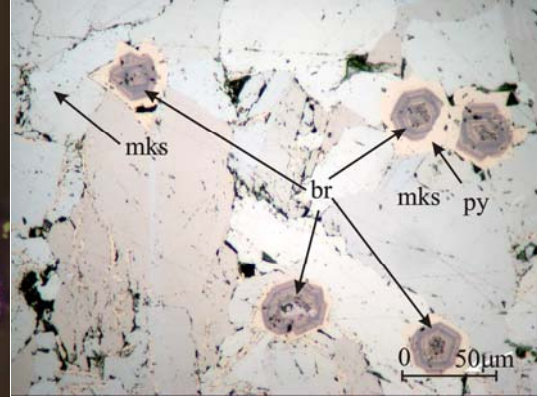


Şekil 5.57 Öz şekilli rombusal, yaşlı markazitler I (mks I), piritlerden dönüşen markazitler II (mks II), pirit (py), parlak kesit, tek nikol, yağda.

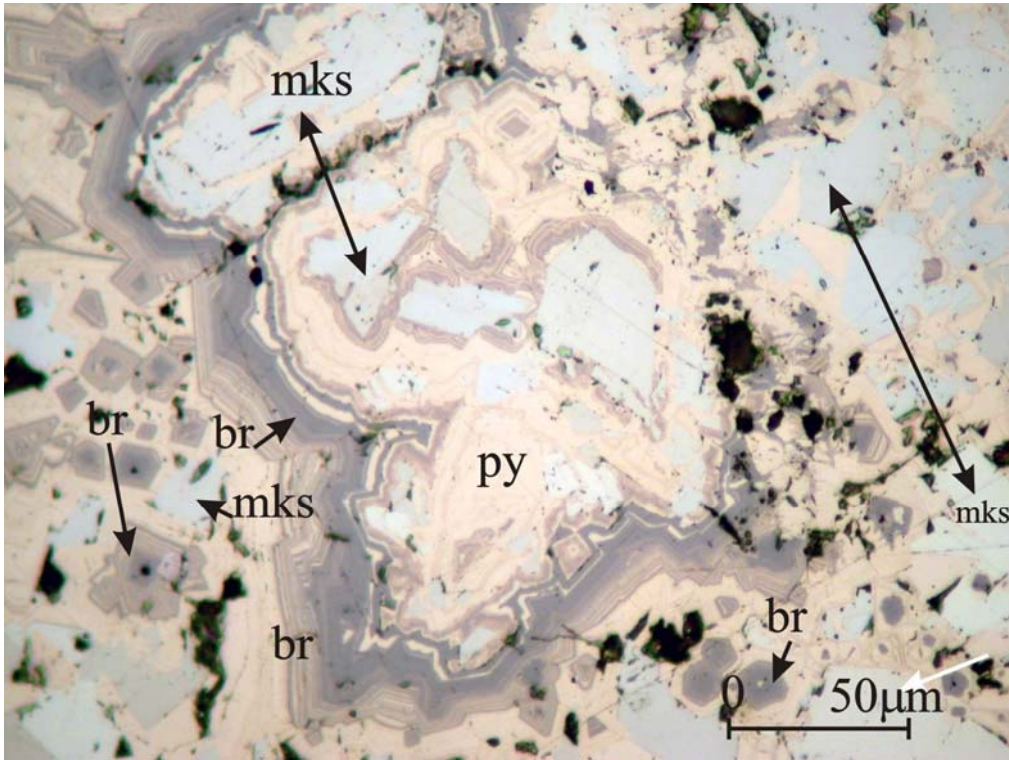
Piritlerden dönüşen markazitlerde genelde zonlu yapılar bu zonlu yapılarda bravoit oluşumları gözlenmektedir. (Şekil 5.58A sol) (Şekil 5.58B sağ) (Şekil 5.60).



Şekil 5.58a. Kuvars gang'ı içindeki markazitlerde (mks) gözlenen zonlarda bravoit (br) oluşumları (solda). Pirit (py) ve markazit içinde bravoit gelişimi ve piritlerin markazite dönüşümü

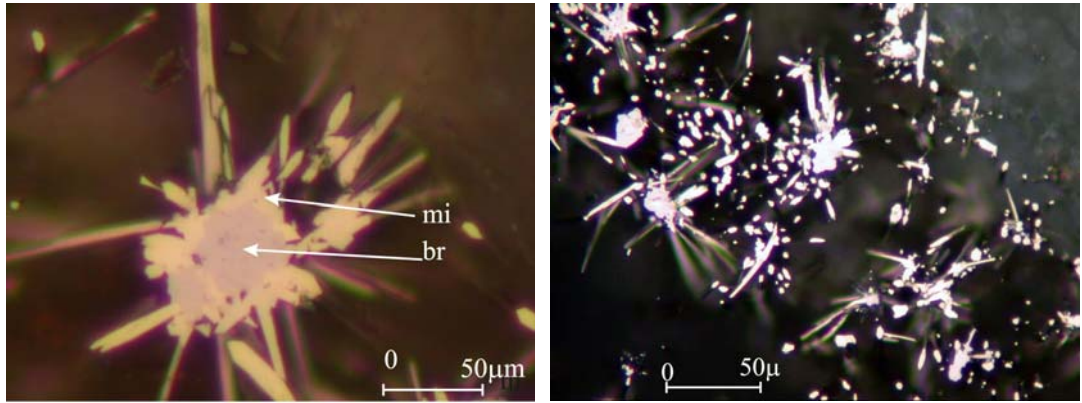


Şekil 5.58b. Parlak kesit, tek nikol, yağda.

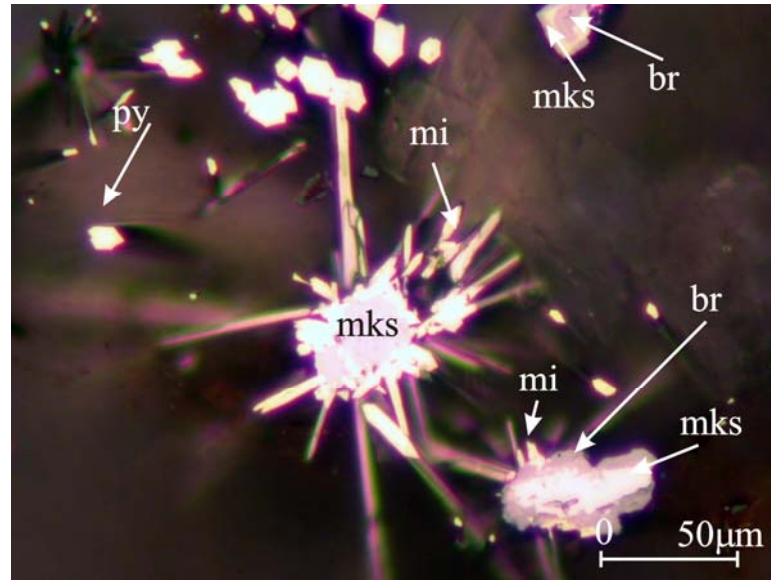


Şekil 5.59. Piritlerden (py) oluşan markazit (mks) ve içlerinde ve zonlarında bravoit gelişimi. Parlak kesit, tek nikol, yağda.

Markazit içinde gözlenen brovoitler burada oldukça güzel; iğnemsî, ışınsal, yıldızcık ve güneş kursuna benzer kristal şekilli yapılarında millerit mineraline dönüşmüşlerdir. Brovoitten dönüşen bu millerit kristalleri, sanki bravoit mineralinin içinden dışarıya fıskırmaktaymış gibi çok güzel kristal oluşumlarını sergilemektedir (Şekil 5.60 sol, 5.60 sağ) (Şekil. 5.61).



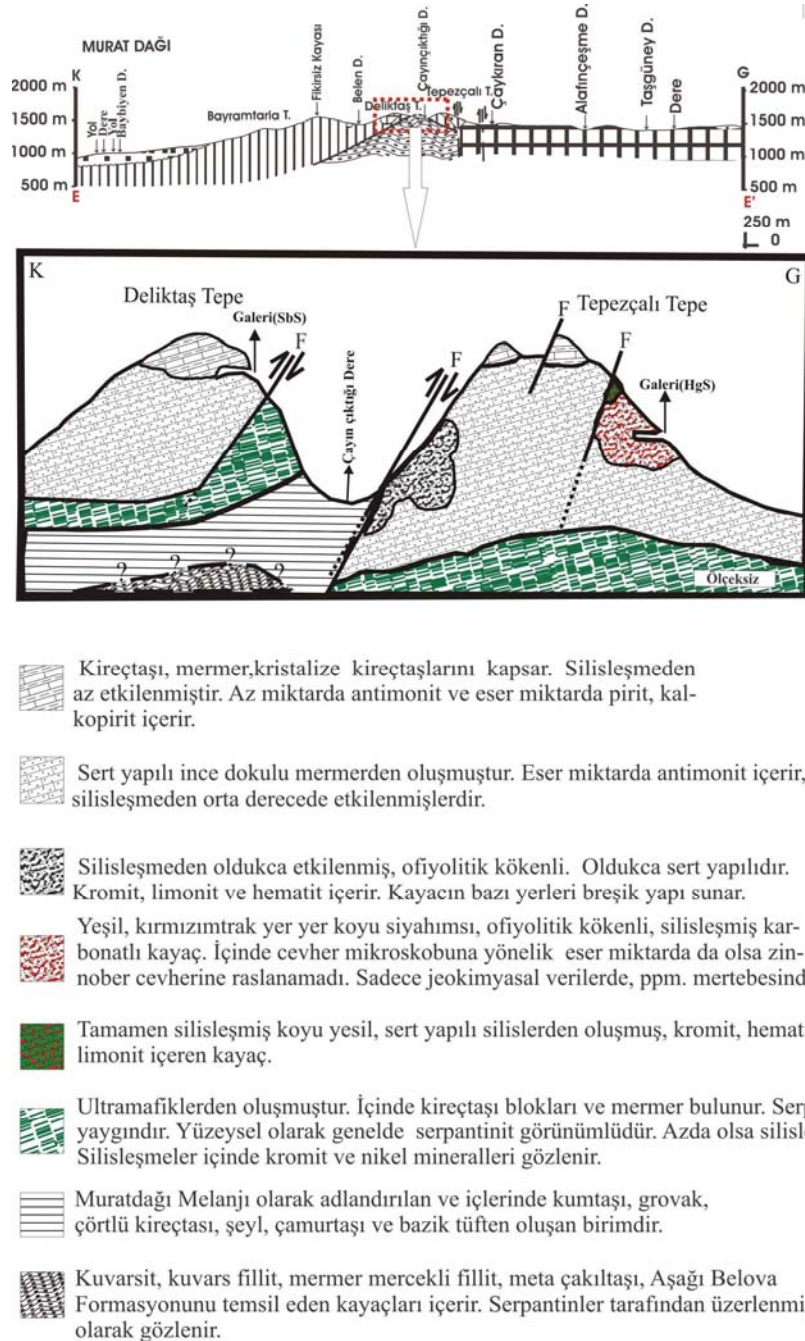
Şekil 5.60 sol, sağ). Bravoitlerin (br) millerite (mi) dönüşümü (solda) ve yıldız ve güneş kursu şeklinde millerit (sağda). Parlak kesit, tek nikol, yağda.



Şekil 5.61. Markazit içinde bravoit oluşumu ve bravoitlerin millerite dönüşümü. Parlak kesit, tek nikol, yağda.

5.3.2 Deliktaş Tepe Antimon Cevherleşmesi ve Tepezçalı Tepe Civa cevherleşmesi

Bu iki cevherleşme birbirine yakın olduğundan ve çevre kayaları aynı olduğundan beraber anlatılmaktadır (Şekil 5.62).



Şekil 5.62 Deliktaş Antimon ve Tepezçalı Tepe civa cevherleşmelerinin yeri ve cevherleşme-alterasyon-yan kayaç ilişkilerini gösteren kesit.

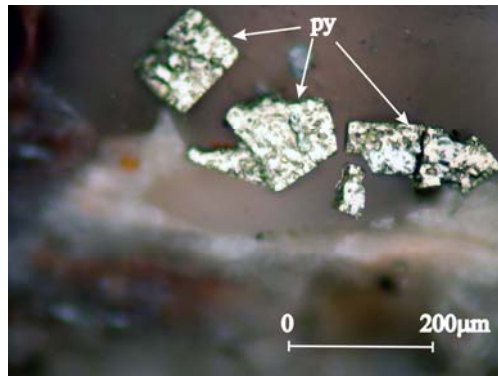
5.3.2.1. Deliktaş Tepe Antimonit Cevherleşmesi ve Parajenezi

Deliktaş Tepe Cevherleşmesi, serpantinitle içinde, silisleşmiş, yarı silisleşmiş karbonatlı kayalar, mermer ve buna eşlik eden kuvarslar ile birlikte oluşmuştur (Şekil 5.63).

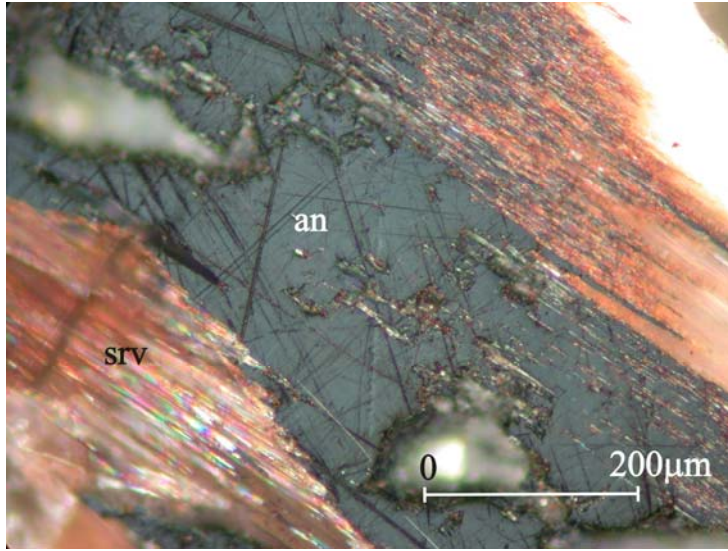


Şekil 5.63 Silisleşmiş kayacın çatlaklarında oluşmuş, Deliktaş antimonit cevherleşmesi.

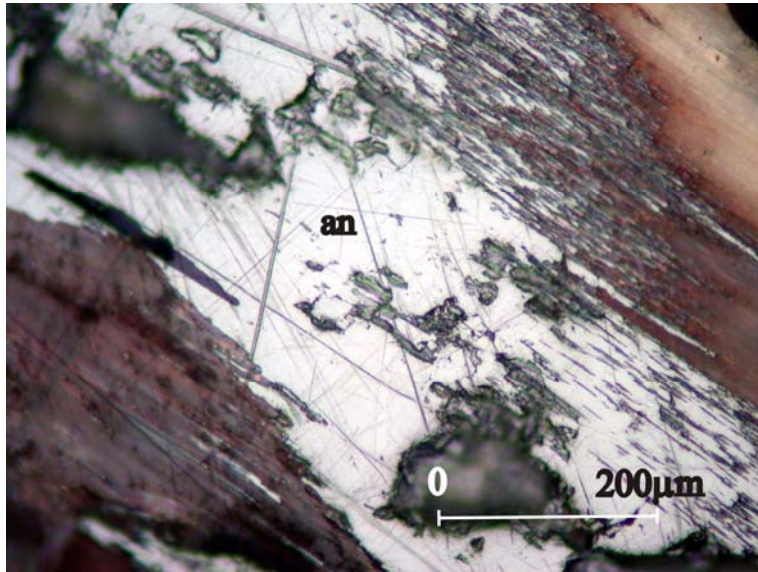
Cevherleşmede ana mineraller, pirit, kalkopirit, antimonit ve limonit (götüt) tir. Cevher çatlaklarda gelişmiştir. Pirit öz şekilli ve yarı öz şekilli olarak gözlenir (Şekil 5.64). Her zaman parajenezde yoktur. Parajenezde aynı zamanda eser miktarda kalkopirit bulunur. Genelde antimonitlerde basınç ikizlenmeleri, kıvrımlanma ve bükülmeler gözlenir. Kenar ve köşelerinden itibaren kısmen ve tamamen servantit (Şekil 5.65, 5.66, 5.67) mineraline dönüşmüştür.



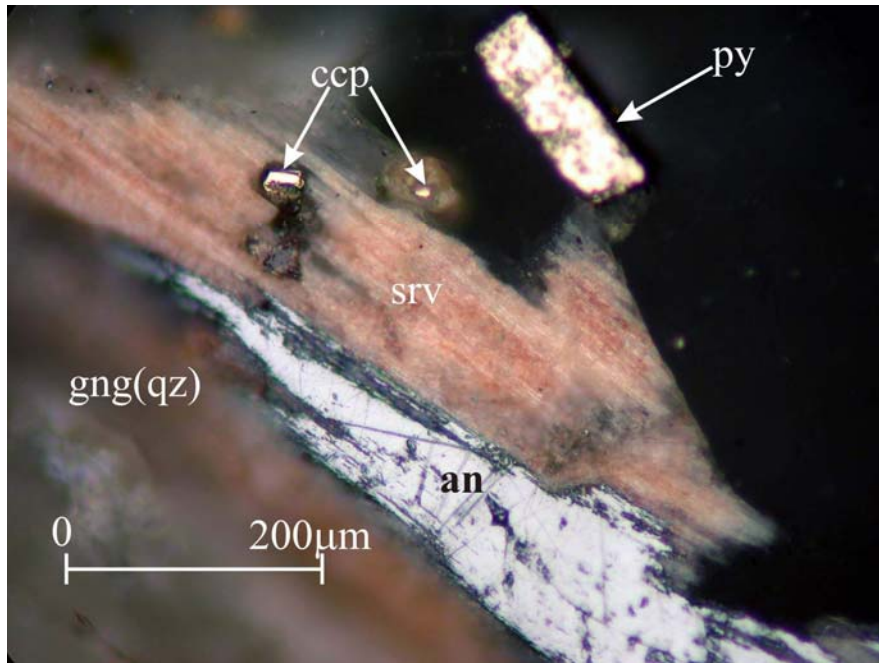
Şekil 5.64 Öz şekilli ve yarı öz şekilli piritler. Parlak kesit, tek nikol, yağ.



Şekil 5.65 Antimonitin kenarlarından itibaren kısmen servantite dönüşümü, parlak kesit çift nikol, yağ.

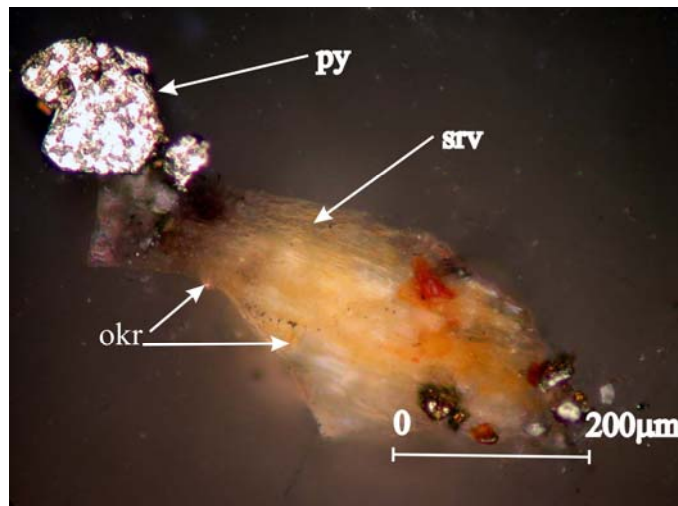


Şekil 5.66 Antimonitin kısmen servantite dönüşümü tek nikol. Parlak kesit. yağ. Antimonit(an).



Şekil 5.67 Antimonitin kısmen servantite dönüşümü. Kalkopirit, pirit birlikteliği. Antimonit (an), kalkopirit (ccp), pirit (py), gang kuvars (gng (qz)). Parlak kesit, tek nikol, yağ.

Antimonit bazı yerlerde tamamen servantite ve antimonit okr'a dönüştüğü gözlenir (Şekil 5.68).

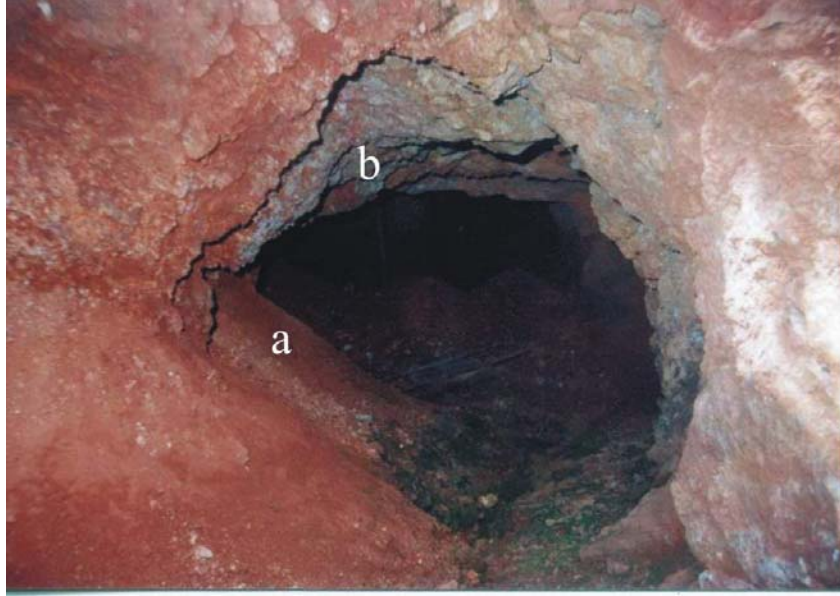


Şekil 5.68 Antimonitin tamamen servantit ve antimonit okr'una dönüşümü. Parlak kesit, tek nikol, yağ.

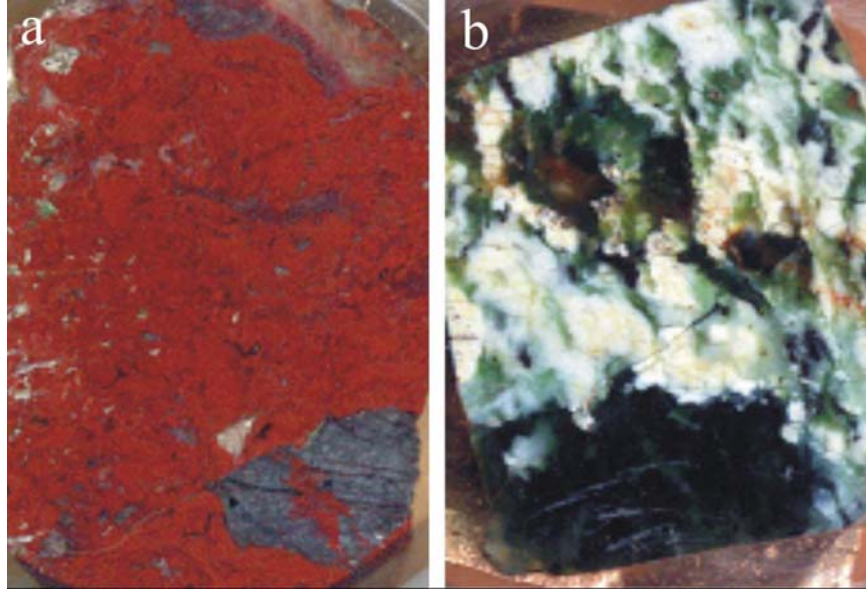
5.3.2.2 Tepezçalı Tepe Civa Cevherleşmesi ve Parajenezi

Tepezçalı Tepe cevherleşmesi, Deliktaş Tepe cevherleşmesinin yakınındadır ve aynı litoloji ile çevrilidir (Şekil 5.62). Deliktaş cevherleşmesinden farklı olarak, burada galerinin açıldığı lokasyon kökeni ofiyolitik olan silisleşmiş ve karbonatlaşmış kayadır. Yer yer tektonizma nedeniyle breşik yapı gözlenir.

Alınan 15 numuneden Şekil 5.69’da gözlenen kırmızı (a) ve yeşil renkteki (b) kısımlarda eser miktarda pirit, az miktarda da kromit bulunmuştur (Şekil 5.70). Cevher minerali olarak başka bir mineral saptanamamıştır.



Şekil 5.69 Tepezçalı Tepe Civa cevherleşmesinin galeri girişi.

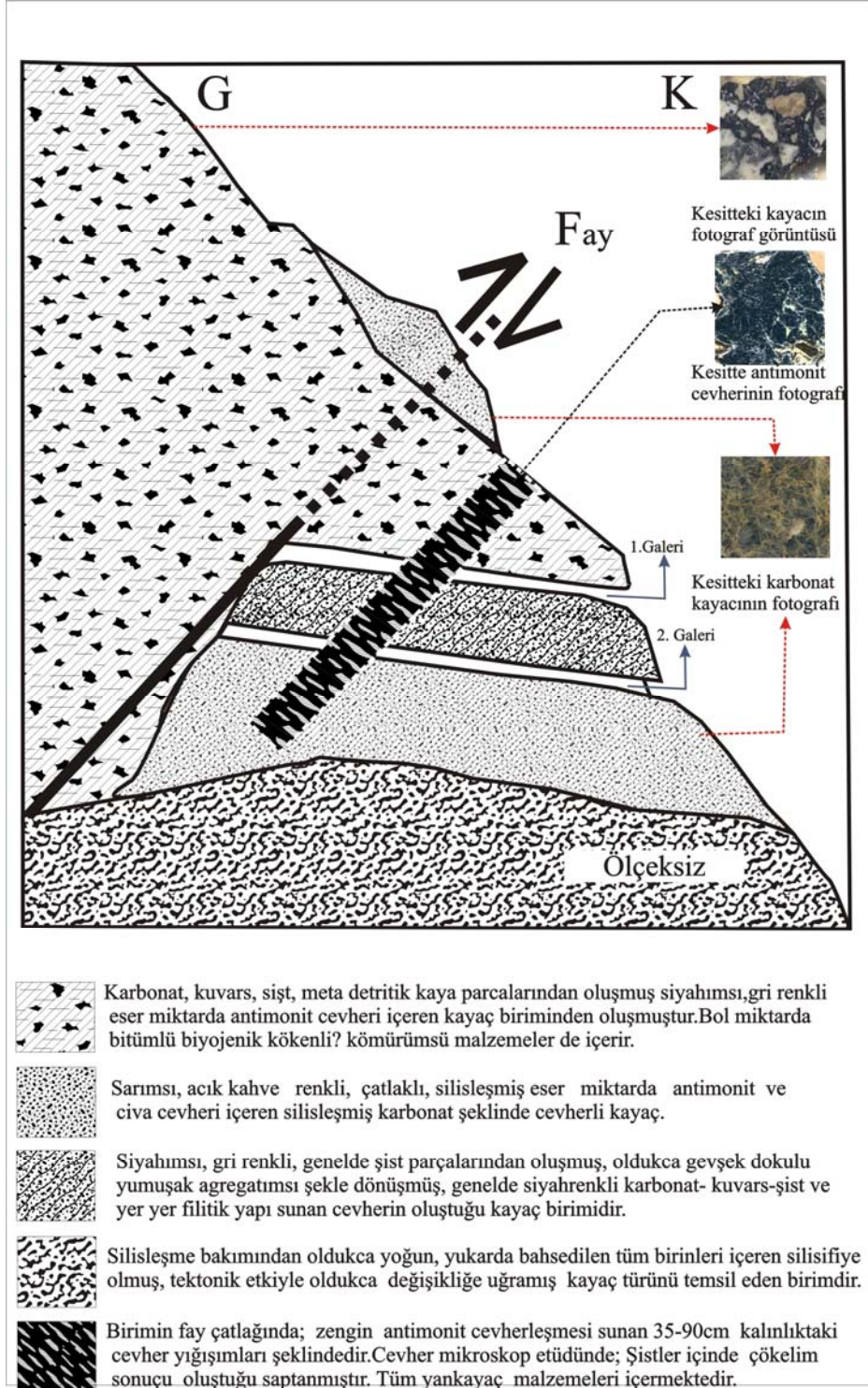


Şekil 5.70 Galeri içi (a) ve dışından (b) alınan örnekleri temsil eden parlak kesit örnekleri. Bu kırmızı ve yeşil renkli kayalar kromitten başka cevher minerali içermezler. Fotoğraf orjinal boyutları 4 x 3 cm.

5.3.3 Muratdağı (Oğrulca) Antimon Cevherleşmesi

Gökçe (1987), Cevherleşmenin çevresinde Muratdağı karmaşığına ait mafik ve ultramafik kayalar, metadetritikler ve rekristalize kireçtaşları bulunduğunu ve bu kayaların cevherleşmenin yakınında 5-10 m kalınlıkta silisli traverten olarak adlandırılabilen bir örtü ile kaplı olduğunu belirtmiştir. Bu çalışmada ise, cevherleşmenin yakın çevresinin litolojisi daha detaylı olarak, ölçeksiz bir kesitle aktarılmaya çalışılmış. Gökçe (1987) tarafından silisli traverten olarak adlandırılan örtü birimin detaylı açıklamasıda çizilen ölçeksiz kesitte verilmektedir (Şekil 5.71).

Antimonit oluşumları üç ayrı kayaç biriminde gözlenmektedir. Asıl galerinin açıldığı yer şistlerin breşik yapıda olduğu kısımlar ve karbonatlı kayaçlardır.



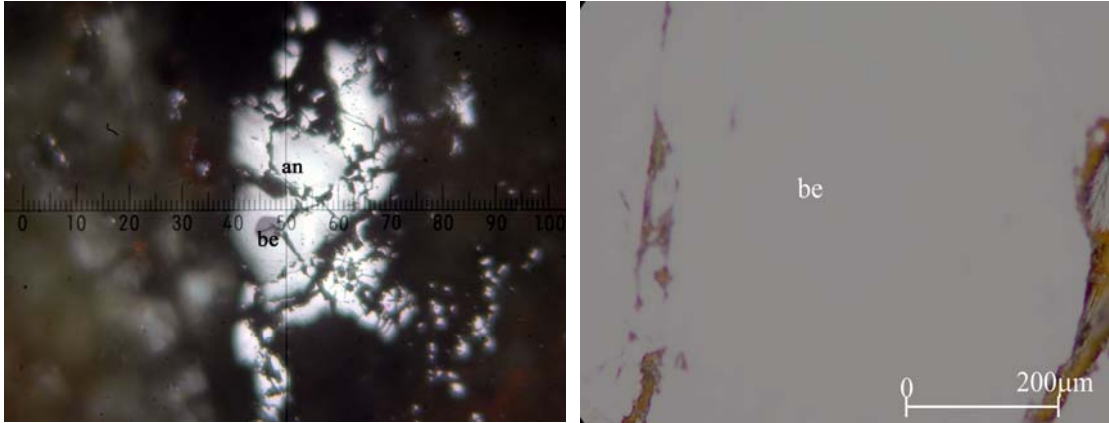
Şekil 5.71 Oğrulca Antimon cevherleşmesinin kesiti.

Galeriden alınan 26 adet örnekten parlak kesitler hazırlanmıştır. Bu örneklerle ait cevher mikroskopisi incelemeleri aşağıda verilmiştir.

5.3.3.1 Cevher Parajenezi

Oğrulca cevherleşmesinde ana mineral antimonit ve bertiyerit, eser miktarda da pirit, kalkopirit ve sfalerittir. İkincil mineraller ise bornit, kovellin, limonit (götüt) ve okr'dur. Gang minerali kuvars ve kalsittir. Rutil mineralide tali olarak yan kayaçlarda bulunur.

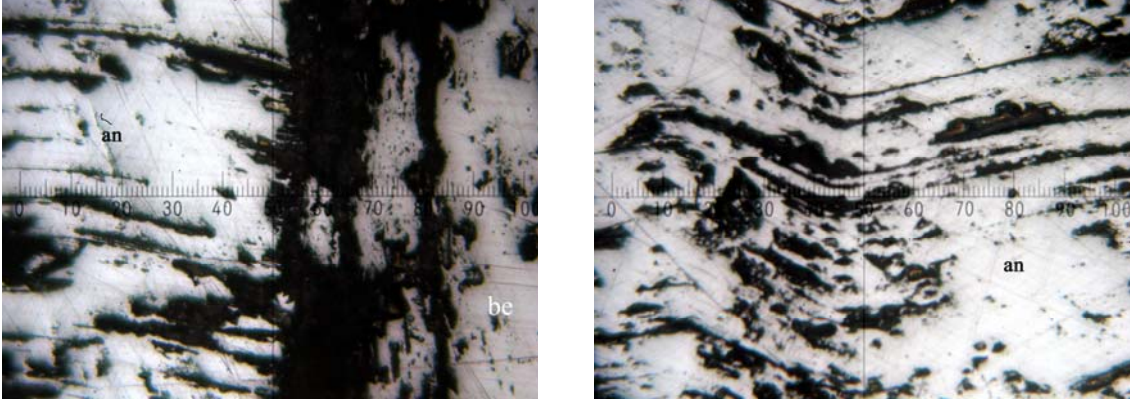
Bertiyerit: Zuhurun ana cevher mineralidir. Hafif pembemsi görünümlüdür. Numunelerde kısmen ve tamamen antimonite dönüştükleri görülmektedir (Şekil 5.72).



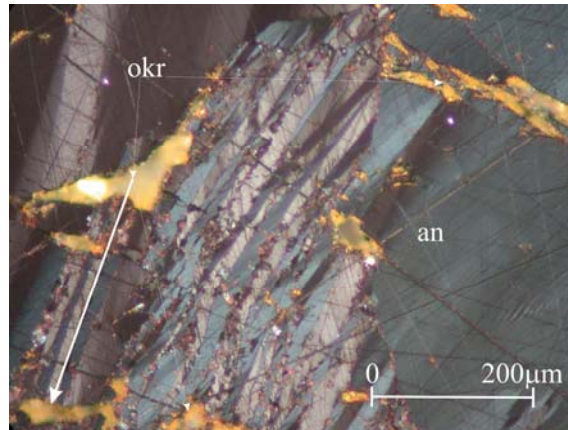
Şekil 5.72 Tamamı bertiyerit olan numunenin antimonite dönüşmesi. Ortada hafif pembemsi tonlu bertiyerit (be) kalıntısı görülmektedir (sol). Bertiyerit (sağ). Parlak kesit, tek nikol, yağda.

Antimonit: Cevherleşmenin tamamında bol miktarda gözlenir. Çok kıvrımlanmış ve bükülmüştür (Şekil 5.73). Antimonitte lamelli yapılar ve kenarlarından itibaren antimon okr'a dönüşümler izlenmektedir (Şekil 5.74). Kısmen limonit (götüt)'e dönüşen pirit ve bornit ve kovelline dönüşen kalkopirit ile beraber bulunur (Şekil 5.75, 5.76). Yan kayaç minerallerinde bol miktarda bitümlü kömürsü materyaller vardır. Bunların içersinde daha çok, pirit ve ince piritler gözlenir. Yan kayaçta çatlak ve boşluklarda hidrotermal kalsit ve dolomitler

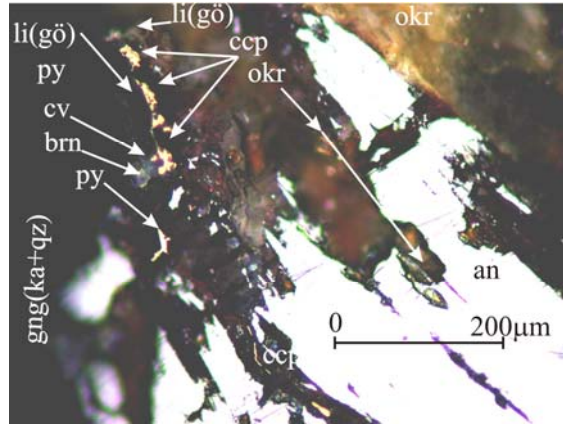
görülmektedir. Piritlerle birlikte sfaleritler gözlenmektedir. Antimonite rutiller eşlik etmektedir.



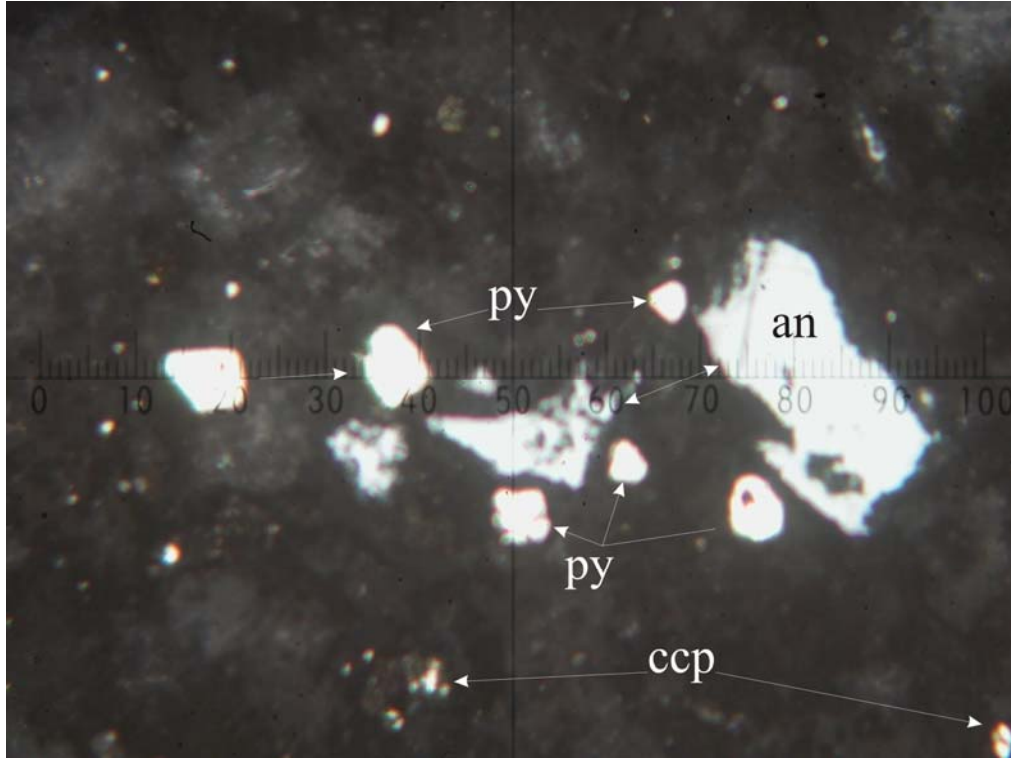
Şekil 5.73 Bükülmüş, kıvrılmış antimonit. Solda antimonit ve bertiyerit beraberliği. Parlak kesit., tek nikol, yağda.



Şekil 5.74 Lamelli yapı sunan antimonit ve kenarlarından itibaren antimon okr'a dönüşümü. Parlak kesit, çift nikol, yağda.



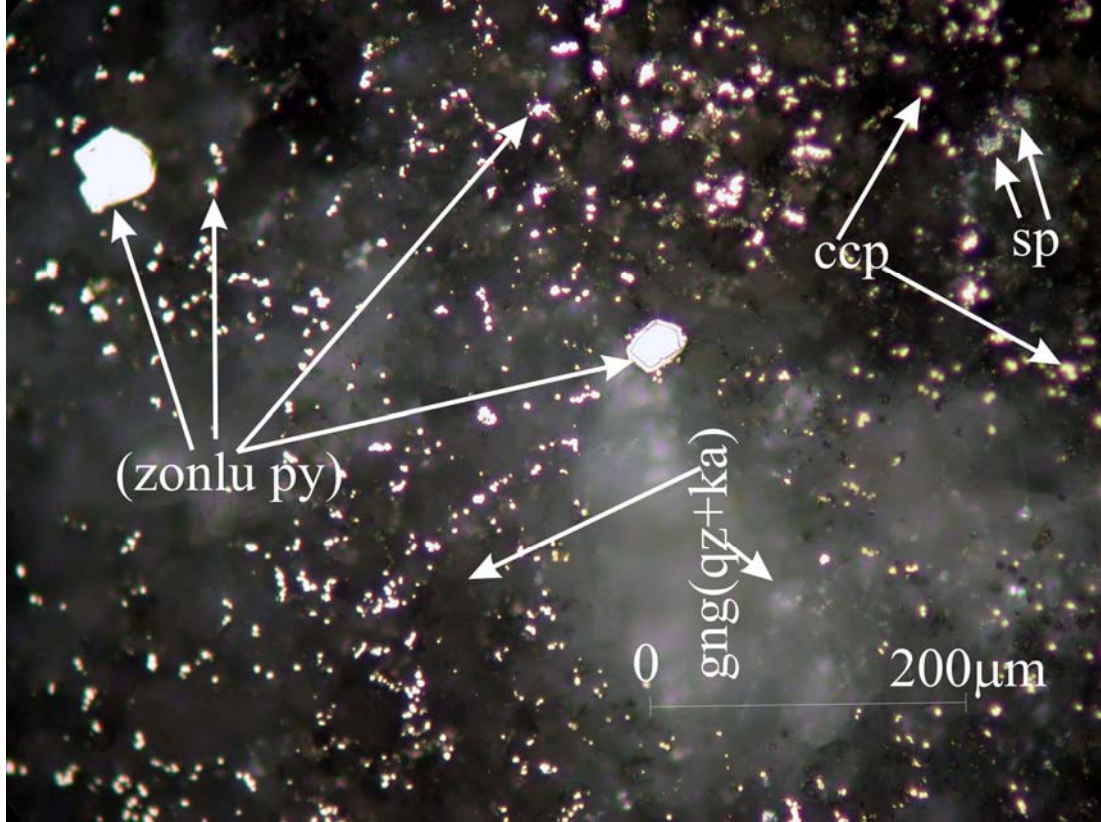
Şekil 5.75 Antimonitin kalkopiritlerle birlikte gözlenmesi. Kalkopiritin (ccp) kovellin(cv), bornit(brn) ve limonit(gö)ite:li(gö) dönüşümü , yağda.



Şekil 5.76. Antimonit (an) pirit (py)lerle birlikte gözlenir. Parlak kesit, tek nikol, yağ.

Pirit:İnce ve orta taneli olanlara sıkça rastlanır. Bitümlü materyallerin içersinde gözlenmektedir. Küçük taneli olanlar fotoğrafta net gözlenemeyen zonlu yapı göstermektedir (Şekil 5.77). Bu zonlu yapılar fotoğraflanamayacak kadar küçüktür. Yan kayaçları yıkayan sıcak suların etkisi ile gelişen çökeltme işlevi ile oluşmuş

piritlerde bu tür özellikler gözleendiğinden antimonitlere eşlik eden bu pirit oluşumlarının bu tür bir ortamda geliştiği düşünölmektedir.



Şekil 5.77 Küçük ve zonlu pirit kristalleri: zonlu (py), sfalerit (sp), gang kuvars + karbonat (qz + ka), kalkopirit (ccp) Parlak kesit, tek nikol, yağda.

Sfalerit:Eser miktarda bulunur. Sedimentasyon izleri gözlenmektedir. Fotoğraflanamayacak kadar küçük kristallidir. Bir çökeltme ortamında oluştuğu düşünölmektedir. Bitümlü materyallerle birlikte. Pirit bitümlü maddenin içindedir.

Rutil:Rutiller ince taneli olarak gözlenir. Fotoğraflanamayacak kadar küçüktür. Rutiller büyük olasılıkla taşınma yoluyla yan kayalardan (sistler) alındığı düşünölmektedir.

Cevherleşmenin 200 m yakınında Hamamdere termal suyu bulunmaktadır. Mikroskopik incelemelerde cevher minerallerinin çatlaklarında gözlenen hidrotermal karbonat oluşumları ve ince taneli piritlerin zonlu yapıda olmaları,

zuhurun hidrotermal bir çökelme şeklinde geliştiğini düşündürmektedir. Bu kanı, Gökçe (1987)'nin belirttiği sıcak suların taşıdığı ürünleri çökelmeleri savı ile uyumludur.

Bertiyerit: Çelik gri hafif pembemsi renkte. Antimonite göre daha az çizikli, refleksiyon rengi, gri pembemsi renginde olduğu gözlenmiştir. Antimonitinden anizotropi özelliği daha yüksek pembemsi beyazdır. Parlatmalar bir kaç gün beklediğinde kesitteki bertiyerit pembe, koyu kahverenkli, kahverenkli bir oksidasyon tabakasıyla örtülü bir hal almaktadır. Etrafı kuvarlarla kaplanmıştır. İçinde yuvarlağımsı antimonit tanecikleri izlenmiştir. Alterasyonun yoğun olduğu yerlerde antimonit okr'una dönüşmüştür. Dönüşme sonunda eser halde limonit açığa çıkmıştır. Bertiyerit bulunduğu antimonite benzesede kesitlerin bazılarında pirotininkini andıran kahverenkli- pembe renk tonundan dolayı kolayca tanılır. Antimonite göre daha sert ve yüksek röliyefinden dolayı tanınması kolaylaşır.

Cevher mikroskopisi çalışmalarının sonucunda, Muratdağı ve Karaağaç yörelerinde bulunan cevherleşmelerin olası parajenezi ve süksesyonu aşağıdaki şekilde özetlenebilir (Şekil 5.78).

Opak Mineraloji ve gang	Oluşumu Etkileyen Süreçler			Yüzeysel Alterasyon	
	Tali Mineral	Plütonik Hidrotermalizm			Volkanik Hidrotermalizm
		Erken	Geç		
Manyetit I	—				
Manyetit II	—				
İlmenit	-				
Kromit	—				
Krom.-Spinel	—	—			
Hematit	—			—	
Pirit I		—		—	
Pirit II			—		
Markazit I			—		
Markazit II				—	
Sfalerit I		—			
Sfalerit II			—		
Kalkopirit		—			
Galen			—		
Antimonit			—		
Bertiyerit		—		—	
Pentlandit		—			
Makinavit				—	
Bravoit		—			
Millerit				—	
Kovellin				—	
Bornit				—	
Fahlerz				—	
Nabit-bakır				—	
Malakit				—	
Azurit				—	
Serüzit				—	
Simitzonit				—	
Servantinit-Okr				—	
Limonit(götit)				—	
Limonit II				—	
Rutil				—	
Anataz				—	
Pirolüzit				—	
Sfen				—	
Kuars I		—			
Kuars II			—		

Şekil 5.78. Muratdağı ve Karaağaç yörelerinde bulunan cevherleşmelerin parajenetik süksesyonu.

5.4. Sıvı Kapanım Çalışmaları

Sıvı kapanım çalışmalarında cevher mineral parajenezi içeren kayalardan, hedef mineraller (kuvars, kalsit, sfalerit, antimonit vb.) seçilip, iki tarafı parlatılmış 90-120 μm kalınlığında ve 3 x 5 cm boyutlarında, levhalar halinde hazırlanmış kesitler kullanılmıştır.

MTA genel müdürlüğü laboratuvarlarında Gülay Sezererkuru tarafından yürütülen bu ölçümlerde kısa mesafede çok uzun odaklamalar yapan “long working distant” objektiflerin kullanıldığı Olympus marka mikroskoptan yararlanılmıştır. Mikrotermometrik analizler ise bu mikroskoba adapte edilmiş olan Reynolds tablası ile yapılmıştır (Şekil 5.79). Bu tablada örneğin konulduğu bölme, ısı gradyanını minimumda tutacak biçimde yapılmıştır. Deneyler sırasında elde edilen ısı aralıkları -196 - +700 $^{\circ}\text{C}$ arasında değişmektedir. Sistemin soğumasında 500 $^{\circ}\text{C}$ 'ye kadar hava bu sıcaklıktan daha yüksek sıcaklıklardaki soğutmalarda ise sıvı azot kullanılmaktadır. Sistemde ısı dakikada 0,1 $^{\circ}\text{C}$ 'den 150 $^{\circ}\text{C}$ 'ye ulaşırken lineer bir ısınma gözlenmemektedir. Ancak sıcaklık, 0 $^{\circ}\text{C}$ 'den -180 $^{\circ}\text{C}$ 'ye 5-10 saniyede ulaşmaktadır. Bu sıcaklıklarda, sıvı ve gaz N_2 kullanılmaktadır. Bu tablanın kalibrasyonunda, gaz akışı dikey olarak aşağıdan yukarı doğru olması nedeniyle, bir kaç noktada olmak üzere standart olarak hazırlanan doğal olmayan sıvı kapanımlar kullanılmıştır.



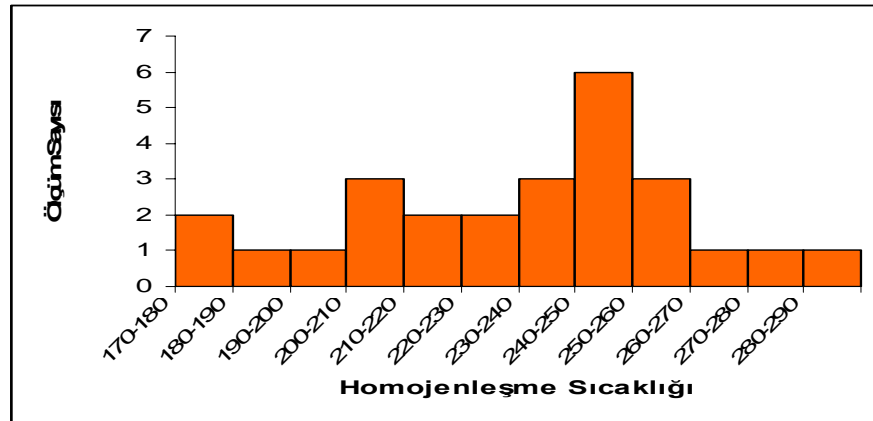
Şekil 5.79. Sıvı Kapanım Çalışmalarının Yapıldığı Reynolds Düzeneği.

Farklı yedi yöreden derlenen toplam 20 adet örnekte çalışmalar iki bölümde gerçekleştirilmiştir. Sıvı kapanımın petrografisinin tanımlanmasından sonra ısıtma deneyleri yapılarak homojenleşme sıcaklıkları, soğutma deneyleri yapılarak ortamın kimyasal bileşimi, tuzluluk değerleri belirlenmeye çalışılmıştır.

Farklı ortam ve yörelerin örneklerinden elde edilen sonuçlar aşağıdaki şekilde özetlenebilir:

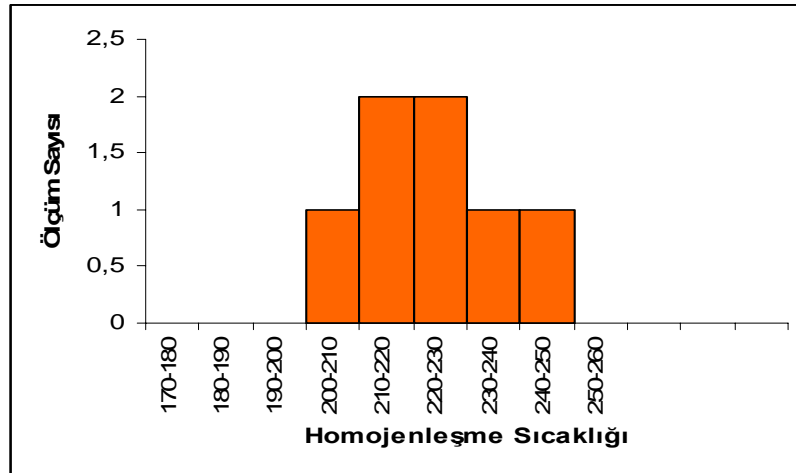
1. Baklan graniti ve çatlaklarındaki kuvarslar. Bu kuvarslardaki sıvı kapanımlar kökenlerine göre iki başlık altında toplanabilir.

a. Birincil kökenli kapanımlar: Gelişi güzel ve geometrik şekilli 6-30 μ m boyutlu. Bu kapanımlar iki veya üç fazlıdır: sıvı+gaz; katı+sıvı+gaz. Bu tip kapanımlarda homojenleşme ısıları geniş bir aralıkta (170-290 $^{\circ}$ C), 250 $^{\circ}$ C dolaylarında maksimum frekans göstermektedir (Şekil.5.80). Tuzluluk ortalaması % NaCl'e eşdeğer 15'dir.



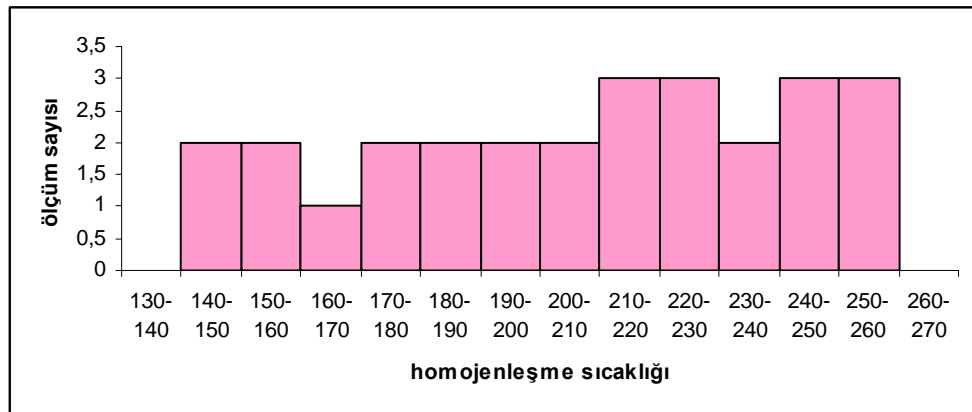
Şekil 5.80 Kuvarslar içindeki birincil kökenli üç fazlı (sıvı+gaz+katı) sıvı kapanımlardan elde edilen homojenleşme sıcaklıkları.

b. İkincil kökenli kapanımlar: İki fazlı (sıvı+gaz), 2-6 μ m boyutlarında ve şekilsizdirler. Bu kapanımların homojenleşme ısı aralığı daha dar(200-250 $^{\circ}$ C) olup, maksimum frekans değerleri 220 $^{\circ}$ C dolayındadır (Şekil 5.81). Tuzluluk değerleri ise % 6-9 olarak elde edilmiştir.



Şekil 5.81 Kuvarlar içindeki ikincil kökenli iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlardan elde edilen homojenleşme sıcaklıkları.

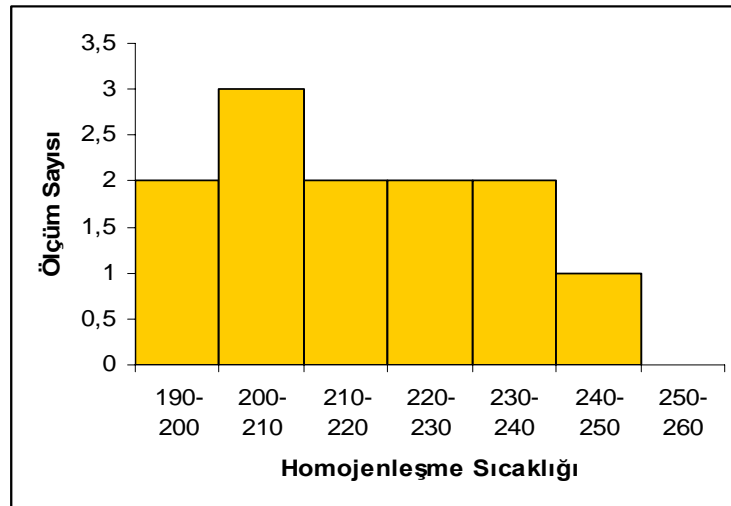
2. 1 ve 2 no'lu galerilerden derlenen örneklerin sfalerit, kuvars ve kalsitlerdeki sıvı kapanımları. Sfaleritlerdeki birincil kökenli sıvı kapanımlar. Üç (sıvı + gaz + katı), iki (sıvı+gaz) ve bir (gaz) fazlıdır. Bunlardan üç fazlı olanların boyutları 5-50 μm olup şekilsiz veya geometrik şekillidirler (Levha 1.1, 1.2 ve 1.3). Bu tip sıvı kapanımların homojenleşme ısı aralığı geniş (140-260 C°) olup fazla belirgin olmayan maksimum frekans pikleri 220 C° ve 250 C° değerleri dolaylarında ortaya çıkmaktadır (Şekil.5.82). Tuzluluk değerleri % 17 (NaCl eşdeğeri olarak) elde edilmektedir.



Şekil 5.82 Sfalerit içinde birincil kökenli, üç fazlı (sıvı+katı+gaz) kapanımlarından elde edilen homojenleşme sıcaklıkları.

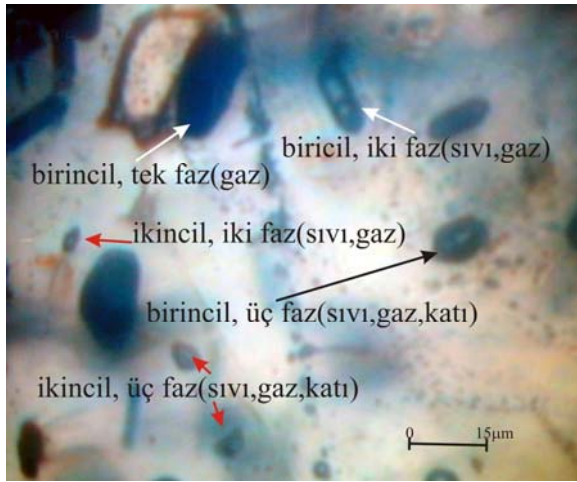
Sfaleritlerde ayrıca üzerinde ölçüm yapılamayan bir, iki ve üç fazlı ikincil kapanımlar da gözlenebilmektedir (Levha 1.1, 1.2, 1.3, 1.4).

Bakır-kurşun-çinko cevherleşmesine eşlik eden **kuvarslardaki** birincil sıvı kapanımlar üç (sıvı+gaz+katı) ve iki (sıvı+gaz) fazlı, ikincil olanlar iki (sıvı+gaz) fazlıdır. Üç fazlı birincil şekilsiz sıvı kapanımlar 7-20 μm boyutlarındadır (Levha 1.5). Bu kapanımların homojenleşme ısı aralığı (190-250 $^{\circ}\text{C}$) oldukça geniştir (Şekil 5.83). Birincil kökenli iki fazlı sıvı kapanımlar (sıvı+gaz) ise 6-13 μm arasında boyutlarda olup kristal düzlemlerine paralel olarak dizilim ve geometrik, gelişigüzel şekiller sunmaktadırlar (Levha 1.6). Bu tip sıvı kapanımlardan ısıtma deneyi sonucu elde edilen homojenleşme sıcaklıkları 180-260 $^{\circ}$ C arasında yer almaktadır (Şekil 5.84).

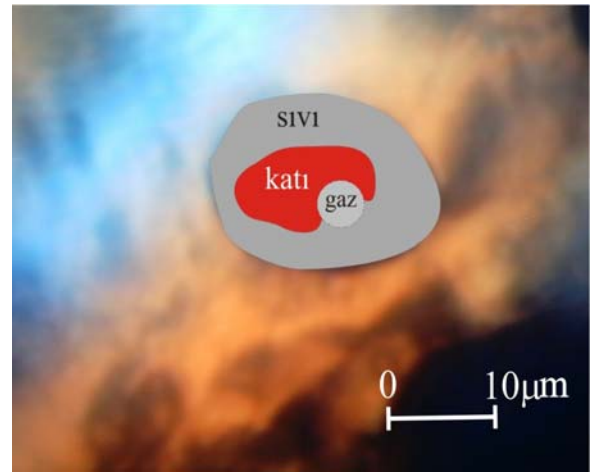


Şekil 5.83 Kuvarslar içindeki birincil kökenli üç fazlı (sıvı+katı+gaz) sıvı kapanımlardan elde edilen homojenleşme sıcaklıkları.

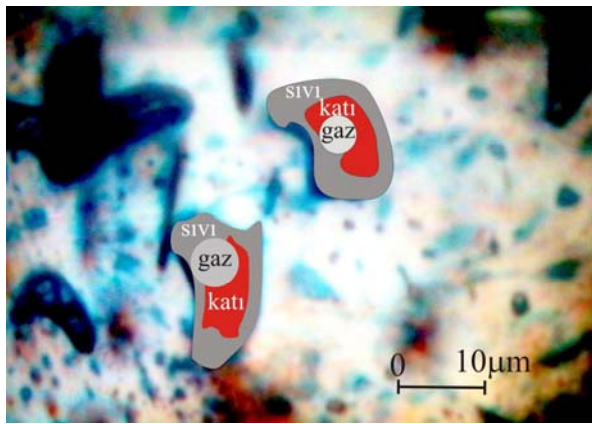
LEVHA 1



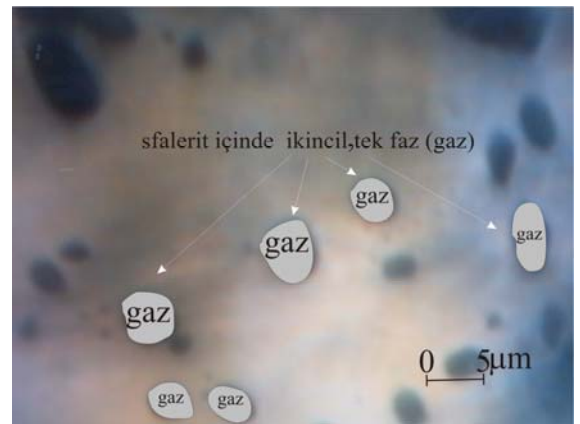
(1)



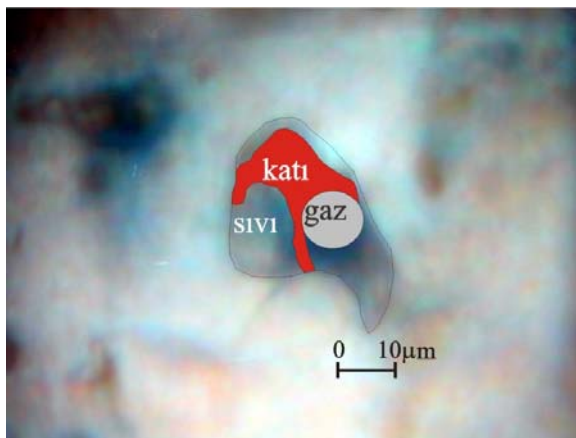
(2)



(3)



(4)



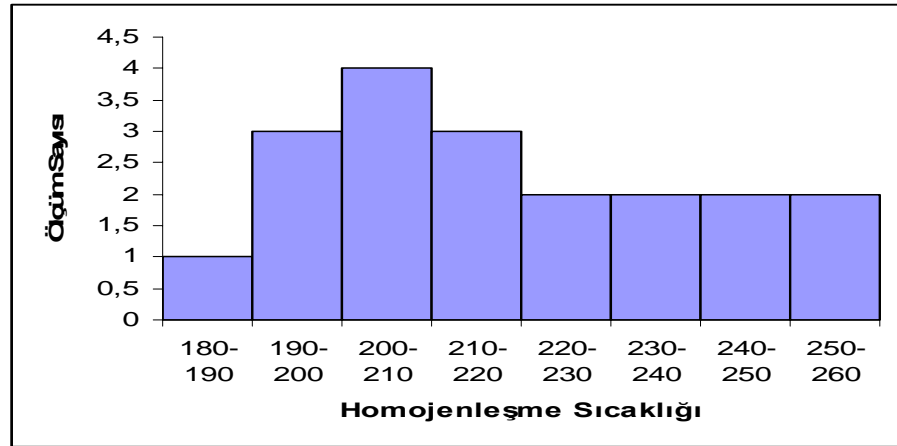
(5)



(6)

LEVHA 1 AÇIKLAMALARI

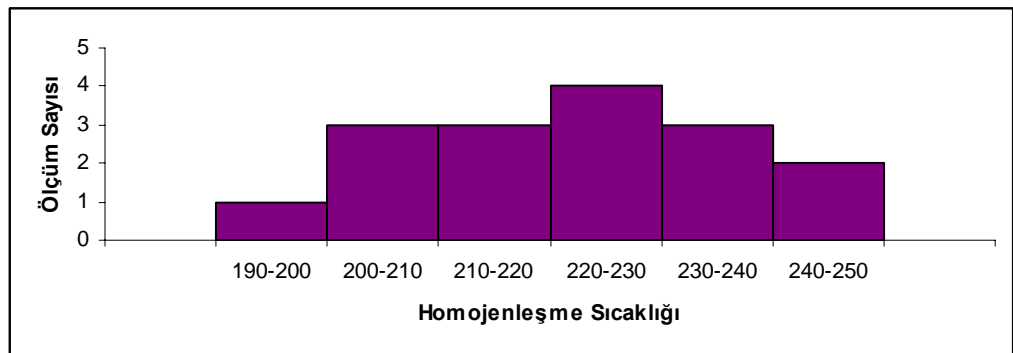
- 1- Sfaleritlerde ; birincil kökenli üç fazlı (sıvı, gaz, katı), iki fazlı (sıvı, gaz), tek fazlı (gaz). İkincil kökenli üç fazlı(sıvı, gaz, katı), iki fazlı (sıvı, gaz).
- 2- Sfaleritlerde birincil kökenli üç fazlı (gaz, sıvı, katı) sıvı kapanımları.
- 3- Sfaleritlerde birincil kökenli üç fazlı (gaz, sıvı, katı) sıvı kapanımları.
- 4- Sfaleritlerde ikincil kökenli tek fazlı (gaz) kapanımlar.
- 5- Kuvarslar içinde birincil kökenli üç fazlı (kat+sıvı+gaz) kapanımları.
- 6- Kuvarslar içinde birincil kökenli iki fazlı(sıvı+gaz) sıvı kapanımları. İki fazlı kapanımlar (sıvı+gaz).



Şekil 5.84 Kuvarlar içindeki birincil kökenli iki fazlı (sıvı+gaz) sıvı kapanımlardan elde edilen homojenleşme sıcaklıkları.

Bu cevheleşmelere eşlik eden **kalsitlerde** 3 ayrı tip sıvı kapanıma rastlanmıştır; birincil kökenli üç fazlı sıvı kapanımlar (sıvı+gaz+katı), birincil kökenli iki fazlı sıvı kapanımlar (sıvı+gaz) ve ikincil kökenli iki fazlı sıvı kapanımlar (sıvı+gaz).

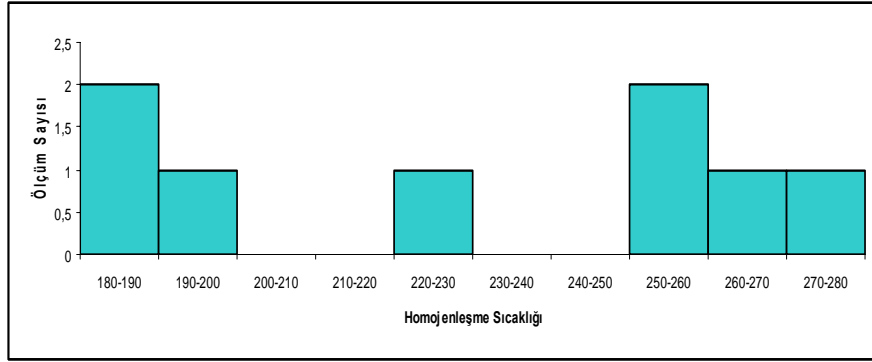
Birincil kökenli üç fazlı sıvı kapanımlar (sıvı+gaz+katı) 6-20 μm arasında boyutlarda olup gelişigüzel, tüp şekiller sunmaktadırlar. Bu tip sıvı kapanımlardan ısıtma deneyi sonucu elde edilen homojenleşme sıcaklıkları 190-240 $^{\circ}\text{C}$ arasında yer almaktadır (Şekil 5.85). Birincil kökenli iki fazlı sıvı kapanımlar (sıvı+gaz) ise 3-15 μm arasında boyutlarda olup bunlardan mikrotermometrik ölçümler yapılamamıştır.



Şekil 5.85 Kalsitler içindeki birincil kökenli üç fazlı (sıvı+gaz+katı) sıvı kapanımlardan elde edilen homojenleşme sıcaklıkları.

3. Karot örnekleri sıvı kapanımları. MTA'nın Karaağaç yöresinde civa ve antimonit cevherleşmelerinin yakınında altın aramaları için yapmış olduğu sondajların karotlarından alınan kuvarslarda da (Örnek no: K8-37, K7-58, K2-30, K3-14, K4-25) üç farklı tip sıvı kapanım saptanmıştır. Bunlar; birincil kökenli üç fazlı (sıvı+gaz+katı), birincil kökenli iki fazlı (sıvı+gaz) ve birincil kökenli tek fazlı sıvı kapanımlardır.

Birincil kökenli üç fazlı sıvı kapanımlar (sıvı+gaz+katı) 4-20 μm arasında boyutlarda olup gelişigüzel, geometrik şekiller (üçgen, beşgen) sunmaktadırlar. Bu tip sıvı kapanımlardan ısıtma deneyi sonucu elde edilen homojenleşme sıcaklıkları 180-280 $^{\circ}\text{C}$ arasında yer almaktadır (Şekil 5.86).



Şekil 5.86 Kuvarslar içindeki birincil kökenli iki fazlı (sıvı, gaz) sıvı kapanımlardan elde edilen homojenleşme sıcaklıkları.

Birincil kökenli iki fazlı sıvı kapanımlar (sıvı, gaz) oldukça az miktarlarda olan bu sıvı kapanımlar gelişigüzel ve geometrik şekiller göstermektedirler. Bunlardan ölçüm yapılamamıştır.

4. Silisleşmiş kayaların sıvı kapanımları. Sondaj karot numunelerine yakın bölgelerden (Tepezçalı Tepe - TEPÇT, Tepez Çalı - TEPÇ, Kazık Batmaz - KBT-5 ve Şırşır Çeşme - ŞAH-8) alınan silisleşmiş kayaların örneklerinin **kuvars** ve **kalsitleri** sıvı kapanım çalışmaları için incelenmiştir. Kuvarslar içinde bileşim ve kökenlerine göre 4 ayrı sıvı kapanım tipine rastlanmıştır. Bunlar, birincil kökenli üç fazlı (sıvı+gaz+katı), iki fazlı (sıvı+gaz), tek fazlı sıvı ve tek fazlı gaz içeren sıvı kapanımlardır. Kalsitler içinde ise bileşim ve kökenlerine göre 3 ayrı sıvı kapanım

tipine rastlanmıştır. Bunlar ise, birincil kökenli üç fazlı (sıvı+gaz+katı) ve tek fazlı (sıvı) sıvı kapanımlar ve ikincil kökenli üç fazlı (sıvı+gaz+katı) sıvı kapanımlardır. Bu kuvars ve kalsitlerin oldukça kirli , mat (az kristalen) olmaları nedeniyle bu örneklerin içinde izlenebilen sıvı kapanımlardan mikrotermometrik ölçümler yapılamamıştır. Benzer şekilde, Avdan Tepe (AVDE), Çiçekli Tepe (AVDEÇ) yöresinden alınmış silisleşmiş kayaç örneklerinde de kuvarsların kirli olmaları ve az kristalen özellikleri nedeniyle mikrotermometrik çalışmalar başarısız olmuştur.

Oğrulca yöresindeki antimonit zuhurlarına eşlik eden kuvarslardan da numune alınmasına karşın, yukarıda belirtilen nedenlerden dolayı, bu örneklerde de çalışmalar başarısız olmuştur. Yapılan sıvı kapanım çalışmalarının tüm sonuçları, Tablo 5.1. de toplanmıştır.

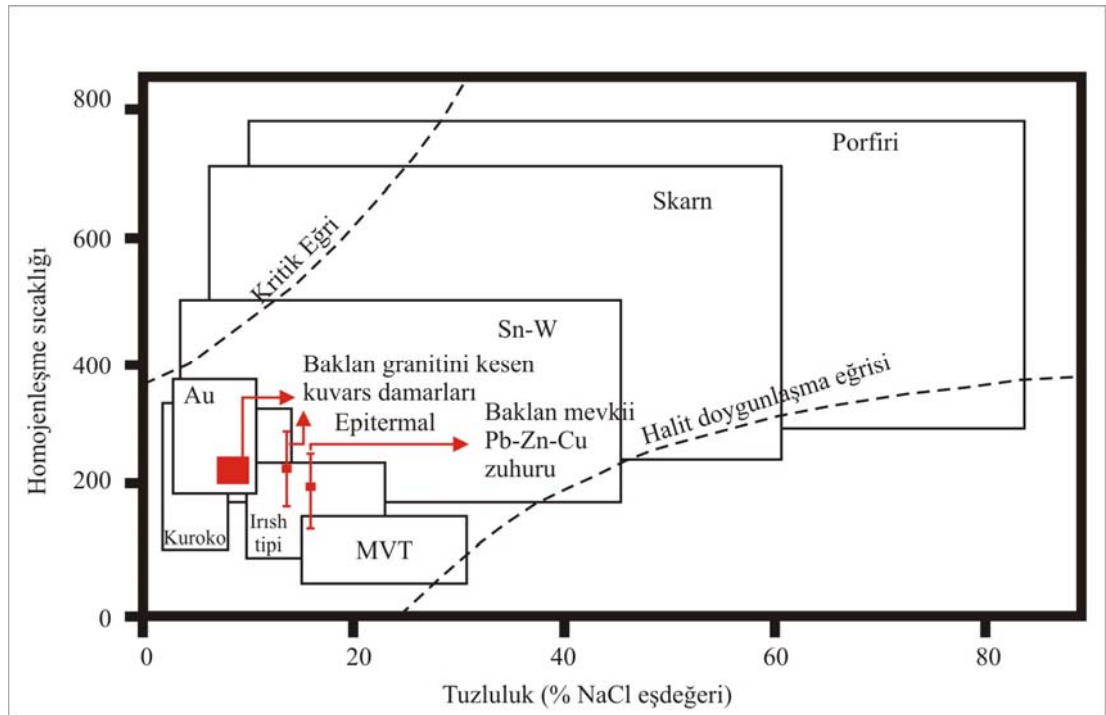
Tablo 5.1. Örneklerin mikrotermometrik ölçüm sonuçları.

Numune Lokasyonu	Örnek no	Mineral parajenezi	Ölçüm yapılan Sıvı kapanım tipleri	Mikrotermometrik analizi yapılan mineraller	Tuzluluk Değerleri (%NaCl Eş değeri olarak)	Homojenleşme sıcaklıkları (°C)
Baklan granitini kesen kuvars damarları	XGR-1, BAKGr	Kuvars	Birincil kökenli, üçfazlı sıvı kapanımlar	Kuvars	15	170-290
	MNZ	Mangan Mineralleri+ Kuvars	İkincil kökenli,iki fazlı sıvı kapanımlar		6-9	200-250
Baklan mevkiindeki Pb-Zn-Cu zuhuru	GRİNK-1, GALİNK, GALCN, GALC-2	Sfalerit+kalkopirit+galen+ kuvars+kalsit	Birincil kökenli, üçfazlı sıvı kapanımlar	Kuvars	-	190-250
			Birincil kökenli, iki fazlı sıvı kapanımlar			180-260
			Birincil kökenli, üçfazlı sıvı kapanımlar	Sfalerit	17	140-260
			Birincil kökenli, üçfazlı sıvı kapanımlar	Kalsit	-	190-240
Baklan kuzeybatısındaki kalsit ocağı	B-K	Kalsit	-	-	-	yok
Karaağaç sondajları kuvars damarları	K8-37, K7-58, K2-30, K3	Kuvars+kalsit	Birincil kökenli, üçfazlı sıvı kapanımlar	Kuvars	-	180-280
Karaağaç Tepezçalı ve Kazıkbatmaz silisleşmiş kayaçları	TEPÇT, TEPC, KBT-5, ŞAH-8	Kuvars+kalsit+mafik kayaç+kromit+pirit+ civa	-	-	-	yok
Avdantepe silisleşmiş kayaçları	AVDTC, AVDE	Kuvars+kalsit	-	-	-	yok
Oğrulca antimon zuhuru	OGRÇ	Antimonit+kalsit+kuvars	-	-	-	yok

Tepezçalı, Asar Tepe yörelerini temsil eden örnekler ile bu örneklere yakın olarak alınan Şırşır Çeşme yöresindeki örnekler arasındaki oluşum koşullarına ait özellikleri ve ilişkileri, araziden sıvı kapanım çalışmalarına yönelik uygun örnek bulunamadığı için ortaya konamamıştır. Baklan yöresindeki silis oluşumları ile Avdantepe civarındaki silis oluşumlarının aralarındaki ilişkilerde, Avdantepe ve civarındaki kuvarslardan mikrotermometrik ölçümler yapılamadığı için ortaya konamamıştır.

Tuzluluk değerlerinin oldukça düşük olması açık sistemi işaret ettiğinden (Roedder, 1984) basınç düzeltmelerine gerek görülmemiştir. Yinede elde edilen homojenleşme sıcaklıklarının geniş alana yayılması, belirgin bir olay yerine devamlı birçok hidrotermal aşamaları düşündürmektedir.

Cevher oluşumunun, hidrotermal evrede epitermal sonu mezotermalin başı aralığında gerçekleştiğini söyleyebiliriz (Şekil 5.87).



Şekil 5.87 Farklı yatak tiplerinde sıvı kapanımlarının karakteristikleri için sıcaklık – tuzluluk değerleri (Roedder,1984). Kırmızı renkli kısımlar mikrotermometrik ölçümlerin dağılımlarını göstermektedir.

BÖLÜM ALTI

SONUÇLAR

İnceleme alanının ana cevherleşmelerle ilgili magmatik kayaları Baklan Granit'i ve Karacahisar volkanitleridir.

Baklan Granit'inin mikroskopik incelemelerinde parajenez: kuvars, plajiyoklaz, K-feldispat, amfibol, biyotit ana mineral; apatit, sfen eser miktarda zirkon tali mineral parajenezini oluşturur. Tali opak mineralleri ise parlak kesit incelemelerinde manyetit, ilmenit, hematit, eser miktarda pirit, pirotin ve bunlardan dönüşmüş limonit(götit) oldukları saptanmıştır.

Sığ bir sokulum şeklinde Oligosen'de kristalleşen Baklan Granotoid'i İzmir–Ankara zonunun Miyosen'de Menderes Masifinin üzerlenmesinden etkilenmiştir.

Kuvars monzodiyorit – diyorit alanından granit, adamelit bileşimine doğru bir evrimleşme gösteren Baklan plütonik kütlelerinin büyük çoğunluğu granodiyoritik olup I- tipi granitlerin özelliklerine sahiptir. Kimyasal özellikleri kesin olmamakla birlikte çarpışma ile eş zamanlı geliştiğini işaret etmektedir.

Gerek majör gerekse iz element verileri Baklan Granit'i ile çevre volkanitlerinin aynı bir kökenden türediğini düşündürmektedir.

Önceki çalışmalarda cevherleşmenin skarn tipi olduğu ileri sürülürken ; Baklan Mevkii'ndeki damar tipi Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin, sıvı kapanım çalışmalarıyla epi-mezotermal koşullarda geliştiği saptanmıştır. Uzun süren veya bir çok kez tekrarlanan hidrotermal etkinliğin olası skarn kayıtlarını sildiği / maskelediği düşünülebilir. Bu cevherleşmelerin ana mineral parajenezi piritI-II, sfalerit I-II, kalkopirit ve galenden; ikincil parajenezi serüzit, simitsonit, kovellin, nabit-bakır, fahlerz, limonit, pirolüzit, azurit ve malakitten oluşmuştur. Bu parajenez granitlerdeki tali orandaki manyetit I-II, hematit, ilmenit, rütil ve sfen parajenezinden;

ve serpantinitlelerdeki yine tali miktardaki kromit, spinel, pentlandit, makinavit ve limonit parajenezinden tamamen farklıdır.

Karaağaç yöresinde silisleşmiş serpantinitle içindeki kayalarda (Fe-Ni-Co) Demir-nikel-kobalt minerallerine ratlanmıştır. Belki gelecekteki teknolojiyle ekonomik olabilecek bravoit ve milleritler, Karacahisar yöresinde bulunan aynı türdeki silisleşmiş serpantinitlelerde de gözlenir.

Oğrulca ve Deliktaş antimon zuhurlarının epitermal aşamada oluştuğu düşünülmektedir. Her iki antimon zuhurunda antimonit, pirit, kalkopirit gözlenmesinin yanında Oğrulcada ince taneli öz şekilli zonlu pirit yapıları izlenmiş, taban seviyeyi oluşturan bertiyerit minerali ve eser miktarda sfalerit, civa gözlenmiştir.

Oğrulca antimonit zuhuru Deliktaş'tan farklı yapıya sahiptir. Bu sonuca Oğrulca da çökmeyle oluşan öz şekilli, zonlu yapı, piritlerden ulaşılmıştır. Zuhur da günümüzde bile faylardan çıkan jeotermal sıcak su çıkışları mevcuttur. Bu sıcak su akıntılarının yan kayalardan yıkadıkları elementleri boşluklara çökelttikleri düşünülmektedir.

KAYNAKÇA

- Akdeniz, N. ve Konak, N. (1979). *Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci yörelerinin jeolojisi*, MTA Rap. No. 6547. (yayınlanmamış).
- Akkuş, M. (1962). Kütahya-Gediz arasındaki bölgenin jeolojisi. *MTA Derg.*, 58, s.21-30.
- Altunkaynak, Ş. ve Yılmaz, Y. (1998) The Mount Kozak magmatic complex, Western Anatolia. Article *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 85 Pages 251-264.
- Aydar, E., Bayhan, H., Zimitoğlu, O. (1996), *Afyon stratovulkanının volkanolojik ve petrografik gelişiminin incelenmesi*: Yerbilimleri, Hacettepe Üniv. Yay. Org., 18, 81-107.
- Aydar, E., Bayhan, H ve Gourgaud, A. (1998). Köroğlu Caldera, mid-west Anatolia, Turkey: volcanological and magmatological evolution, *Jornal of Volcanology and Geothermal Research*. 85, s.83-98.
- Aydın., H., Sun., S. (1997) *Uşak Banaz yörelerinin jeolojisi ve kömür olanakları*. MTA Rap. No:10260 (yayınlanmamış).
- Bailey, E.H. and Yıldız, M. C. (1978) Mercury deposits in Turkey: Washington, D.C., U.S. *Geol. Survey Bull.* 1456, 80 p.
- Baş, H. (1986). Domaniç-Tavşanlı-Kütahya-Gediz yöresinin Tersiyer jeolojisi. *Jeo. Müh. Derg.*, 27, 11-18.
- Batchelor, B. and Bowden P. (1985), Petrogenetic interpretation of granotoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*. 48. 43-55.

- Baykal, F. (1954). *Alaşehir-Uşak mıntkasının jeolojisi hakkında rapor*. MTA Rap. No. 2296. (yayınlanmamış).
- Baykal, K., Baykul, A., Zaralıoğlu, M.(1993), *Ege Bölgesi Bakır Çinko Kurşun Envanteri*. MTA. Ege Bölge Müdürlüğü.Rapor no: E-14, İzmir.
- Bingöl, E. (1971) Fiziksel yaş tayini metodlarını sınıflama denemesi ve Rb-Sr ve K_Ar metodlarının Kazdağ'da bir uygulaması. TJK Bülteni, cilt 14.sayı 1, pp. 1-16.
- Bingöl, E. (1974). 1 / 2.500.000 ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerinde tartışmalar. *MTA. Derg.*, sayı 83, pp. 178-184.
- Bingöl, E. (1977). Murat Dağı jeolojisi ve ana kayaç birimlerinin petrolojisi. *TJK Bült. 20*, s.13-66.
- Boztuğ, D. (1989). *Granitoyidler: Erler , A. (ed.), Jeokimya, Ortamlar da: Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Eğitim Dizisi*. Ertem Matbaacılık, 93-176, Ankara.
- Brinkmann, R. (1972). *Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia*. Geol. Soc. Amer. Bull., 83/3, s.819-826.
- Burnham, C. W. ve Ohmoto, H. (1980) Late stage processes of felsic magmatism. (In:Ishihara, S. and Takenouchi, S. (eds.), *Granitic magmatism and related mineralization*): (1-11). Mining Geology Spec. Issue, 8.
- Chappell, B.W. ve White, A.J.R. (1974). *Two contrasting granite types: Pacific Geology* , 8, 173-174.

- Colin, H. (1955). *Afyonkarahisar 72/2 ve 72/4 paftaları izahnamesi*. MTA Derleme Rap No: 2244 (yayınlanmamış).
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., ve Chappel, B.W. (1982). *Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia*. Contrib. Miner. Petrol.80, 189–200.
- Cox, K.G., Bell, J. D., ve Punkhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. G. Allen & Unwin, London.
- Çakmaköğlu, A. (1986). *Çivril-Banaz-Sandıklı-Dinar arasındaki bölgenin jeolojisi*. MTA Derleme Rap. No: 8062 (yayınlanmamış).
- Debon, F., ve Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal society of Edinburg: *Earth sciences*, 73, 135-149.
- Delaloye, M. and Bingöl, E. (2000) Granitoids from Western and North Western Anatolia: Geochemistry and Modeling of Geodynamic Evolution. *International Geology Rev.*, 42, 241-268.
- Delaloye, M. ve Pişkin, Ö. (2002) *Kayaçların Radyometrik Yaş Tayininin Ana Yöntemleri*. Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yayınları No: 299.
- Demirhan, M. (2001). Demirci (Manisa) *Neojen havzasının jeolojisi ve endüstriyel hammadde olanakları*, MTA Derleme Rap. No: 10464. (yayınlanmamış).
- De Sitter ., U. (1964) *Structural Geology International Series in the Earth Sciences* second edition Mc Graw Hill Book Company.. s 279-288.

- Dewey, J.F., ve Şengör, A.M.C. (1979). *Aegean and Surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone*, *Geological Society of America Bulletin*. 190,84-92.
- Ercan, T., Dinçel, A., Günay, E., ve Türkecan, A. (1978). Uşak yöresindeki Neojen havzalarının Jeolojisi. *TJK Bült.*, 21 (2), s.97-106.
- Ercan, T., Türkecan, A., Dinçel, A., ve Günay, E. (1983). Kula-Selendi (Manisa) dolaylarının jeolojisi. *Jeol. Müh. Derg.*, 17, s.3-28.
- Ercan, T., Türkecan, A., Akyürek, B., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M, ve diğer. (1984) The geology of the Dikili-Bergama-Çandarlı area (Western Anatolia) and petrology of the magmatic rocks. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 20, 47-67.
- Erdoğan, B. (1990). Stratigraphic features and tectonic evolution of the İzmir-Ankara Zone in the region between İzmir and Seferhisar (in Turkish). *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni* 2:1-20.
- Erdoğan, B., Altiner, D., Güngör, T., ve Sacit, O. (1990). *Stratigraphy of the Karaburun Peninsula (in Turkish)*. Bull. Mineral Res. Exp.Inst. Turkey 111:1-24.
- Erkan, Y., Bayhan, H., Tolluoğlu, Ü., ve Aydar, E. (1996). *Afyon yöresi metamorfik ve volkanik kayaların jeolojik, petrografik ve jeokimyasal incelemesi*. TÜBİTAK Proje No. YBAG-0044/DPT.
- Esenli, F. (1992). *Gördes çevresindeki Neojen serilerin ve zeolitleşmenin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi*. Doktora Tezi, İTÜ Fen Bil. Enst., İstanbul, 209 s.

- Fuge, P. (1977) On the behaviour of fluorine and chlorine during magmatic differentiation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, 245-249.
- Fulignati, P., Gioncada, A. Sbrana, A. (1999) Rare earth element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 325-342.
- Gonca, Ş., Karul, B., Dilek, S. (1988) *Muratdağı polimetal aramaları*. MTA Ege Bölge Md. Arşiv No. 8456 (yayınlanmamış).
- Gökçe, A. (1987) *Murat Dağı Bölgesi (Gediz – Kütahya) antimon cevherleşmelerinin jeolojisi*. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Derg. Seri A. Yerbilimleri –C.4-S.1*.
- Göktaş, F. (1999). *Gördes Neojen havzasındaki zeolitli Gökyar Tüfü'nün stratigrafik özellikleri*. I. Batı Anadolu Hammadde Kaynakları Sempozyumu (BADSEM-99), 8-14 Mart, İzmir, Bildiriler Kitabı, s.497-504.
- Göktaş, F., Kayakıran, S. ve Sönmez, İ. (2002). *Afyon - Kütahya civarında Eti Holding A.Ş. 'ye ait dokuz adet ruhsat sahasının ön etüd raporu*. MTA Rapor. No: 10514. (yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş., Özcan, A. ve Işık, A. (1996). *Orta Sakarya'da Nallıhan-Sarıcakaya arasındaki yapısal birliklerin jeolojik özellikleri*. MTA rap. No. 10094 (yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., Tekin, U.K. ve Turhan, N. (2001). *Geç Kretase yaşlı Orta Sakarya Ofiyolitli Karmaşığı (KB Anadolu) içerisinde yer alan Geç Karniyen radyolaritli bazalt bloklarının jeolojik anlamı*. 54. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 7-10 Mayıs 2001, Ankara, Bildiri Özleri, s.9.

- Görür, N., Şengör, A.M.C., ve Sakıncı, M. (1995). Rift formation in the Gökova region.southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine*, 132,637-650.
- Görür, N. (1998). *Türkiye'nin Triyas - Miyosen Paleocoğrafya Atlası*. TÜBİTAK-MTA Yay., 43 s., 30 tablo.
- Gün, H., Bingöl, E., Akdeniz, N., Günay, E. (1976). Geologie du bassin Tertiaire des regions Nord-Est du massif de Menderes. *Bull. Soca. Geol. France*, 18 (2), 451-458.
- Günay, E., Akdeniz, N., Şaroğlu, F. ve Çağlayan, A. (1986). *Murat Dağı-Gediz dolaylarının jeolojisi*. MTA Rap. No. 8046 (yayınlanmamış).
- Hamilton, W.S., ve Strickland, H.E. (1940). *On the geology of the western part of Asia Minor*; Trans.Geol. Soc.London, V-VI Sec. Series, 1-39.
- İnci, U. (1983). *Demirci (Manisa) ve Burhaniye (Balıkesir) çevresinin jeolojisi ve bitümlü şeyl olanakları*. Doktora Tezi, EÜ Fen Bil. Enst., İzmir, 189 s.(yayınlanmamış).
- Innocenti, F., Agostini, S., Di Vincenzo, G., Doglioni, C., Manetti, P., Savaşın, M. Y. ve diğer. (2005) Neogene and quaternary volcanism in Western Anatolia. *Magma Sources and Geodynamic Evolution* (in press-corrected proof available on line).
- Irvine, T.N ve Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol*, 27, 293-305.

- Ishihara, S. (1979) Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Geol. Soc. Japan. Jour.*, 85, 509-523.
- Ishihara, S. (1981) *The granitoid series and mineralization*. Econ. Geol. 75th Anniv. Vol., 458-484.
- Kaaden, G.v.d., (1959). Anadolu'nun kuzeybatısında yer alan metamorfik olaylarla mağmatik faaliyetler arasındaki yaş münasebetleri. *M.T.A. Dergisi* 52,15-33.
- Kalafatçıoğlu, A. (1962). Tavşanlı-Dağardı arasındaki bölgenin jeolojisi ve serpantin ile kalkerlerin yaşı hakkında not. *MTA Derg.*, 58, s.38-46.
- Kalafatçıoğlu, A. (1964). Balıkesir-Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisi. *TJK Bült.*, 9, 1-2, s.46-62.
- Kaya, O. (1972). Tavşanlı yöresi ofiyolit sorununun ana çizgileri. *TJK Bült.*, 15/1, s.26-108.
- Ketin, İ. (1960). 1/2.500.000 ölçekli Türkiye Tektonik Haritası hakkında açıklama. *MTA Derg.*, 54, s.1-6.
- Ketin, İ. (1984) *Türkiye'nin bindirmeli – naplı yapısında yeni gelişmeler ve bir örnek: Uludağ Masifi*; Ketin semp., Türkiye Jeol. Kur.,19-36.
- Kılınç, L. A. ve Burnham, C. W. (1972) Partitioning of the chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars. *Econ. Geol.*, 67, 231-235.
- Konak, N., Akdeniz, N. ve Armağan, F. (1980). *Akhisar - Göl marmara - Gordes - Sındırgı dolaylarının jeolojisi*. MTA Rap. No: 6916. (yayınlanmamış).

- Leflef, D. (1980). *Murat Dağı güneyi Neojen havzasının çökel ortamları ve plaeocoğrafik evrimi (Uşak-Batı Anadolu); Ortam Modellerinin Karşılaştırmalı Analizi*. MTA Rap. No. 6812 (yayınlanmamış).
- Maniar, P. D. ve Piccoli, P. M. (1989). *Tectonic dicrimination of granitoids*. Geol. Soc. Am. Bull., 101, 635-643.
- Mariko, T. (1970). *Murat Dağı bölgesindeki, Banaz-Uşak civa cevheri yatakları ve jeolojisi*. MTA Rap. No. 4572 (yayınlanmamış).
- Mein, P. (1975). *Résultats du Groupe de Travail des Vertébrés*, In: Sènes, J. (ed): Report on Activity of R.C.M.N.S. Working Groups 6. Congress of the Regional Committee of Mediterranean Neogene Stratigraphy, Proceedings 1, s.78-81, Bratislava.
- Metin, S., Genç, Ş. ve Bulut, V. (1987). *Afyon ve dolayının jeolojisi*. MTA Rap.No. 8103 (yayınlanmamış).
- Metin, S., Genç, Ş., Bulut, V., Ölmez, V., Kılıç, İ., Akıncı, A., Umut, M. ve Kurt, Z. (1988). *Bolvadin (Afyon) - Yunak (Konya) dolayının jeolojisi*. MTA Rap. No. 8522.(yayınlanmamış).
- McKenzie, D., Yılmaz, Y. (1991) Deformation and volcanism in Western Turkey and the Aegean. *Bulletin of Technical University of Istanbul*, 44 (1/2), 344-373.
- Miyashiro, A. (1978), Nature of alkalie volkanic rocks series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69,91-104.
- Okay, A.İ. (1984). *KB Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar*. Ketin Sempozyumu, 20 -21 Şubat 1984, Ankara, Bildiriler, s. 83-92.

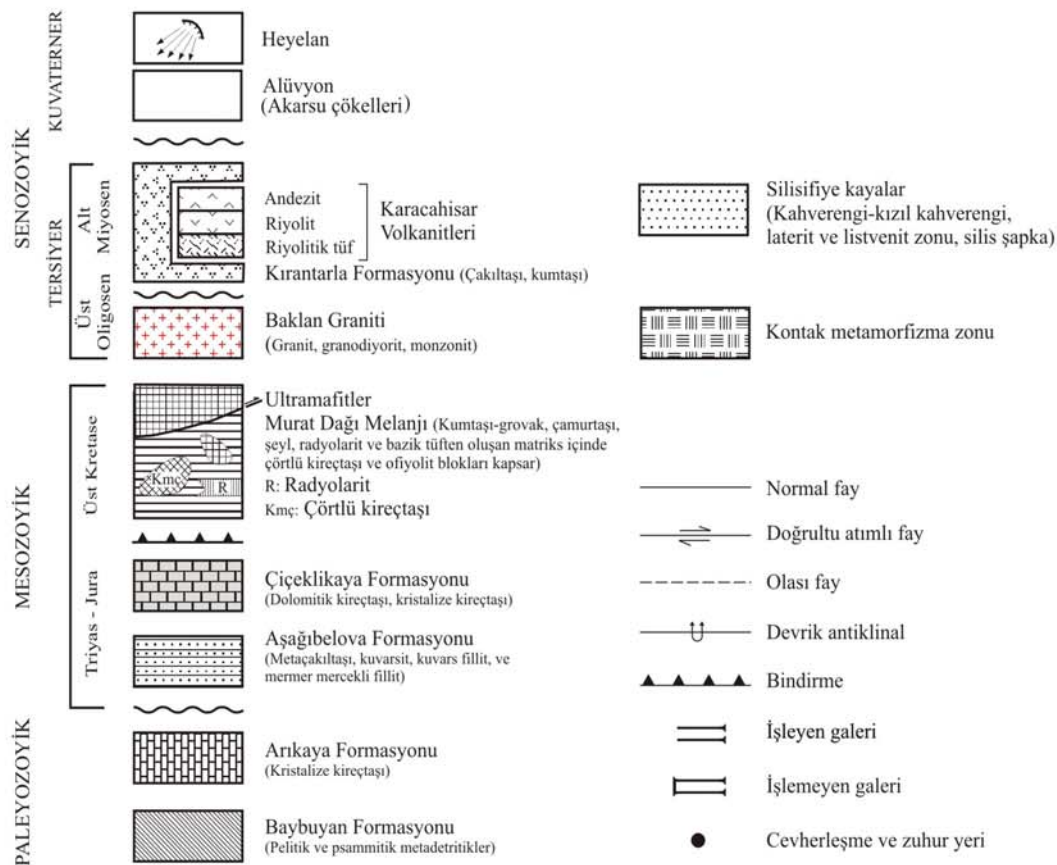
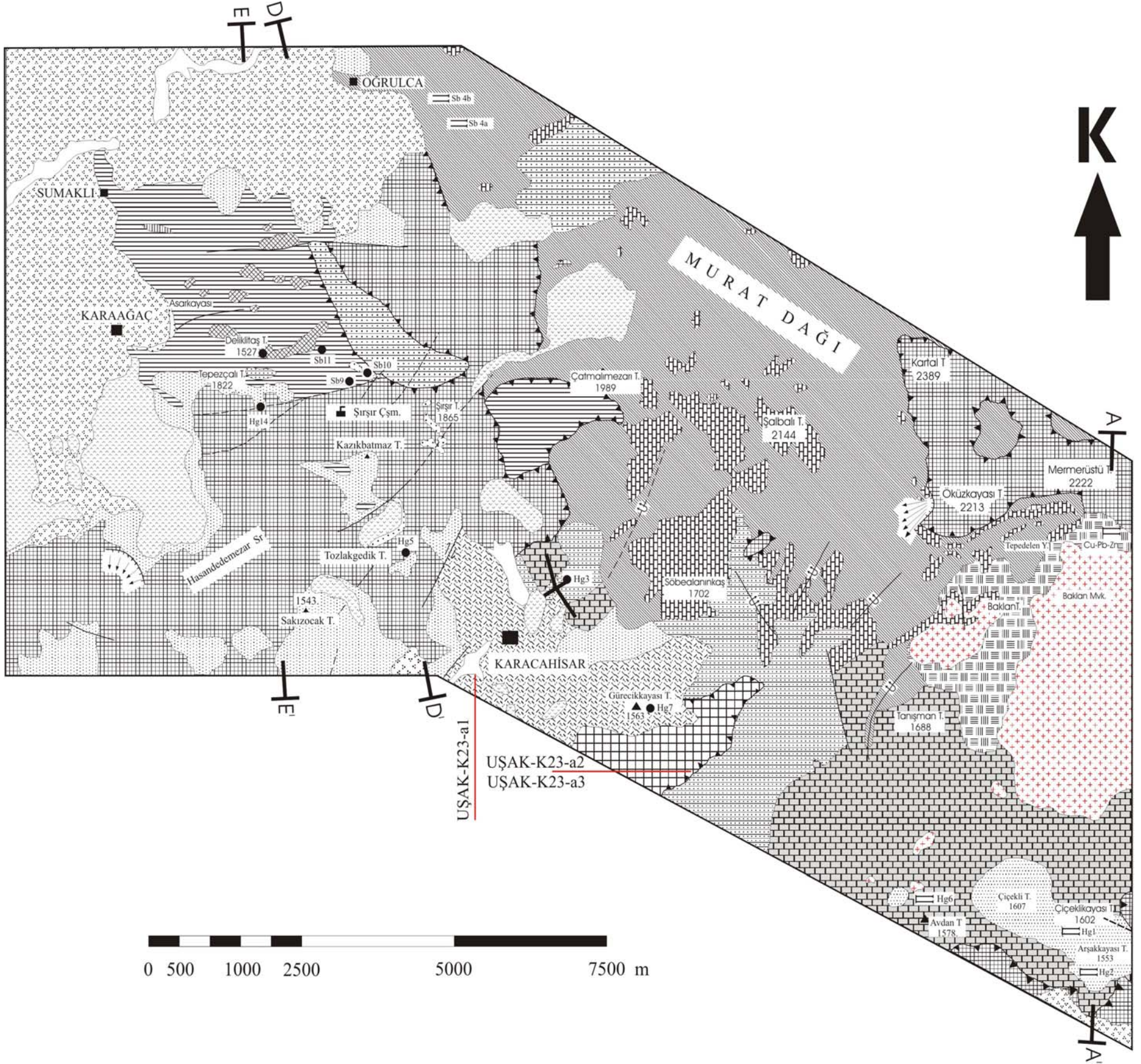
- Okay, A., Tansel, İ., Tüysüz, O. (2001). *Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey.*, United Kingdom, Cambridge University press Mag. 138(2), pp.117-142.
- Önoğlu-Gedik, N. (1996). *Micropaleontology and stratigraphy of the Paleogene rocks to the north of Akhisar.* Doktora Tezi, Graduate School of Natural and Applied Science, İzmir. (yayınlanmamış).
- Özcan, A., Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N. (1989). *Kütahya - Çifteler - Bayat - İhsaniye yöresinin temel jeolojisi.* MTA Rap. No. 8118 (yayınlanmamış).
- Özçiçek, H., Özçiçek, H.,(1980) *Uşak- Banaz Muratdağı Yöresinin Cu-Pb-Zn Cevherleşmesi Ayrıntılı Jeoloji Etüdü.* MTA. Rapor No: 1771. Ankara.
- Öztunalı, Ö. (1973). *Uludağ (KB Anadolu) ve Eğrigöz (B Anadolu) masiflerinin petrolojileri ve jeokronolojileri.* İÜFF Monog., 23, 115 s.
- Pearce, J.A., Harris, N.B. W. ve Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v.25. pp. 956-983.
- Pearce, J. A. (1996). *Sources and settings of granitic rocks.* Episodes, vol. 19, 4.
- Phillipson, A. (1915). *Reisen und Forschungen in westlichen Kleinasien.* Heft V, Pet. Mitt. Erg., 39.
- Pişkin, Ö., Delaloye, M., ve Fontignie, D. (1983). *Données pétrochimiques et géochronologiques sur le magmatisme de la péninsule de Bodrum.* SW de la Turquie: *Eclogae Geol. Helv.*, v. 76, p.309-316.

- Ramdohr, P. (1975) “ Die Erzminerale und ihre Verwachsungen” 4. bearbeitete und erweiterte Auflage. Akademie verlag Berlin.
- Ray, G., E., Webster, I., C., L., Ballantyne, S., B., Kilby, C., E., ve Cornelius, S., B. (2000). The geochemistry of three tin-bearing skarns and their related plutonic rocks, Atlin, Northern British Columbia. *Economic Geology*, v. 95, 1349-1365.
- Roedder, E. (1984). *Fluid Inclusions: Reviews in Mineralogy, Vol.12*, Washington DC, Mineralogical Society of America.
- Saraç, G. (2003). *Türkiye omurgalı fosil yatakları*. MTA Rap. No: 10609. (yayınlanmamış).
- Sasaki, A. ve Ishihara, S. (1979) Sulfur isotopic composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan. *Contr. Mineral. Petrol.*, 68, 107-115.
- Sasaki, A. ve Ishihara, S. (1980) Sulfur isotope characteristics of the granitoids and related mineral deposits in Japan. *5th IAGOD Symp. Proc.*, 1, 325-355.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geol. Mag.*, 128: 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B. ve Rundle, C.C. (1992). Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey; *Journ. Geol. Soc.*, 149, s.533-538, London.
- Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G. ve Scott, B. (1997). The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey; implications for enrichment processes in the lithospheric mantle, *Journ. of Volcan. and Geoth. Res.*, 76, s.127-147.

- Seyitoğlu, G., Emen, I., ve Tekeli, O. (2000). Extensional folding in the Alasehir (Gediz) graben, western Turkey. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 157, 1097– 1100.
- Smith, F. G. (1963) *Physikal geochemistry* Addison- Wesley publishing co. Inc. Palo Alto.
- Steiger, R. H. ve Jager, E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constant in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Steininger, F. F. (1999). Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the Miocene “European Land Mammal Mega-Zones (ELMMZ) and the Miocene “Mammal-Zones (MN-Zones)”, in: Rössner, E.G. and Heissig, K. (eds); *The Miocene Land Mammals of Europe*, s.9-24, München.
- Streckeisen, A. L. (1967). Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of an inquiry): *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 107, 144-240.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. (1983). *Türkiye’de Tetis’in evrimi: levha tektoniği açısından bir yaklaşım*. TJK yayını, Yerbilimleri Özel Dizisi, No. 1, 75 s.
- Terashima, S. ve Ishihara, S. (1980) Anomalous chlorine contents of Miocene granitoids from Tsushima, Japan. *Japanese Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol. Jour*, 75, 62-67.
- Tchihatcheff, P., de. (1869). *Asie mineur (description physique quatrieme partie geologie)* III Paris 552 s.
- Tokay, M. ve Bayramgil, O. (1947). Uşak kuzeyinde bir kristalen şist kütlesi hakkında, *TJK Bült.*, 1/1, s.134-141.

- Thompson, R. N. (1982) Magmatizm of the British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, 18, 249- 262.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., ve Chappel, B.W. (1987). *A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis*. Contrib. Mineral. Petrol., 95, 407-419.
- White, A.J.R. ve Chappell, B.W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis: *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- White, A.J.R, ve Chappell, B,W. (1983) Granotoid types and their distribution in the Lachan fold beld southeast Australia: *Geological Society of America Memoir* 159, p. 21-34.
- Wijkerslooth, P. (1941). Garbi ve merkezi Anadolu sahası dahilinde genç Paleozoikteki magmatik faaliyet hakkında mülahazalar. *MTA mecmuası*, sayı 4/25, pp. 536-549.
- Winchester, J. A. ve Floyd, P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products bei using immobile elements. *Chemical Geology* , 20, 325-343.
- Yağmurlu, F. (1983). *Akhisar doğusu Neojen topluluğunun jeolojisi ve kömür potansiyeli*. Doktora Tezi, DEÜ Fen Bil. Enst., İzmir, 217 s. (yayınlanmamış).
- Yağmurlu, F. (1984). Akhisar doğusunda kömür içeren Neojen tortullarının stratigrafisi, depolanma ortamları ve tektonik özellikleri, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bült.*, 5, s.3 - 20.
- Yalçın, H. (1988). *Kırka (Eskişehir) yöresi volkano-sedimanter oluşumlarının mineralojik, petrografik ve jeokimyasal incelenmesi*. H.Ü. Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, 209 s.(yayınlanmamış).

- Yılmaz, H. (1977). Beğenler-Geçtin köylerinin KB yöresi (Gördes) stratigrafik, tektonik ve petrografik incelemesi, *E.Ü. Fen Fak. Derg.*, A/1-2, s.143-169.
- Yılmaz, Y. (1997), *Geology of Western Anatolia, Active tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Project: A Multidisciplinary Approach by Space, Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology.* Vdf Hochschulverlag AG ander ETH Zürich.
- Yılmaz, Y., and Altunkaynak, Ş., Güner, Y. (1998) Geology of the quarternary volcanic centres of the east Anatolia. *Journal of Volconology and Geothermal Research*, 85, 251-264.
- Yılmaz, Y., Genç, Z., Karacık and Altunkaynak, Ş. (2001) Two contrasting magmatic assaciation of NW Anatolia and their Tectonic significance. *Journal of Volconology and Geothermal Research*, 31, 243-271.



EK: Çalışma Alanının Jeoloji Haritası (Bingöl, 1974, 1977; Günay ve diğer., 1986'dan değişiklikler yapılarak alınmıştır).