

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ULUKIŞLA (NİĞDE) HAVZASINDAKİ
ESENDEMİR TEPE SKARN VE HOROZ SKARN
MİNERALİZASYONLARININ
KARŞILAŞTIRMALI İNCELENMESİ

Ahmet Mert ÖZÖZLÜ

Ağustos, 2019

İZMİR

**ULUKIŞLA (NİĞDE) HAVZASINDAKİ
ESENDEMİR TEPE SKARN VE HOROZ SKARN
MİNERALİZASYONLARININ
KARŞILAŞTIRMALI İNCELEMESİ**

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

Ahmet Mert ÖZÖZLÜ

Ağustos, 2019

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

AHMET MERT ÖZÖZLÜ tarafından DR. ÖĞR. ÜYESİ MEHMET AKBULUT yönetiminde hazırlanan “ULUKIŞLA (NİĞDE) HAVZASINDAKİ ESENDEMİR TEPE SKARN VE HOROZ SKARN MİNERALİZASYONLARININ KARŞILAŞTIRMALI İNCELENMESİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Dr. Öğr. Üyesi Mehmet AKBULUT

Yönetici



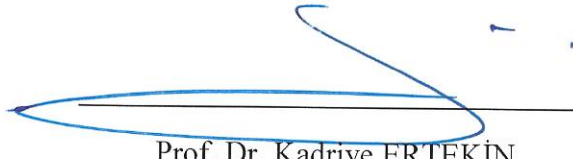
Prof. Dr. Tolga GYMON

Jüri Üyesi



Doç. Dr. Wafar ALABEYOĞLU

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Kadriye ERTEKİN

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Araştırmalarımın her aşamasında bilgi ve yardımlarını esirgemeyen tez danışmanım Dr. Öğr. Üyesi Mehmet Akbulut’a,

Çalışmakta olduğum Koza Altın İşletmeleri A.Ş.’de, tüm deneyim ve bilgilerini benimle paylaşan Aramalar Müdürü Hikmet Yavuz’a, Orta Anadolu Baş Mühendisi Ahmet Utku Aktaş’a, Proje Şefi İbrahim Can’a ve Proje Şefi Hüseyin Burak Göktaş’a,

Tez çalışmamın cevher mikroskobisi ayağında bana yardımlarını esirgemeyen Prof.Dr. Tolga Oyman (Dokuz Eylül Üniversitesi)’a, Dr. Öğr. Üyesi Abdurrahman Lermi (Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi)’ye, Ar. Gör. Mustafa Çiçek (Dokuz Eylül Üniversitesi)’e ve çalışma arkadaşım Can Bozkurt’a,

Kapsamlı İngilizce bilgisini, gerekli olduğunda tez çalışmalarına dâhil eden kuzenim Can Dinçer’e,

Ayrıca çalışmalarımın yürütülmesi esnasında bana her türlü desteği veren Annem’e ve çalışmalarım sırasında gösterdiği sabır ve anlayışlarından dolayı sevgili eşim Didem Özözlü’ye,

Yürekten ve sonsuz teşekkür ederim.

Ahmet Mert ÖZÖZLÜ

ULUKIŞLA (NİĞDE) HAVZASINDAKİ ESENDEMİR TEPE SKARN VE HORUZ SKARN MİNERALİZASYONLARININ KARŞILAŞTIRMALI İNCELENMESİ

ÖZ

Ulukışla Havzası; güneyden gelen Torid Karbonat Platformu ile kuzeyden gelen Niğde Masifi'nin Geç Kretase'ye kadar sıkışarak yüzeylemesine sebep olduğu Alihoca Ofiyolitik Kompleksi üzerinde, çarpışma sonrası tektonik ortamında oluşmuştur. Bu açılma tektoniğinin bir bölümünde Ulukışla Formasyonu, magmatik, volkanik, volkanosedimenter ve kireçtaşı birimlerinden oluşmuştur. Ulukışla Formasyonu içerisinde bulunan Esendemir Tepe Diyoriti (60–56 my), volkanosedimenter birim içerisindeki kireçtaşı seviyelerini skarn mineralizasyonuna uğratmıştır. Bu skarn mineralizasyonun ilerleyen evresinde, sırasıyla; biyotit, granat, piroksen, manyetit, gerileyen evresinde; amfibol, klorit, epidot, hematit, hidrotermal evresinde; kuvars, kalsit, kalkopirit, pirit, fahlerz(?), dijenit, süperjen evresinde; kalkozin(?), malakit, azurit, hematit ve limonit oluşmuştur.

Horoz Granitoyiti (56–47 my) ise Ulukışla Formasyonu'nun oluştuğu açılma tektonik ortamından, havzanın tekrardan sıkışma ortamına geçtiği dönemde Torid Karbonat Platformu içerisine sokulmuştur. Horoz Granitoidi'nin oluşturduğu skarn zonlanması endoskarn, granat skarn ve çatı askısı şeklindedir. Bu skarn mineralizasyonun ilerleyen evresinde, granat, gerileyen evresinde sırasıyla, amfibol klorit, epidot, hidrotermal evresinde, kuvars, kalsit, kalkopirit, pirit oluşmuştur. Skarn mineralizasyonun süperjen evresinde, arsenik içerikli, demiroksit/hidroksitler (arsenik içerikli hematit, limonit, götit-lepidokrosit ve/veya muhtemelen skorodit/arsenosiderit(?)) ve nadiren malakit oluşmuştur.

Jeokimyasal olarak, hem Esendemir Tepe Diyoriti hem de Horoz Granitoyiti porfiri tip mineralizasyonlar oluşturabilecek sulu, okside magmaya sahiptirler.

Anahtar kelimeler: Ulukışla Havzası, Horoz Granitoyiti, skarn mineralizasyonu

COMPARATIVE INVESTIGATION OF ESENDEMİR TEPE SKARN AND HOROZ SKARN MINERALIZATIONS IN ULUKIŞLA (NİĞDE) BASIN

ABSTRACT

The Ulukışla Basin has formed in the post-collisional tectonic environment on the suprasubducted Alihoca Ophiolitic Complex caused by the collision of the Niğde Massif from the north and the Tauride Carbonate Platform from the South, until Upper Cretaceous, and is a result of the post-collisional tectonic environment. As a part of this post collisional extensional regime; the Ulukışla Formation consists of magmatic, volcanic, volcano-sedimentary and limestone units. The Esendemirtepe Diorite (60-56 Ma) located in the Ulukışla Formation, has been exposed to ore forming processes leading to the occurrence of skarn type mineralization in the limestone levels within the volcano-sedimentary unit. In the prograde stage of this skarn type mineralization, biotite, garnet, pyroxene, magnetite have been formed, respectively. Amphibole, chlorite, epidote, hematite are the phases that occur in the retrograde stage. In the hydrothermal stage; quartz, calcite, chalcopyrite, pyrite, fahlerz(?), and digenite are formed. The supergene stage is characterized by the occurrence of chalcocite(?), malachite, azurite, hematite and limonite.

After the occurrence of the Ulukışla Formation from the extensional tectonic setting, the Horoz Granitoid (56-47 Ma) has been intruded into the Tauride Carbonate Platform during the later collisional tectonic regime. The skarn zoning formed by the Horoz Granitoid is determined as; endoskarn, garnet skarn, and the roof pendant. Garnet is formed in the prograde stage of this later skarn mineralization. The retrograde stage is characterized by occurrence of amphibole, chlorite, and epidote, respectively. Quartz, calcite, chalcopyrite, and pyrite assemblage occurs in the hydrothermal stage. The supergene stage of this skarn mineralization is characterized by occurrence of - some probably arsenic bearing- iron oxides/hydroxides (arsenic bearing hematite, limonite, goethite-lepidocrocite, and probably scorodite/arseniosiderite(?)) and rarely malachite.

Geochemically, both Esendemirtepe Diorite and Horoz Granitoid presents characteristics of the hydrated-oxidized magmas that are usually correlated with the occurrence of the porphyry-type mineralizations.

Keywords: Ulukışla Basin, Horoz Granitoid, skarn mineralization



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT.....	iv
ŞEKİLLER LİSTESİ	x
TABLolar LİSTESİ.....	xv
BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....	1
1.1 Çalışma Alanının Yeri.....	1
1.2 Çalışma Alanının Tarihçesi ve Amaç.....	1
1.3 Çalışma Yöntemi.....	5
1.3.1 Arazi Çalışmaları.....	5
1.3.2 Laboratuar Çalışmaları	5
1.3.3 Büro Çalışmaları.....	6
1.4 Önceki Çalışmalar	6
BÖLÜM İKİ - ÇALIŞMA ALANININ JEOLojİSİ	11
2.1 Bölgesel Jeoloji	11
2.2 Tektonik Ortam	13
2.3 Lokal Jeoloji	16
2.3.1 Bolkar Karbonat Platformu	16
2.3.2 Alihoca Ofiyolitik Karmaşığı	18
2.3.3 Ulukışla Havzasında Yer Alan Formasyonlar	21
2.3.3 Horoz Granitoyiti.....	34
2.3.4 Taraça Çökelleri.....	38

BÖLÜM ÜÇ - JEOKİMYA 39

3.1 Ulukışla Havzası İntrüzif ve Ekstrüzif Kayaçların Tüm Kayaç Jeokimyası... 39

3.1.1 Petrojenez 55

BÖLÜM DÖRT - CEVHER JEOLJİSİ..... 60

4.1 Esendemir Tepe Bölgesi Cevherleşmesi 61

4.1.1 Esendemir Tepe Batı Bölgesi Cevherleşmesi..... 64

4.1.2 Esendemir Tepe Orta Bölgesi Cevherleşmesi 69

4.1.3 Esendemir Tepe Doğu Bölgesi Cevherleşmesi..... 72

4.2 Horoz Cevherleşmesi 75

4.2.1 Karataş Tepe Demir Şapka(Fe Skarn) Mineralizasyonu 79

4.2.2 Granat Skarn Zonu..... 82

4.2.3 Endoskarn Cevherleşme Zonu 85

BÖLÜM BEŞ - CEVHER PETROGRAFİSİ 87

5.1 Esendemir Tepe Skarn Cevherleşmesi 90

5.1.1 Esendemir Tepe Batı Bölgesi Cevherleşmesi Parlak ve İnce Kesitleri ... 90

5.1.2 Esendemir Tepe Orta Bölgesi Cevherleşmesi Parlak ve İnce Kesitleri. 106

5.1.3 Esendemir Tepe Doğu Bölgesi Cevherleşmesi Parlak ve İnce Kesitleri 109

5.2 Horoz Cevherleşmesi İnce Ve Parlak Kesit Çalışması 115

5.2.1 Karataş Tepe Fe Skarn(Çatı Askısı) Cevherleşmesi Parlak Kesitleri.... 115

5.2.2 Granat Skarn Zonu İnce Kesitleri 118

5.2.3 Endoskarn Cevherleşmesi Parlak ve İnce Kesitleri 125

BÖLÜM ALTI - SONUÇLAR VE TARTIŞMA 130

6.1 Skarn Mineralizasyonlara Sebep Olan İntrüzif Kayaçların Havza Evrimindeki

Yeri..... 130

6.2 Skarn Mineralizasyonlara Sebep Olan İntüzif Kayaçların Jeokimyası ve Skarn Tipleri ile İlişkisi	131
6.3 Skarn Mineralizasyonların Parajenetik Karşılaştırması	135
6.4 Skarn Mineralizasyonları Oluşturan Kaynak Plütonların Porfiri Tip Mineralizasyon için Potansiyeli	136
KAYNAKLAR	138



ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Çalışma alanının yerbulduru haritası	2
Şekil 1.2 Çalışma alanının yerbulduru haritası: sayısal yükseklik kabartma modeli üzerinde neotektonik faylar ve yerleşim yerleri	2
Şekil 1.3 Çalışma alanının jeoloji haritası.....	4
Şekil 2.1 Çalışma alanının tasarımsal modeli	15
Şekil 2.2 Bolkar Önü Fay Zonu; a-) Bolkar Önü Fayı ondülasyonu ve ölçümleri, b-) Bindirme fay zonu içerisindeki milonitik kayalar, c-) Bolkar Önü Fayı kataklastik kayalar	17
Şekil 2.3 Çalışma alanında gözlenen Bolkar Karbonat Platformu kayaları; a-) Rekristalize kireçtaşı, b-) Dolomitik kireçtaşı, c-) Kalkışist, d-) Şist	18
Şekil 2.4 Bolkar Önü Fayı , Kızıltepe metamorfik napı ve bunun ile uyumlu Katrancı köyü yakını mavişist fasiyesi metamorfik kayaç	19
Şekil 2.5 Alihoca Ofiyolitik Melanjı; a-) Bolkar Kireçtaşı üzerine bindiren Alihoca Ofiyoliti yönlenmiş serpantiniti. b-) Yastık lavlar. c-) Alihoca Ofiyoliti'ni kesen Bolkar Önü Normal Fayı. d-) Alihoca Ofiyolitik Melanjı önü taban konglomerası	20
Şekil 2.6 Esendimir Tepe bölgesinde Ulukışla Formasyonu'nun görünümü.....	24
Şekil 2.7 Esendimir Tepe bölgesinde Ulukışla Formasyonu'na ait kayalar	25
Şekil 2.8 Esendimirtepe bölgesinde Ulukışla Formasyonu'na ait K54D/44KB konumlu kireçtaşı	25
Şekil 2.9 Esendimir Tepe bölgesi jeoloji haritası ve petrografik örneklerin lokasyonları	26
Şekil 2.10 Esendimirtepe Bölgesi volkanosedimenter kayaç ince kesiti	27
Şekil 2.11 Esendimir Tepe Bölgesi aglomera kayaç ince kesit (çift nikol).....	28
Şekil 2.12 Esendimir Tepe bölgesi aglomera kayaç ince kesit (çift nikol)	28
Şekil 2.13 Esendimir Tepe Bölgesi hornfelsik kayaç ince kesit (çift nikol)	29
Şekil 2.14 Esendimir Tepe bölgesi bazaltik trakiandezit kayacı ince kesiti (çift nikol).	30
Şekil 2.15 Esendimir Tepe bölgesi trakiandezit kayacı ince kesiti (çift nikol)	31
Şekil 2.16 Esendimir Tepe bölgesi diyorit kayacı ince kesiti (çift nikol)	32

Şekil 2.17 Esendemir Tepe bölgesi diyorit kayacı ince kesiti (çift nikol)	32
Şekil 2.18 Esendemirtepe Bölgesinde Ulukışla Formasyonu'na ait aglomera ile Hasangazi Formasyonu'na ait kumtaşı-şeyl arasındaki tektonik dokanak	33
Şekil 2.19 Horoz-Katranlı bölgesi jeoloji haritası.....	36
Şekil 2.20 Horoz Granitoyiti kayaçları; tonalit ve granit.....	37
Şekil 2.21 Horoz Granitoyiti içerisindeki mikrogrenüler mafik anklavlar	37
Şekil 2.22 Horoz Granitoyiti üzerine uyumsuzlukla gelen taraça çökelleri.....	38
Şekil 3.1 Çalışma alanından tüm kayaç analizi için alınan örneklerin lokasyon haritası... ..	41
Şekil 3.2 Örneklerin AFM diyagramındaki konumları	43
Şekil 3.3 Örneklerin alkali silis diyagramında konumları	43
Şekil 3.4 Örneklerin Shand, 1943 indeksi diyagramındaki konumları	44
Şekil 3.5 Örneklerin alkali silis diyagramında konumları	44
Şekil 3.6 Volkanik kayaç numunelerinin toplam alkali silis diyagramında konumları	45
Şekil 3.7 Volkanik kayaç numunelerinin toplam alkali silis diyagramında konumları	46
Şekil 3.8 Volkanik kayaç numunelerinin Nb/Y – Zr/Ti diyagramında konumları	46
Şekil 3.9 Volkanik kayaç numunelerinin Zr – Ti diyagramında konumları	47
Şekil 3.10 Volkanik kayaç numunelerinin Zr – Zr/Y diyagramında konumları	47
Şekil 3.11 İntüzif kayaçların majör oksit harker diyagramları	50
Şekil 3.12 İntüzif kayaçların iz element harker diyagramları.....	51
Şekil 3.13 Tektonik ortam diyagramları	53
Şekil 3.14 İntüzif kayaçların multi element örümcek diyagramı.....	54
Şekil 3.15 Horoz Granitodi ve Esendemir-Koçak diyoritik kayaçları Sr/Y - SiO ₂ grafiği	55
Şekil 3.16 Horoz Granitodi ve Esendemir-Koçak Diyoritik Kayaçları Sr/Y - SiO ₂ grafiği.....	56
Şekil 3.17 İntüzif Kayaçların La/Sm - Dy/Yb Grafiği.....	57
Şekil 3.18 İntüzif kayaçların Eu _n /Eu - SiO ₂ grafiği	58

Şekil 3.19 Horoz Granitodi ve Esendemir Tepe diyoritik kayaçları V/Sc-Nb/Ti grafiği	59
Şekil 4.1 Granat ve piroksen içeriklerinin majör skarn tipleri ile olan ilişkisi.....	61
Şekil 4.2 Esendemir Tepe cevherleşmesi jeoloji haritası.....	63
Şekil 4.3 Esendemir Tepe batı bölgesi skarn zonu	65
Şekil 4.4 Manyetit zonu	66
Şekil 4.5 Manyetit, malakit, kalkopirit, azurit zonu.....	66
Şekil 4.6 Manyetit, kuvars, kalsit, kalkopirit zonu	67
Şekil 4.7 Manyetit, kuvars, kalsit, kalkopirit zonu içerisinde özşekilli granat	67
Şekil 4.8 Manyetit, kalkopirit, granat, kuvars, kalsit zonu	68
Şekil 4.9 Yoğun epidotlu zon.....	68
Şekil 4.10 Esendemir Tepe orta bölgesi skarn zonu	70
Şekil 4.11 Esendemir Tepe orta bölgesi tremolit – aktinolit skarn zonu	71
Şekil 4.12 Esendemir Tepe doğu bölgesi bakır cevherleşmeleri içeren kuvars damarı	73
Şekil 4.13 Esendemir Tepe doğu bölgesi kuvars damarı içerisinde sülfürlü kuvars breşleri	74
Şekil 4.14 Horoz cevherleşmesinden Esendemir Tepe cevherleşmesinin görünümü	76
Şekil 4.15 Horoz ince – parlak kesit örnekleri lokasyon haritası.....	77
Şekil 4.16 Horoz skarn zonlarına doğu’dan bakış	78
Şekil 4.17 Horoz/Karataş Tepe çatı askısı zonu.....	80
Şekil 4.18 Karataş Tepe çatı askısı zonu fotoğrafları; a-) okside zon b-) hidroksit zon	81
Şekil 4.19 Granat (andradit/grossular) skarn zonu (S-9 ince kesit)	82
Şekil 4.20 İnce taneli granat (andradit/grossular) skarn zonu (S-10 ince kesit)	83
Şekil 4.21 Epidot – granat - kalsit skarn zonu (S-12 ince kesit)	84
Şekil 4.22 Kalkopirit içeren epidot – granat – kalsit skarn zonu (S-11 ince kesit)....	84
Şekil 4.23 Epidot - kalsit skarn zonu (S-13 ince kesit)	85
Şekil 4.24 Endoskarn cevher zonu galeri girişi (S-14 ince ve parlak kesit)	86
Şekil 4.25 Endoskarn cevher zonu (S-14 ince ve parlak kesit).....	86

Şekil 5.1 Esendemir Tepe skarn cevherleşmesi zonları ve parlak_ince kesit örnek lokasyonları.....	89
Şekil 5.2 S_2 nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları.....	91
Şekil 5.3 S_3 nolu örneğe ait //N ve +N mikroskop fotoğrafları.....	93
Şekil 5.4 S_4(a) nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları	95
Şekil 5.5 S_4(a) nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları	96
Şekil 5.6 S_4(b) nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları	97
Şekil 5.7 (A): S_4(b) nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafında bulunan kuvars içerisinde altın. (B): S_4(a) nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafında bulunan zonlu manyetit içerisinde elektrik.....	98
Şekil 5.8 S_4 nolu örneğe ait N+ mikroskop fotoğrafında bulunan deforme kalsit gangı, manyetit cevherleşmesi ve radyal klorit	99
Şekil 5.9 S_5 nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları.....	101
Şekil 5.10 S_5 nolu örneğe ait //N ve N+ mikroskop fotoğrafları.....	102
Şekil 5.11 S_6 nolu örneğe ait N+ mikroskop fotoğrafları.....	104
Şekil 5.12 S_7 nolu örneğe ait N+ mikroskop fotoğrafı	105
Şekil 5.13 S_15 nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları.....	107
Şekil 5.14 S_15 nolu örneğe ait N+ mikroskop fotoğrafları.....	108
Şekil 5.15 S_16 nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları.....	110
Şekil 5.16 S_16 nolu örneğe ait N+ mikroskop fotoğrafları.....	111
Şekil 5.17 Esendemir Tepe Skarn cevherleşmesi süksesyon tablosu	114
Şekil 5.18 Horoz skarn zonları ve ince-parlak kesit örnek lokasyonları	116
Şekil 5.19 S_8 nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları.....	117
Şekil 5.20 S_9 numaralı örneğin ince kesit fotoğrafları	119
Şekil 5. 21 S_10 numaralı örneğin ince kesit fotoğrafları	120
Şekil 5.22 S_11 numaralı örneğin ince kesit fotoğrafları	123
Şekil 5.23 S_12 numaralı numune ince kesitinin polarizan mikroskop N+ genel görünümü.....	124
Şekil 5.24 S_13 numaralı numune ince kesitinin polarizan mikroskop N+ genel görünümü.....	124
Şekil 5.25 S_14 nolu örneğe ait N+ ve //N mikroskop fotoğrafları.....	126
Şekil 5.26 S_14 nolu örneğe ait N+ görüntüleri	127

Şekil 5.27 Horoz Skarn cevherleşmesi süksesyon tablosu.....	129
Şekil 6.1 Esendemir Tepe ve Horoz plütonik kayaçları örneklerin SiO_2 'ye karşılık MgO ve K_2O değişimleri ve bunların farklı tipteki skarn granitoyitleri ile karşılaştırılması.....	133
Şekil 6.2 Esendemir Tepe ve Horoz plütonik kayaçları örneklerin Rb_Sc değişimleri ve bunların farklı tipteki skarn granitoyitleri ile karşılaştırılması	134
Şekil 6.3 Esendemir Tepe ve Horoz plütonik kayaçları örneklerin Nb_Y değişimleri ve bunların farklı tipteki skarn granitoyitleri ile karşılaştırılması	134
Şekil 6.4 Esendemir Tepe ve Horoz plütonik kayaçları örneklerin Rb_Nb+Y değişimleri ve bunların farklı tipteki skarn granitoyitleri ile karşılaştırılması	135

TABLÖLER LİSTESİ

Sayfa

Tablo 3.1 Çalışma Alanından Örneklerin Analiz Sonuçları	42
Tablo 5.1 Çalışma alanı yüzey parlak-ince kesit örnekleri tablosu	88



BÖLÜM BİR

GİRİŞ

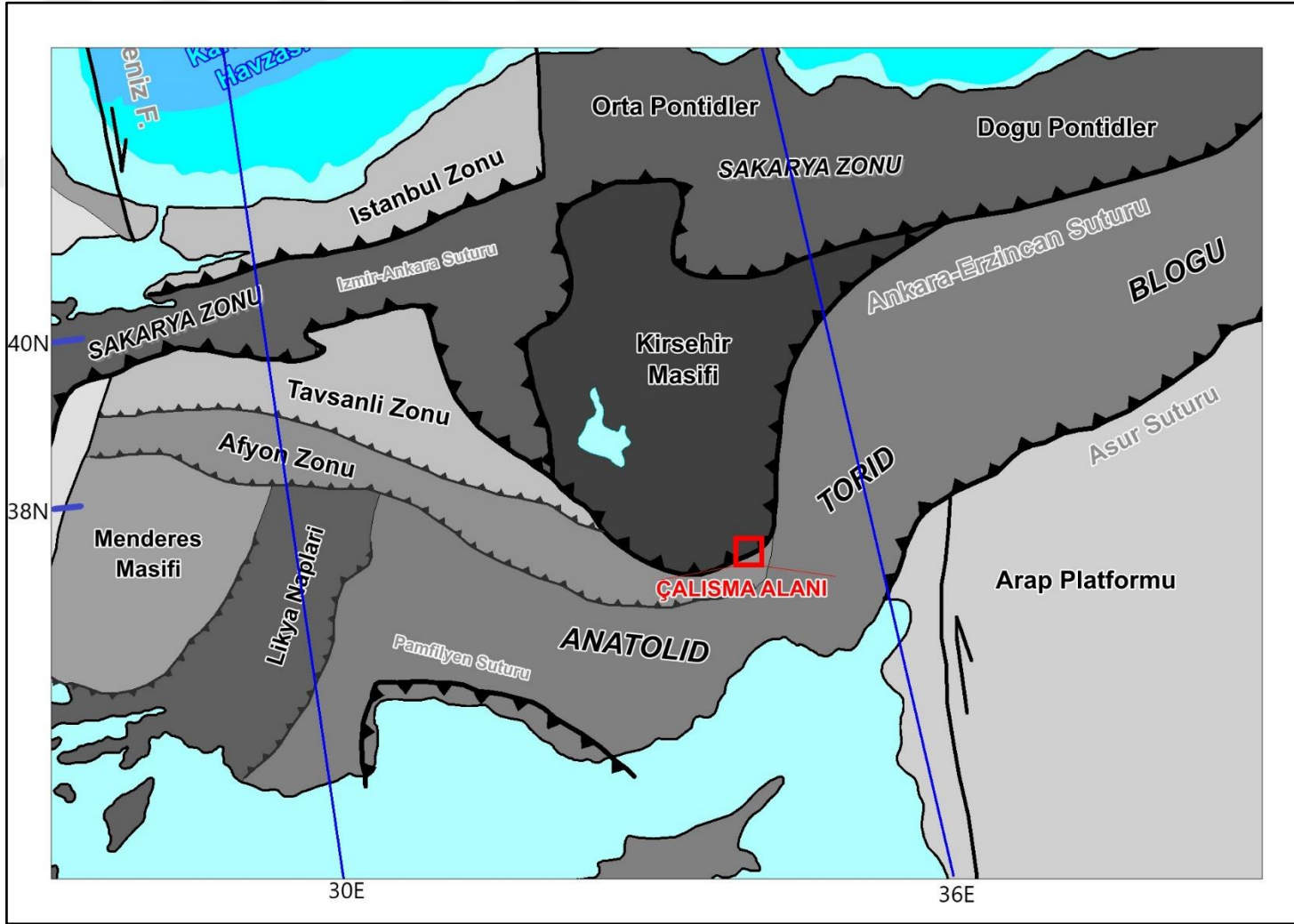
1.1 Çalışma Alanının Yeri

Orta Anadolu'nun güney bölümünde, Orta Toroslarda yer alan Ulukışla Havzası; Niğde İli Ulukışla ilçesi ve Adana İli Pozantı İlçesi sınırlarında bulunmaktadır. Çalışma alanının yer bulduru haritası Şekil 1.1 ve 1.2'de sunulmuştur. Ulukışla havzasındaki cevherleşmeler 1/25000 ölçekli Türkiye topoğrafik haritalarına göre Adana M33-c4, M33-d3, N33-a2 ve N33-b1 paftalarında yer almaktadır. Çalışma alanının merkezi olarak kabul edilebilecek olan Çiftehan Beldesi'ne ulaşım asfalt karayolu ile sağlanmaktadır. Buradan çalışma sahalarına ulaşım, orman ve köy yolları ile olmaktadır. Orta Toroslara özgü karasal iklimin gözlendiği çalışma alanında kış ayları sert geçmekle beraber, arazi çalışmaları için en uygun zaman aralığı Nisan ve Ekim ayları arasında kalan zaman dilimidir. Çalışma alanının deniz seviyesinden yüksekliği 2500 metre ile 950 metre arasında değişmektedir.

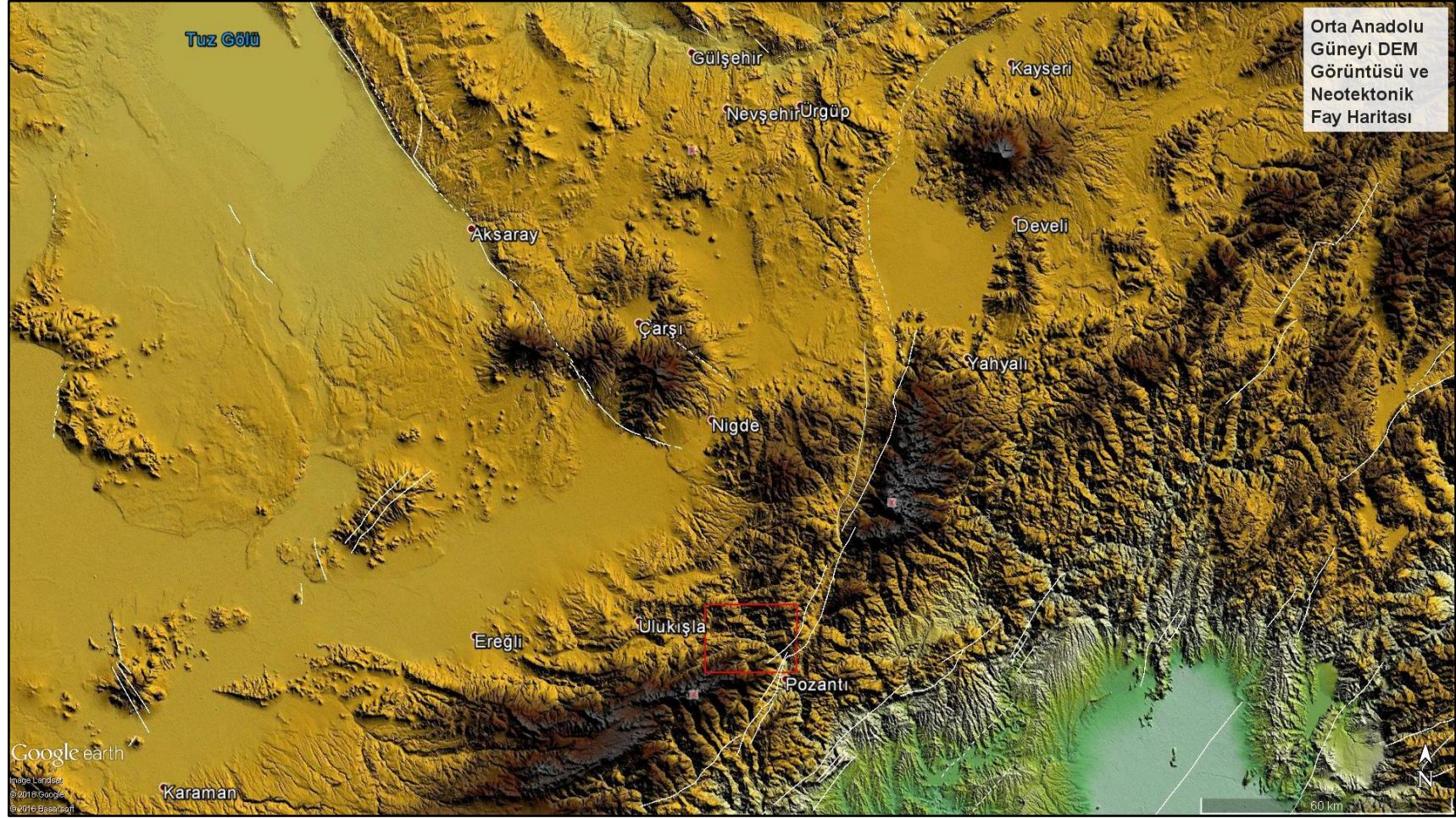
1.2 Çalışma Alanının Tarihçesi ve Amaç

Ulukışla havzasındaki cevher zuhurları M.Ö. 800'lü yıllarda Neo-Hititler zamanından beri çalışılmaktadır (Kartalkanat, 2014). Romalılar dönemi, Osmanlı imparatorluğu'nun son zamanları ve Cumhuriyetin ilk zamanlarında Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü'nün yaptığı çalışmalarla, jeolojik araştırmalar ve madencilik faaliyetleri devam etmiştir. Günümüzde bölgede Gümüştaş Madencilik A.Ş. tarafından altın-gümüş üretimi yapılmaktadır. Havza, 2005 yılından itibaren ülkemize maden aramacılığı ve altın üretimine katkısı giderek artan Koza Altın İşletmeleri A.Ş. tarafından çalışılmaktadır.

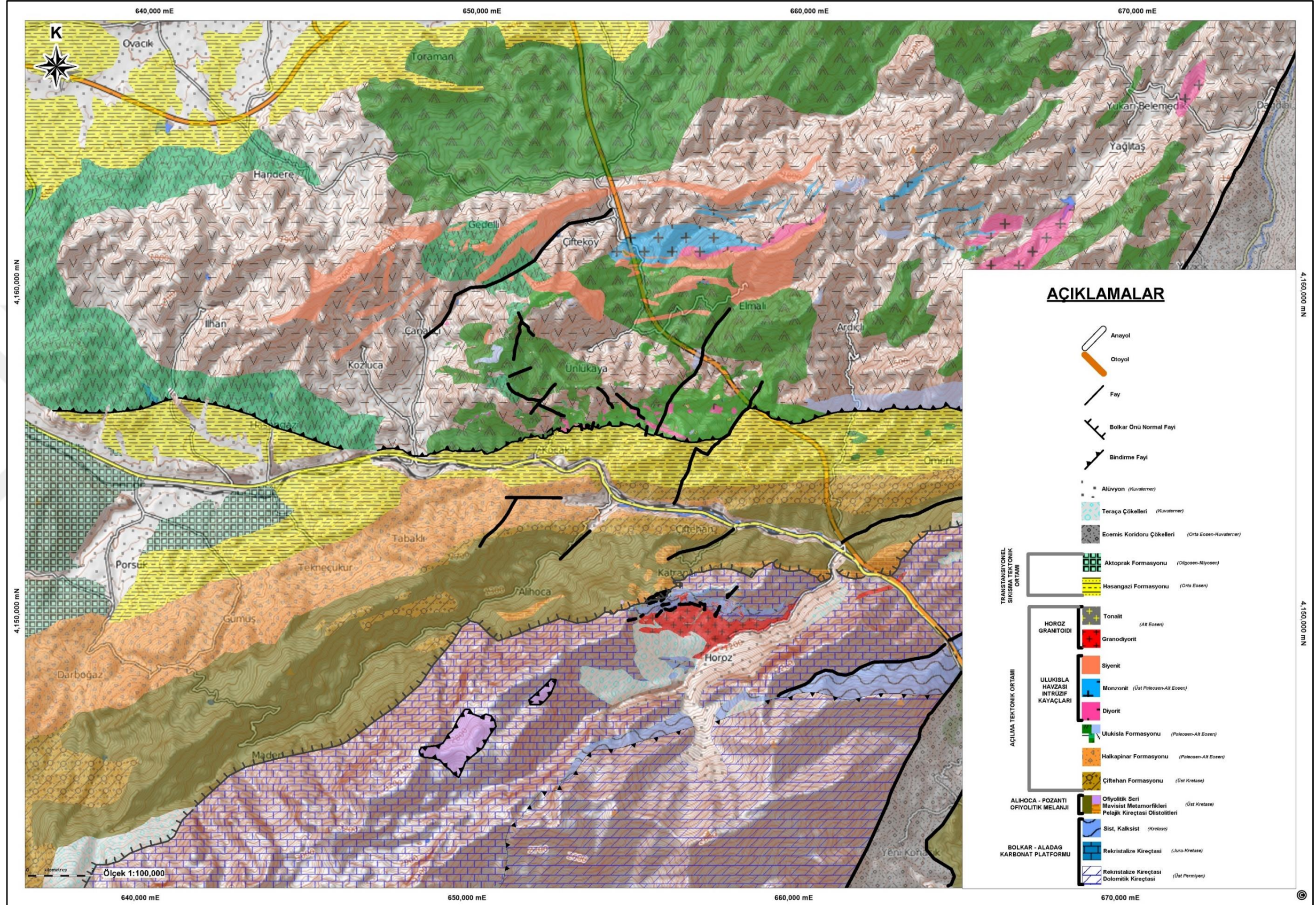
Bu çalışma kapsamında; Ulukışla Havzasının iki farklı bölgesinde bulunan cevherleşmeleri; ayrıntılı jeoloji haritası, enine jeolojik kesitler, cevherleşmeye ait tasarımsal kesit hazırlama, çalışma alanında yer alan cevher damarlarından alınmış yüzey numunelerinden ince ve parlak kesitlerin hazırlanarak incelenmesi ve yorumlanması amaçlanmıştır.



Şekil 1. 1 Çalışma alanının yerbulduru haritası: Okay ve Tüysüz (1999)'den derlenmiş Türkiye Tektonik Birlikleri



Şekil 1. 2 Çalışma alanının yerbulduru haritası: sayısal yükseklik kabartma modeli (LiDAR Topografya tarafından üretilmiştir) üzerinde neotektonik faylar ve yerleşim yerleri



Şekil 1.3 Çalışma alanının jeoloji haritası, Demirtaşlı ve diğer. (1984), Çevikbaş ve Öztunalı (1992)'den değiştirilmiştir

1.3 Çalışma Yöntemi

“Ulukışla (Niğde) Havzasındaki Esendemir Tepe Skarn ve Horoz Skarn Mineralizasyonlarının Karşılaştırmalı İncelemesi” konulu yüksek lisans tezinin hazırlanması amacıyla yapılan çalışmalar arazi çalışmaları, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

1.3.1 Arazi Çalışmaları

Genel literatür taramasından sonra, çalışma alanının jeolojik özelliklerini ortaya koymak ve bölgesel jeoloji içindeki konumunu belirlemeye yönelik arazi çalışmaları yapılmıştır. Arazi çalışmaları 2012–2016 yılları arası kış ayları hariç gerçekleştirilmiştir.

Sahada Horozköy başta olmak üzere Esendemir Tepe, Koçak ve Domuzluk Tepe bölgelerinde 1/1000 ölçekli haritalar yapılmıştır.

Bu çalışma esnasında laboratuvar çalışmaları için yüzeyde yer alan kayalardan tüm kaya analizi ve ince kesitler için, cevher mostralarından ise hem ince hemde parlak kesitler için örnekler alınmıştır.

1.3.2 Laboratuvar Çalışmaları

Arazi çalışmaları sırasında yüzeyde mostralardan alınan kaya örnekleri petrografik ve jeokimyasal incelemeler için kullanılmıştır. Petrografik çalışmalar amacıyla parlak ve ince kesitler hazırlanmış, üstten ve alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop altında incelenmişlerdir. Bu inceleme sonucunda yan kayaç tipi, doku, gang mineralojisi, cevher parajenez ve dokuları ortaya konmaya çalışılmıştır.

Jeokimyasal inceleme amacıyla 22 adet kaya örneğinden majör oksit, iz ve nadir toprak elementleri analizleri ALS Global Laboratuvar Hizmetleri firması (<https://www.alsglobal.com/en>) Laboratuvarlarında yapılmıştır.

1.3.3 Büro Çalışmaları

Yapılan arazi çalışmaları ile oluşturulan 1/1000 ölçekli jeoloji haritaları birbirleri ile birleştirilip Demirtaşlı ve diğer., (1984) tarafından oluşturulan haritalar ile birlikte bölgenin 1/10000 ölçekli jeoloji haritası çizilmiştir. Bu çizimde MapInfo Professional 12.0 programı kullanılmıştır.

Laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen kimyasal analiz veriler kullanılarak grafik ve tablolar oluşturulmuş ve yorumlanmıştır. Grafikler GeoChemical Data Toolkit (GCDkit; <http://www.gcdkit.org/0>) ve ioGAS (<https://reflexnow.com/iogas/>) programları kullanılarak hazırlanmıştır.

1.4 Önceki Çalışmalar

Blumenthal (1956) Horoz Granitoyiti'nin çakıllarının Lütésiyen taban konglomerasında bulunduğunu ve Üst Kretase'ye kadar bütün birimleri kestiğini yaşının Alpin Orojenezi ile eş yaşılabileceğini ilk kez söylemiştir.

Çalapkulu (1980) Horoz granitoyitini incelemiş kesen kesilen kuralına göre yaş olarak Kampaniyen sonrası Alt Eosen öncesi belirtmiştir. Granodiyorite bağlı sokulum kayaçlarını oluşum sırasına göre; biyotit tonalit porfir, muskovit tonalit porfir ve diyorit porfir olarak tanımlamıştır.

Özgül (1984) Orta Torosların Jeolojisini konu alan çalışmasında volkanosedimanter bir istif özelliğindeki Ulukışla havzasının kuzeye doğru gelişen bir yitim zonu üzerinde gelişen yay ardı bir havza niteliğinde olduğunu belirtmiştir.

Demirtaşlı ve diğer. (1984) Bolkardağları ve çevresinde yaptıkları çalışmada bölgede Paleozoyik'den Kuvaterner'e kadar değişen yaşlarda kayaçlar olduğunu belirtmiştir. Bölgedeki Üst Kretase – Tersiyer istifini alttan üste doğru; Üst Kretase yaşlı Çiftehane Formasyonu, Orta Paleosen – Alt Eosen yaşlı Halkapınar Formasyonu, Alt Lütésiyen yaşlı Ulukışla Formasyonu ve aynı yaştaki resifal özellikli Başmakçı

Kireçtaşı, Orta Lütésiye – Üst Eosen yaşı Hasangazi Formasyonu olarak ayırtlamıştır. Volkaniklerin yaygın olarak gözleendiği Ulukışla Formasyonu sedimanter kayaçlarla ardalanmalı andezitik volkaniklerden, aglomeralardan ve tüflerden oluştuğunu belirtmiştir.

İşler (1988) Çiftehan volkanitlerini minerolojik-petrografik ve jeokimyasal olarak incelemiş piroklastikler içindeki volkanitlerin tamamen spilitleşmiş veya çok ayrıışmış bazalt ve andezit oldukları, Elmalı köyünde yüzeylenen daykların ise bazalt ve trakit oldukları saptanmıştır.

Temur (1991) Bolkardağı çinko-kurşun yataklarını petrografik olarak incelemiştir. Yüksek sıcaklık mineralleri (bornit, pirotin, manyetit, molibdenit) ve düşük sıcaklık mineralleri (kalsit, aragonit, smitsonit, götit, malakit, amorf demir hidroksit ve azurit) gözlemiştir. Dolayısıyla birincil minerallerin mesotermal evrede oluştuğunu ve sonradan çözeltilerin soğuyarak epitermal evreye de kaydığını belirtmiştir.

Çevikbaş ve Öztunalı (1991) Ulukışla-Çamardı (Niğde) havzasının maden yatakları konulu çalışmalarında bölgeyi kuzey, güney ve orta bölüm olarak üç kısma ayırmıştır. Bolkar bölümündeki cevherleşmelerin Horoz Granitoyit'in magmasına bağlı olarak gelişen kuvars porfir dayklarının hidrotermal sıvılarla oluştuğunu belirtir. Ulukışla Havzası'nda ki volkanosedimenter seriler içerisinde bulunan skarn cevherleşmelerinin siyenit daykları ile geliştiğini, kuzey bölümdeki magmatizmanın ilk evresinde gözlenen Uçurumtepe Monzonitinin K-feldispat alterasyonuna maruz kaldığı ve olası bir porfiri cevherleşme olabileceğinden bahseder.

Temur ve Baş (1992) Çiftehan-Koçak (Ulukışla/Niğde) yöresi demir yataklarının minerolojik ve jenetik açıdan incelediği çalışmalarında Elmalı volkaniklerinde (Ulukışla Formasyonu) veya Aktaştepe Kireçtaşı üyesine ait karbonatların kontaklarında manyetit cevherleşmelerinin oluştuğundan bahseder. Cevherleşmeleri monzonit ve diyorit bileşimli derinlik kayaçlarından kaynaklanan çözeltilerin kontak-metasomatik kökenli olduğunu belirtmiştir.

Clark ve Robertson (2002) Ulukışla Havzası'nın İç Torid Okyanusu'nun kapanmasından sonra, Geç Kretase (Maastrichtiyen) – Geç Eosen boyunca açılma (transtansiyonel) bir şekilde geliştiğini belirtirler. Ayrıca Maastrichtiyen'de 'Yumuşak Çarpışma' olarak tanımladıkları Havzanın oluşum modeli 30 my sonra yeniden aktif hale gelerek Geç Eosen'de 'Sert Çarpışma' ile son halini aldığını söylerler.

Alpaslan ve diğer. (2003) Havzadaki volkaniklerin zenginleşmiş manto kaynağından türediğini, alkali dayklarında bu alkali ve ultrapotasik volkaniklerle aynı manto bölgesinin bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunu ileri sürmüştür. Kalkalkalen karakterli Yağlıtaş Diyoriti'nin ise riftleşme sonucu oluşan havzanın kapanma evresinde manto kökenli magmanın kıtasal kabukla etkileşime girerek oluştuğunu ve bu diyoritik kayaçların fay zonlarına sokulum yaptığı zonlarda yaygın hidrotermal alterasyon gözlemlendiğini ama yüzeyde değerli metal zenginleşmesinin bulunmadığını belirtmektedir.

Kurt ve diğer. (2008) Ulukışla havzasındaki magmatik kayaçları; D-B doğrultulu kalkalkalen dioritler ve şösonitik monzogabrolar ve trakitler olarak ayırır. Bunları jeokimyasal karakterlerine göre Orta Eosen'de sıkışmalı tektonik rejimin ürünleri olarak tanımlar.

Kadioğlu ve Dilek (2010) Horoz Granitoyit'ini yapısal ve jeokimyasal olarak incelemiştir. Yaşını 55-54 my Erken Eosen olarak belirtmiştir. Horoz Plütonunun granitik ve granodiyoritik kayaçlarının yüksek K'lu kalkalkalenden yüksek K'lu şösonitik kompozisyonda olduğunu zenginleşen LILE (geniş iyonlu litofil elementler) ve tüketilen HFSE (kalıcılığı yüksek elementler) verilerinin yitim etkisi olduğunu söyler. Ayrıca yüksek Al düşük SiO₂, MgO ve Mg verileri ile Horoz Granitoyiti'nin, yaklaşan kıta kenarları ve çarpışma tektonik rejimde gelişen Adakitik kayaç kompozisyonunda olduğunu belirtir.

Kuşçu ve diğer. (2010) Arap ve Avrasya levhalarının çarpışıp kenetlenmesini takip eden süreçlerde Orta Anadolu'daki açılma rejimlerinin oluşturduğu kabuksal ölçekteki fayların oluşumundan bahsetmiştir. Bunun, aynı zamanda Erken-Orta Eosen zaman

aralığındaki bimodal kalk-alkalen magmatizmayı da tetikleyen ana mekanizma olduğunu, Karamada (48,74±0,7 My yaşı) ve Horoz (54,3±1,7 My yaşı) granitoidleri Orta ve Doğu Anadolu'daki yaygın ve daha genç bu tür magmatizmanın örneklerini oluşturduğunu belirtmiştir. Ve bunların, Fe skarn (Karamada ve Horoz) ve Fe-Cu skarn yatakları için uygun kayaç olduğundan, Cu-Au porfiri yatakları ve Fe-Cu skarnlarıyla ilişkili Çöpler, Kabataş, Bizmişen, Çaltı ve Dedeyazı granitoidleriyle oldukça benzer olduğunu söylemiştir.

Koçak ve diğer. (2011) Adakitik Horoz intrüzyonunun içerisindeki mafik magmatik anklavları incelemiştir. Bu oluşumların manto kökenli mafik bir magmadan oluştuğunu ve karıştığını (mixing/mingling) belirtmektedir.

Sarıfakıoğlu ve diğer. (2012) Ulukışla havzasında bulunan Alihoca Ofiyoliti'nin tektonize harzburgit, dünit, kümülat verhlit, tabakalı-izotopik gabrolar ve doleritik dayklardan oluştuğunu söyler. Üstünde ise volkanik kayaçlar ve derin deniz çökelleri ile oluşan melanj kısmının bulunduğunu belirtir. İzotopik gabro ve doleritik dayklardan yapılan jeokimyasal çalışmalar ile litosferik manto kökenli boninitik kompozisyonda olduklarını ortaya koymuştur. Ulukışla Formasyonu içerisindeki şösonitik volkanik kayaçlardan yapılan analizlerin jeokimyasal sonuçlara göre de, kıtasal kabuk katkılı litosferik bir mantodan bölümsel ergiyerek oluştukları sonucuna ulaşılmıştır. Kuzeye eğimli yitim, sıkışma tektoniği ile pasif kıta kenarı olan Torid Karbonat Platformu'nun üzerine tektonik olarak yerleşmiştir. Bu yerleşimi astenosferik pencerede gelişen kamasal dalım izlemiştir. Astenosferik pencereden gelen ısı kaynağı ile metasomatizma geçiren litosferik manto bölümsel ergiyerek Ulukışla Formasyonu'nun volkanik kayaçlarını oluşturmuştur.

Karaoğlu (2016) Apatit fizyon izlerinden yaptığı analizler ile Horoz Granitoidi'nin 2-3 km derinlikte sığ bir yerleşim olduğunu, yerleşiminin çok yavaş bir şekilde 10 milyon yılda gerçekleştiğini belirtir.

Gürer ve diğer. (2016) Havzayı oluşturan fay sistemlerini, dalma batma zonu yığılma karmaşığını inceleyerek yeni kinematik, stratigrafik ve jeokronolojik verilere

ulaşmıştır. Bu veriler; yitimin 100-95 My aralığında başladığı, Alihoca Ofiyoliti'nin bu yitimin başlamasından kısa bir sũre sonra genişleyerek $92,38 \pm 0,48$ My yaşında gabrolar oluşturduğu, Ofiyolitın Kampaniyen'de yũkselerek Torid Platformu'nun ũzerinde gũzlenen napları oluşturduğu, Kampaniyen-Maastrichtiyen'de K-G açılma ile başlayan sedimantasyonun, Paleosen'de D-B olarak devam ettiği, 56 My ile 49 My yaşları aralığının tektonik olarak nispeten hareketsiz geğtiğini, 49 My ile 20 My arası havzanın K-G sıkışarak kısalmaya başladığı, gũney kenarındaki Bolkar Karbonat Platformu'nunda kıvrımlandığı şeklindedir.

Seyitoğlu ve diğer. (2017) Bolkar Metamorfik kayaçları ile ofiyolitik ve sedimanter kayaçları ayıran fay sisteminin bir sıyrılma fayı olduğunu belirtir. Bu sıyrılma fayı araştırmaları ile Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin yũzeylemesini, litosferin delaminasyonu ile eş veya daha sonra gelişen magmatik aktivitenin ağıklanabileceğini ũne sũrer.

Gũrer ve diğer. (2017) Bolkar Ȗnũ Fay Sistemini İvriz Sıyrılma Fayı olarak tanımlayıp hem sũnũmlũ hem kırılğan yapılarının olduğunu, yũksek basınę-dũřũk sıcaklık yeşilşist fasiyesine ait Afyon Metamorfik kayaçlarının yũzeylemesinde etkin olan bu fay sisteminin; bindiren plakanın normal anlamda zayıflaması ile ortaya ęıktıęını ũne sũrer. Bu metamorfiklerin içerisinde bulunan gerileyen evre minerallerinden yapılan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırmaları ile 67-62 My, Horoz Granitoyiti'nden, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yũntemi ile yapılan yaşlandıma ile de $50,27 \pm 0,22$ My bulmuştur. Bu veriler ışığında İvriz Sıyrılma Fayı'nın aktif olduğu yılların bu yıllar arasına tekabũl ettiğini belirtmiştir.

BÖLÜM İKİ

ÇALIŞMA ALANININ JEOLojİSİ

2.1 Bölgesel Jeoloji

Türkiye, D-B uzanımlı, Geç Kretase-Eosen boyunca, ortasında Tetis okyanusu güneyinde Afrika Plakası, Arap Plakası ve Hindistan Plakalarını kuzeyde Avrasya Plakası ile kenetleyen Alp-Himalaya Orojenezi'nin bir parçasıdır. Bu kenetlenme Türkiye'de, birçok karasal bloğu saran Neo-Tetis'in kuzey kolu ile gözlenir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Orta Anadolu'nun güneyinde bu orojenezin ürünlerinin bulunduğu bölge kuzeyinde Orta Anadolu Kristalen Kompleksi (OAKK) (Görür ve diğer., 1984) olarak güneyinde Torid Bloğu (Ketin, 1966) ve ortasında İç Torid Okyanusu olarak belirtilir (Görür ve diğer., 1984). Birleştikleri bölge ise İç Torid Suture Zonu (İTSZ) olarak adlandırılmıştır (Dilek ve diğer., 1999a; Görür ve diğer., 1984). Bu zon üzerinde ise Ulukışla Havzası oluşmuştur (Blumenthal, 1956).

Ulukışla Havzası'nın kuzeyinde bulunan Niğde Masifi OAKK'nin güneyini oluşturur (Göncüoğlu, 1986). Alt Paleozoyik – Alt Mesozoyik Yaşlı Niğde Masifi; şist, mermer, gnays, amfibolit ve kuvarsitlerden oluşmaktadır (Whitney ve Dilek, 1997;1998). Niğde Masifi'ni oluşturan bu kayalar 85-90 My yıl önce 800 °C / 8 kbar'lık yüksek sıcaklık/düşük basınç koşulları altında metamorfizma geçirmiştir (Whitney ve Hamilton, 2004).

Ulukışla Havzası'nın güneyinde bulunan Torid Karbonat Platformu Üst Permien-Geç Kretase yaşlı karbonatlı kayalardan oluşmaktadır (Demirtaşlı ve diğer., 1973;1984; Özgül, 1976). Permien yaşlı mikalı sleyt arakatkılı dolomitik kireçtaşları tabanda olmak üzere; üzerine dolomit, mermer, kalkışist, oolitik, metapelitik ve dolomitik kireçtaşı Jurasik-Geç kretase'ye kadar oluşmuştur (Demirtaşlı ve diğer., 1973; 1984).

Ulukışla Havzası'nda İTSZ'nu temsil eden jeolojik birlikler Alihoca Ofiyoliti ve melanjıdır. Alihoca Ofiyoliti yaklaşık 2 km kalınlığında olup tektonit harzburjit, dünit,

kümülat verlit, tabakalı ve izotopik gabrolar, ve doleritik dayklardan oluşmaktadır (Dilek ve diğer., 1999a; Sarıfakıoğlu ve diğer., 2012). Alihoca ofiyoliti yer yer yerleşimle eş yaşlı veya sonra gelişen deformasyonları ve kaotik iç yapısıyla Alihoca Ofiyolitik Melanjı olarak adlandırılır (Dilek ve diğer., 1999a; Parlak ve diğer., 2000). Melanj kısmını ise kireçtaşı olistolitleri, peridotit, dolerit, bazalt ve radiolarit, çört gibi derin deniz çökelleri oluşturur. Ayrıca Torid Karbonat Platformu'nun üst kısımlarında tektonik nap olarak bulunan yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfik kayalarda bu melanjın kayaçlarıdır (Dilek ve Whitney, 1997; 1998).

Ulukışla Havzası'nın çökel içeriğini volkanik kayaçlar, volkano sedimanter kayaçlar ve sedimanter kayaçlar oluşturmaktadır ve bu kayaçlar Alihoca Ofiyoliti, Torid Karbonat Platformu ve Niğde Masifi üzerine gelir (Alpaslan ve diğer., 2006; Çevikbaş ve Öztunalı, 1991; Demirtaşlı ve diğer., 1973; Oktay, 1982). Ulukışla havzası çökelleri Geç Kretase'de Alihoca Ofiyoliti'nin Torid Karbonat Platformu üzerine gelmesinin akabinde oluşmaya başlar Oligo-Miyosen'e kadar magmatik, volkanik ve volkanosedimenter kayaçlar ve daha sonrasında karasal ortam kayaçları oluşur (Blumenthal, 1956; Clark ve Robertson, 2002; Demirtaşlı ve diğer., 1984; Görür ve diğer., 1998). Ulukışla Havzası'ndaki Paleojen yaşlı bazaltikden andezitiğe volkanik kayaçlardan yapılan jeokimyasal analizler bu kayaçların bölümsel ergime ile zenginleşmiş kıta içi volkanikleri olduğunu işaret etmiştir (Clark ve Robertson, 2002). Havzadaki volkanosedimenter kayaçlar da aynı kompozisyonda olup yer yer kireçtaşı mercekleri içerir (Şekil 2.1). Temur ve Baş (1992) bu kireçtaşlarını Aktaştepe kireçtaşı olarak adlandırmıştır. Bütün bu birimleri kesen çarpışma sonrası açılma ortamında oluşmuş Üst Paleosen – Alt Eosen yaşlı alkali intrüzif kayaçlar bulunmaktadır (Alpaslan ve diğer., 2003; 2004). Bu kayaçlar DKD-BGB uzanımlı, kalkalkalen karakterli diyoritler ve bu diyoritleri D-B uzanımlı kesen şoşonitik monzogabrolar ve siyenitlerdir (Kurt ve diğer., 2008).

Bölgede Torid Karbonat Platformu'nu ve Alihoca Ofiyolitini kesen Horoz Granitoyiti bulunur (Şekil 2.1). İlk kez Blumenthal (1947) biyotitli granit olarak tanımlamıştır. Granitoyit'in içerisinde Çalapkulu (1980) tarafından incelenen dayklar; biyotitli andezin-tonalit porfir, muskovitli albit-tonalit porfir, diyorit porfir, diyabaz ve

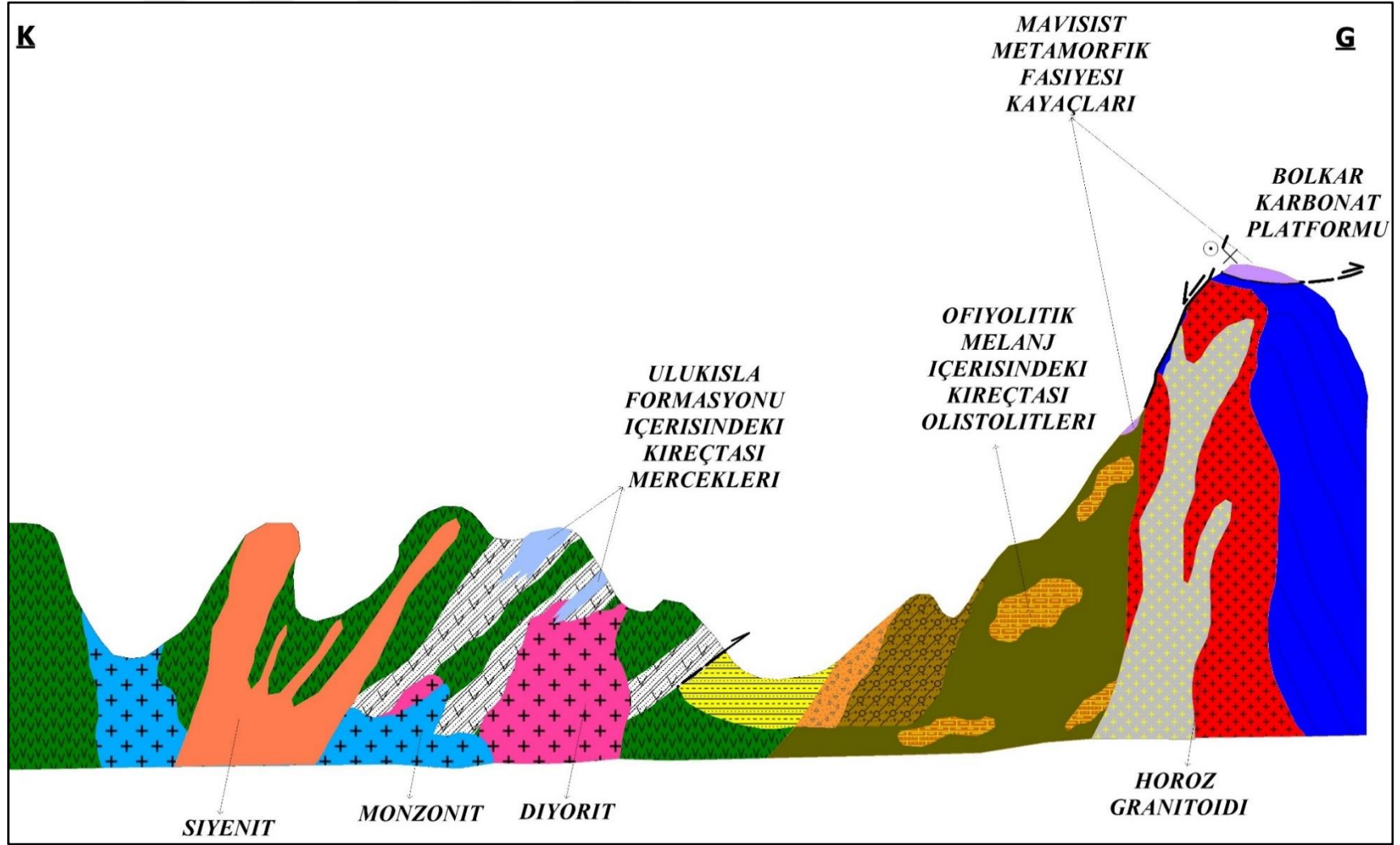
kuvarslardan oluşmaktadır. Zirkonlardan yapılan U/Pb yaş tayini sonuçlarına göre 56,1 My (Kadioğlu ve Dilek, 2010) ile 50 My (Gürer ve diğer., 2017; Parlak ve diğer., 2013) arası oluşmuştur. Ayrıca Ar-Ar yöntemi ile biyotitlerden 54-50 My, hornblendlerden 47 My yaş verileri elde edilmiştir (Kuşçu ve diğer., 2010). Horoz Granitodi üzerine taraça çökelleri uyumsuzluk ile gelmektedir.

Ulukışla Havzası'nı doğuda sınırlayan Ecemiş koridoru çökelleri; Orta Eosen'den itibaren yüksek enerjili moloz akıntıları ile başlayıp, düşük enerjili klastik- mikritik kireçtaşları, çakıltası, kumtaşı, silttaşı ve buzul morenleri Kuvaterner zamanına kadar oluşmaktadır (Jaffey ve Robertson, 2001).

2.2 Tektonik Ortam

İç Torid Sütür Zonu; güneyinde Torid Karbonat Platformu, kuzeyinde Niğde Masifi olmak üzere İç Torid Okyanusu'nun kuzeye doğru dalımı ile gelişmiştir (Dilek ve diğer., 1999a; Kadioğlu ve diğer., 2006; Kadioğlu ve Dilek, 2010; Okay ve Tüysüz, 1999; Parlak ve Robertson, 2004; Parlak ve diğer., 2013; Pourteau ve diğer., 2010, 2013; Sarıfakıoğlu ve diğer., 2012). Geç Kretase'deki sıkışmalı rejimde Alihoca Ofiyoliti, gerçekleşen bu dalım ile birlikte yitim üstü zonu oluşturarak Torid Karbonat Platformu üzerine de yerleşmiştir (Dilek ve Whitney, 1997). Rekristalize karbonatlar üzerine nap şeklinde yerleşmiş olan Kızıltepe Ofiyoliti içerisinde metalavlar, serpantinleşmiş peridotitler ve bunların üzerinde ince foliasyonlu amfibollerin bulunduğu metamorfik temelden oluşmaktadır. Bu tabandaki hornblendler sodik amfibol mineralleri tarafından kesilmiş ve etrafı sarılmıştır (Dilek ve Whitney, 1997). Ayrıca Katrancı yakınlarında gözlenen glokofan şist ile bu bölgelerin 7-8 kbar basınç ve 300-500 °C sıcaklık aralıklarını temsil eden mavi şist metamorfik fasiyesini temsil eden kayalardan oluştuğu söylenebilir (Şekil 2.1, Şekil 2.4). Bu yüksek basınç metamorfik kayaların varlığı ile Geç Kretase – Erken Tersiyer döneminde Torid Karbonat Platformu'nun kuzey kanadının hızlı yükselmesi ile tanımlanır (Dilek ve Whitney, 1997). Kampaniyen - Maastrihtiyen boyunca Torid'lerden türeyen kayaların yığılma kaması üzerine ofiyolitik melanj ve Ulukışla Havzası'nın güneyinin ani yükselmesi ile Kampaniyen'de çökelen Çiftahan Formasyonu'nun derin deniz

çökelleri gelir. Bu oluşumlar Bolkar Önü Sıyrılma Fayı'nın gelişmesi ile tetiklenir. Bu genişlemeli rejimde, havzanın kuzey bölümünde Niğde Masifi'nden sıyrılma fayı ile ayrılır ve bu çarpışma sonrası açılma ile tanımlanır (Görür ve diğer., 1984, 1998; Şengör ve Yılmaz, 1981). Yiten kama penceresinden yükselen astenosferik ısı kaynağı sebebi ile metasomatizma geçiren litosferik mantonun bölümsel ergimesi kaynaklı oluşan Ulukışla Formasyonu plütonik kayaçları, çarpışma sonrası açılma evresinde, bu şekilde oluşur. Çamardı bölgesinde yapılan kinematik analizler 60-56 My arasında D-B genişleme olduğunu göstermektedir (Gürer ve diğer., 2016). Bu zaman aralığı yaklaşık Ulukışla Formasyonu plütonik kayaçları oluşumunun sonrasına denk gelmektedir. Daha sonrasında, Bolkar Karbonat Platformu'nun bir antiklinale dönüşmesi ve Hasangazi Formasyonu'nundaki deformasyonlar havzanın yeniden sıkışmalı rejime geçtiğinin bir göstergesidir (Gürer ve diğer., 2016). Ayrıca bu sıkışma Horoz Granitoyit'in yüzeyleme yaşını bulmak için yapılan apatit fizyon analizlerine görede 16-23 My kadar sürdüğü söylenebilir (Karaoğlu, 2016). Ulukışla Havzası'nın doğu tarafını sınırlayan Ecemiş Fayı da tam bu zamanlarda; Orta Miyosen' de sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak çalışmaya başlamıştır. Ecemiş Fayı'nın Miyosen'deki bu aksiyonu Ulukışla Havzası'nın Transtansiyonel olarak etkilemiş olup Torid Karbonat Platformu'nun yükselimine katkıda bulunmuştur (Jaffey ve Robertson, 2001).



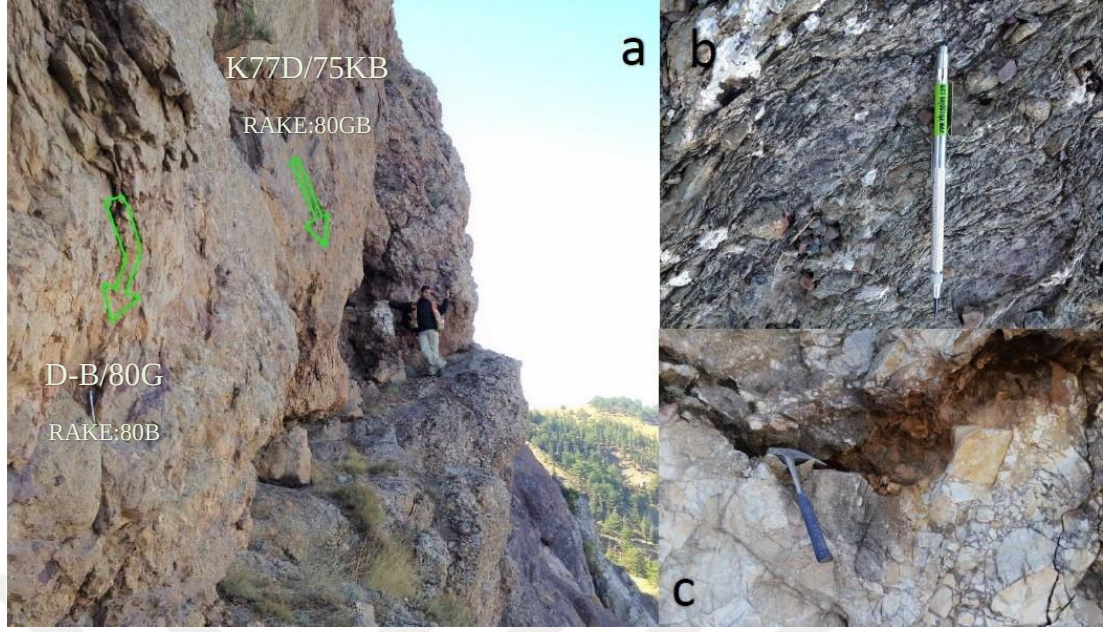
Şekil 2.1 Çalışma alanının tasarımsal modeli (ölçeksiz)

2.3 Lokal Jeoloji

Ulukışla Havzası, Al-Himalaya Orojenezi'nin Tetis okyanusu, güneyinde ki Arap Levhası ve kuzeyinde ki Avrasya levhasının birleşmesi ile kapandığı bölge olarak birçok araştırmacının çalışmalarına ev sahipliği yapmıştır. Farklı kıtaların birleştiği bu zonda Arap Levhasını temsil eden Bolkar Karbonat Platformu, İç Torid Sütur Zonunu temsil eden Alihoca Ofiyolitik Melanjı ve Havzanın jeodinamik evrimiyle çökelmiş kayaçlar ve magmatizma aşağıda sırası ile anlatılacaktır. Ayrıca detaylı Arazi çalışmalarının gerçekleştirildiği Horoz Granitoyiti çevresi ve Ulukışla Havzasının içerisinde gözlenen diyoritlerin çevresinde haritalar (Şekil 2.9, Şekil 2.19) hazırlanmıştır.

2.3.1 Bolkar Karbonat Platformu

İç Torid Sütur Zonu (ITSZ) güneyinde bulunan Bolkar Karbonat Platformu, Paleozoyik'ten Üst Kretase'ye kadar, deforme olmuş, yükselmiş, çeşitli metamorfizma süreçlerine uğramış karbonatlı kayaçlardan oluşmaktadır (Demirtaşlı ve diğer.,1984; Özgül, 1976, 1984;). Bolkar Dağları'ndaki bu karbonatlar sıkışmanın etkisi ile kıvrımlanmaktadır. Ayrıca bindirme fayları sebebi ile kabuksal kalınlaşmaya sebep olmaktadır. Kademeli olarak yükselen Torid Bloğu'nun kuzey kenarında, Miyosen'den itibaren gelişen kuzeye eğimli B.Ö.F. (Bolkar Önü Fayı) bulunmaktadır (Dilek ve diğer., 1999a). B.Ö.F.'nin Katrancı Köyü'ne bakan yamacında yapılan gözlemlerde fayın sol yönlü oblik fay verilerine sıklıkla ulaşılmıştır (Şekil 2.2). Ayrıca bu fay sistemi, Torid bloğunun kuzey kenarı içerisinde çoklu yayılmalara (splay) sahiptir. Sahada bu fayların görüldüğü yerlerde kireçtaşı klastları içeren kataklastik zonlar gözlenirken, bindirme fayına yakın bölümlerde kireçtaşı ve ofiyolit kayaç klastları içeren sünümlü deformasyon ürünü milonitik zon gözlenmektedir (Şekil 2.2).



Şekil 2. 2 Bolkar Önü Fay Zonu; a-) Bolkar Önü Fayı ondülasyonu ve ölçümleri, b-) Bindirme fay zonu içerisindeki milonitik kayalar, c-) Bolkar Önü Fayı kataklastik kayalar (Kişisel arşiv, 2016)

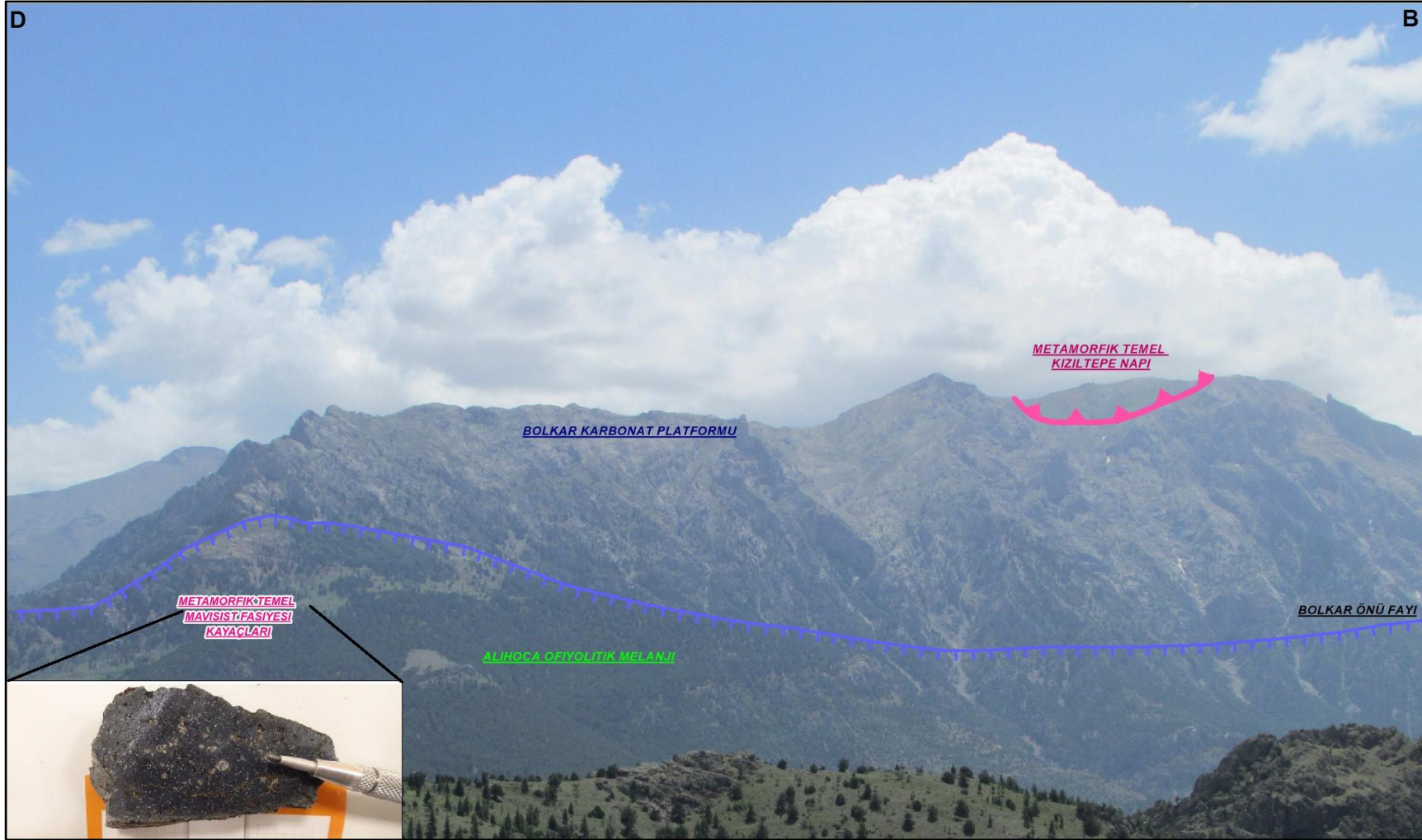
Bolkar Karbonat Platformu'nun tabanını oluşturan kayalar Paleozoyik yaşlı, mikalı sleyt arakatkılı dolomitik kireçtaşları, killi kireçtaşları ve rekristalize kireçtaşlarıdır. Bu kayaların üzerine Alt-Orta Mesozoyik yaşlı rekristalize kireçtaşları, dolomit, ince taneli kireçtaşı, orta-kalın tabakalı dolomitik kireçtaşı gelir. Bu seviye Horoz bölgesinde Horoz Granitoyit'ine en yakın bölümü olarak bantlı mermer ve dolomit olarak gözlenmektedir (Şekil 2.3). Bu seviyenin üzerinde şist- kalkşist gelmektedir (Şekil 2.3). Horoz Köyü'nün Katrancı Köyü'ne bakan en üst bölümünde ise rekristalize kireçtaşları gözlenir (Şekil 2.3).



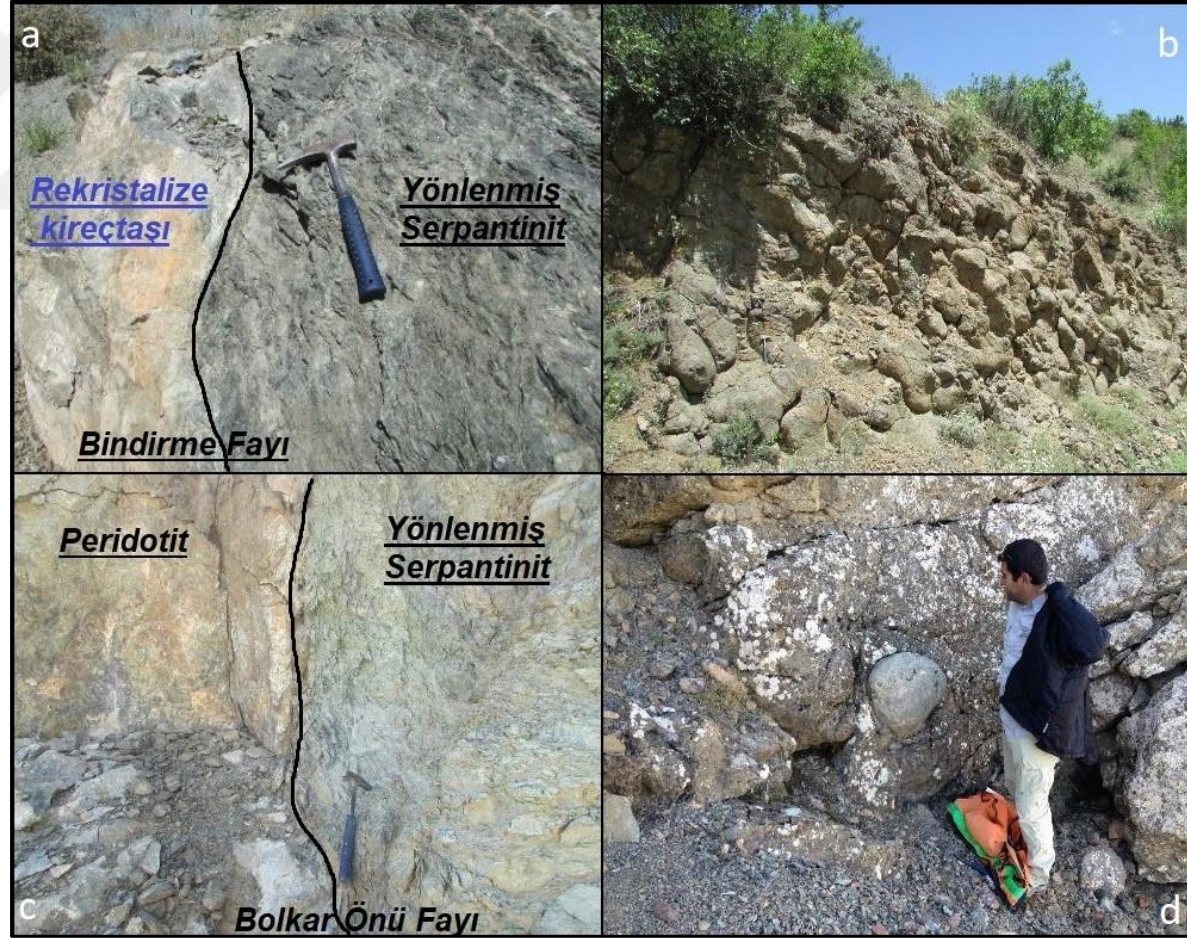
Şekil 2. 3 Çalışma alanında gözlenen Bolkar Karbonat Platformu kayaçları; a-) Rekristalize kireçtaşı, b-) Dolomitik kireçtaşı, c-) Kalkşist, d-) Şist (Kişisel arşiv, 2016)

2.3.2 Alihoca Ofiyolitik Karmaşığı

Alihoca Ofiyolitik Karmaşığı olarak adlandırılan (Dilek ve diğer., 1999a; Parlak ve diğer., 2000) birim; sahada, Bolkar Önü Fayı'nın kuzey'inde gözlenmekte olup, içerisinde bulunan kireçtaşı olistolitleri, dünit, peridotit, yönlenmiş serpantinit ve düşük sıcaklık yüksek basınç mavişist fasiyesi metamorfik kayaçları ile temsil edilmektedir (Şekil 2.4). Alihoca Köyü yolu üzerinde yastık lavlarda gözlenmektedir (Şekil 2.5). Ayrıca Torid Karbonat Platformu'nun üst kısımlarında tektonik nap olarakta yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfik kayaçları gözlenmektedir (Şekil 2.4). Katrancı Köyü yakınlarında gözlenen bazaltik kayalardan yapılan ince kesit çalışmalarında şistozite görülmesi de glokofan ve albit %10'dan fazla gözlenmiş olup, %1 ila %10 arasında stiplomelan, klorit ve kalsit gözlenmiştir. Bu sodik amfibol grubu olan glokofan ve smektit grubu olan stilpnomelan minerallerinin birlikteliği çarpışma zonlarında gözlenen düşük sıcaklık/yüksek basınç mavişist fasiyesini işaret etmektedir (Şekil 2.4). Horoz Köyü yolunda gözlenen rekristalize kireçtaşı ile yönlenmiş serpantinit dokanağı bindirme fayı ile karakterize olmaktadır (Şekil 2.5).



Şekil 2. 4 Bolkar Önü Fayı , Kızıltepe metamorfik napı ve bunun ile uyumlu Katrancı köyü yakını mavişist fasiyesi metamorfik kayaç (Kişisel arşiv, 2016)



Şekil 2. 5 Alihoca Ofiyolitik Melanjı; a-) Bolkar Kireçtaşı üzerine bindiren Alihoca Ofiyoliti yönlenmiş serpantiniti. b-) Yastık lavlar. c-) Alihoca Ofiyoliti'ni kesen Bolkar Özü Normal Fayı. d-) Alihoca Ofiyolitik Melanjı önü taban konglomerası (Kişisel arşiv, 2016)

2.3.3 Ulukışla Havzasında Yer Alan Formasyonlar

Ulukışla Havzası'nda yer alıp çalışma alanlarında gözlenen sedimanter birimler; çalışmacıların önermiş olduğu stratigrafik kolon kesite göre, alttan üste doğru birimler aşağıda sunulduğu gibi incelenmiştir.

2.3.3.1 Çiftehan Formasyonu

Bolkar Önü Fayı'nın taban bloğunda gözlenen Çiftehan formasyonu; Katrancı Köyü yakınlarında, ofiyolitik klastlar ve Bolkar Karbonatlı kayaçları içeren, şekil 2.5'de görülen, kıvırmalı taban konglomerası ile tanımlanmış olup kuzeye doğru kumtaşı ardalanmalı görülmektedir. Bu kumtaşı iyi boylanmış, kırmızıdan kahverengine tanelerden oluşmuştur. Bu taneler ferromanyetik özelliğe sahip tanelerde içermektedir. Ayrıca Çiftehan Formasyonu'nun üst bölümünde gözlenen kireçtaşları *Globotruncana* ve *Heterohelix* içerdiği için geç Kampaniyen – Maastrichtiyen yaşı verilmiştir (Demirtaşlı ve diğer., 1984).

2.3.3.2 Halkapınar Formasyonu

Alihoca Köyü'nün batısına doğru gözlenmeye başlayan Halkapınar Formasyonu, Gümüş Köyü ve Halkapınar'a doğru yoğunluğunu artırmaktadır. Halkapınar Formasyonu çakıltı-kumtaşı seviyesi ile başlar. Üst seviyelerine doğru tane boyu azalarak kumtaşı-silttaşı ve şeyl olarak gözlenmektedir. Bu seviyelerde gözlenen *Alveolina*, *Nummulites*, *Assilina* ve *Discocyclina* fosilleri formasyonun yaşını Geç Paleosen'den Orta Eosen'e kadar belirlemede belirteçlerdir (Engin, 2013). Halkapınar Formasyonu volkanojenik litofasiyesler içeren Ulukışla Formasyonu ile yanıl geçişlidir.

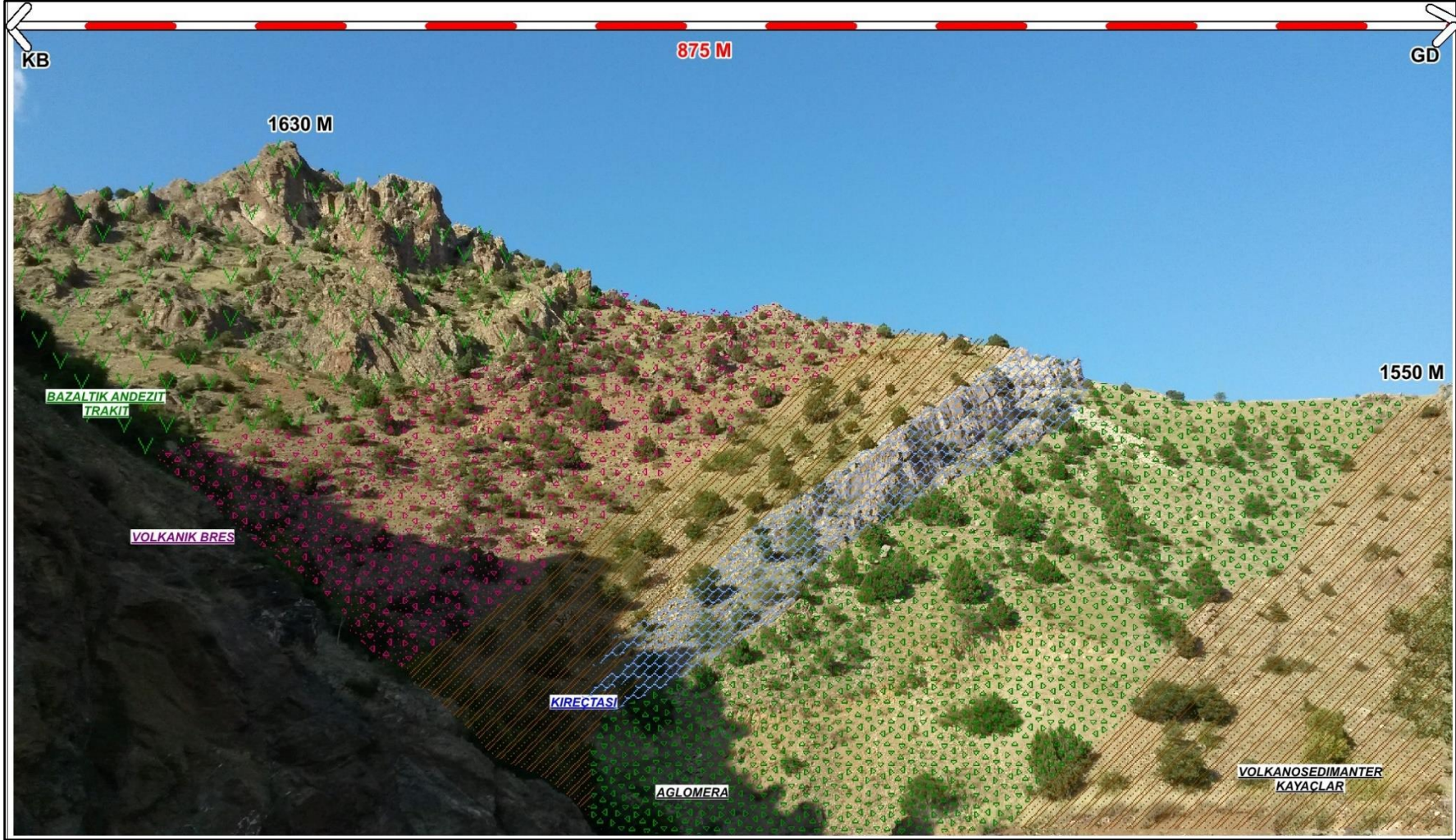
2.3.3.3 Ulukışla Formasyonu

Volkanojenik litofasiyesler içeren Ulukışla Formasyonu; Ulukışla Havzası'nın orta bölümünde sıklıkla gözlenmektedir. Volkanik ve volkanoklastik kayalar ile karakterize olan Ulukışla Formasyonu yer yer volkanik breşler, piroklastikler, aglomeralar, masif lavlar ve volkanoklastik sedimanlar arasında merccek olarak bulunan kireçtaşları içermektedir (Şekil 2.6). Tabanda moloz akıntısı şeklinde gözlenen volkanosedimenter istif, üste doğru aglomeradan volkanik kumtaşına tane boyu küçülerek gözlenmektedir (Şekil 2.7). Bu volkanosedimenter istif K35D/30KB konumudur. Daha sonra ortamın sıkışması ile bu volkanosedimenter kayalar içerisinde kireçtaşı merccekleri oluşmuştur (Şekil 2.8). K54D/44KB konumlu bu kireçtaşı merccekleri 5-30 metre kalınlıkları arası gözlenmektedir (Şekil 2.6). Bu merccekler Esendimir Tepe bölgesinde ve Koçak bölgesinde sonraki bölümlerde detaylı anlatılacak olan mineralizasyonlara ev sahipliği yapmaktadır (Şekil 2.9). Daha sonra kalın bir şekilde genellikle bazaltik kompozisyonlu volkanikler ve volkanik breşler gözlenmektedir. Bu volkanik kayalardan yapılan jeokimyasal çalışmalar bu volkanik kayaların bazalt, trakibazalt, bazaltik trakiandezit, trakiandezit ve andezit kompozisyona sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 3.7). Bu volkanik ortamda gelişen volkanik breşler genellikle polimiktik breş, yer yer ise otobreş şeklinde gözlenmektedir. Ulukışla Formasyonu'na ait bu volkanik kayalardan Esendimir Tepe bölgesinde 5 adet petrografik örnek alınmıştır (Şekil 2.9). Bu örneklerle ilgili gözlemler aşağıda verilmektedir.

Ulukışla Formasyonu, volkaniklerini ve volkanosedimenter kayaları kesen intrüzif kayalar içermektedir. Havzadaki genel görüntü diyoritik, monzonitik ve siyenitik kompozisyona sahip intrüzif kayaların DKD-BGB yerleştiğidir (Şekil 1.3). Esendimir Tepe bölgesinin güneyinde, Hasangazi Formasyonu ile tektonik dokanağa yakın bölümlerde ve skarn cevherleşmelerinin etrafında gözlenen diyoritik kayalar intrüzif kayalar arasında en yaşlılarıdır. Esendimir Tepe'nin doğusunda gözlenen monzonitik kayalar diyoritik kayaları kesmektedir. Esendimir Tepe'nin kuzeyinde yüksek kotlarda gözlenen siyenitik kayalar ise bütün Ulukışla Formasyonu'nu keserek bu magmatizmanın en son ürünü olduğunu göstermektedir. Esendimir Tepe

bölgesindeki cevherleşmelere sebep olabilecek en yaşlı intrüzif olan diyoritik kayaktan 1 adet petrografik örnek alınmıştır (Şekil 2.9). Bu örneğe ait gözlemler aşağıdaki kısımlarda sunulmaktadır.





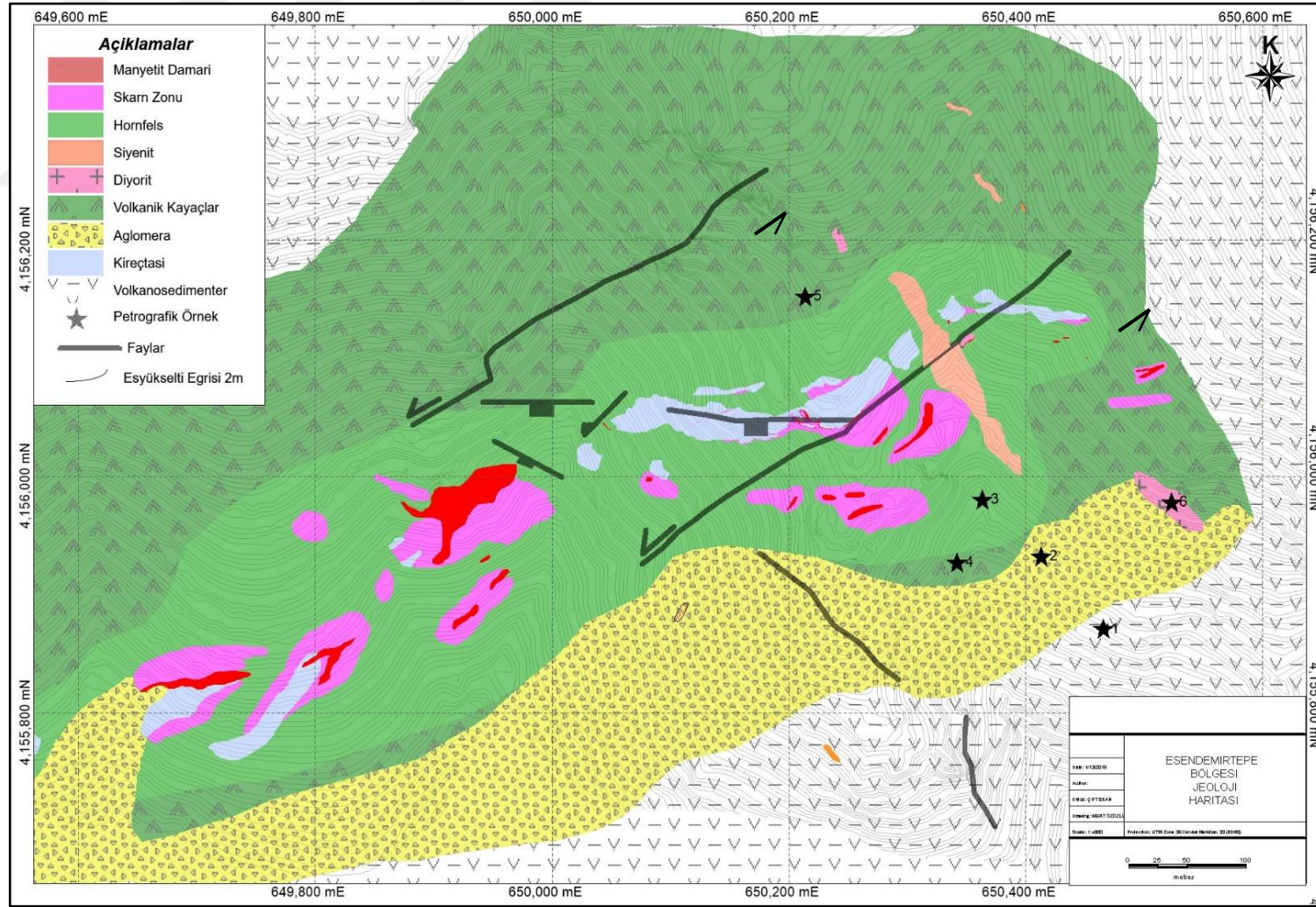
Şekil 2. 6 Esendemir Tepe bölgesinde Ulukışla Formasyonu'nun görünümü (Koordinat: 649935/4156150/1504 m) (Kişisel arşiv, 2016)



Şekil 2.7 Esendemir Tepe bölgesinde Ulukışla Formasyonu'na ait kayaçlar (Kişisel arşiv, 2016)

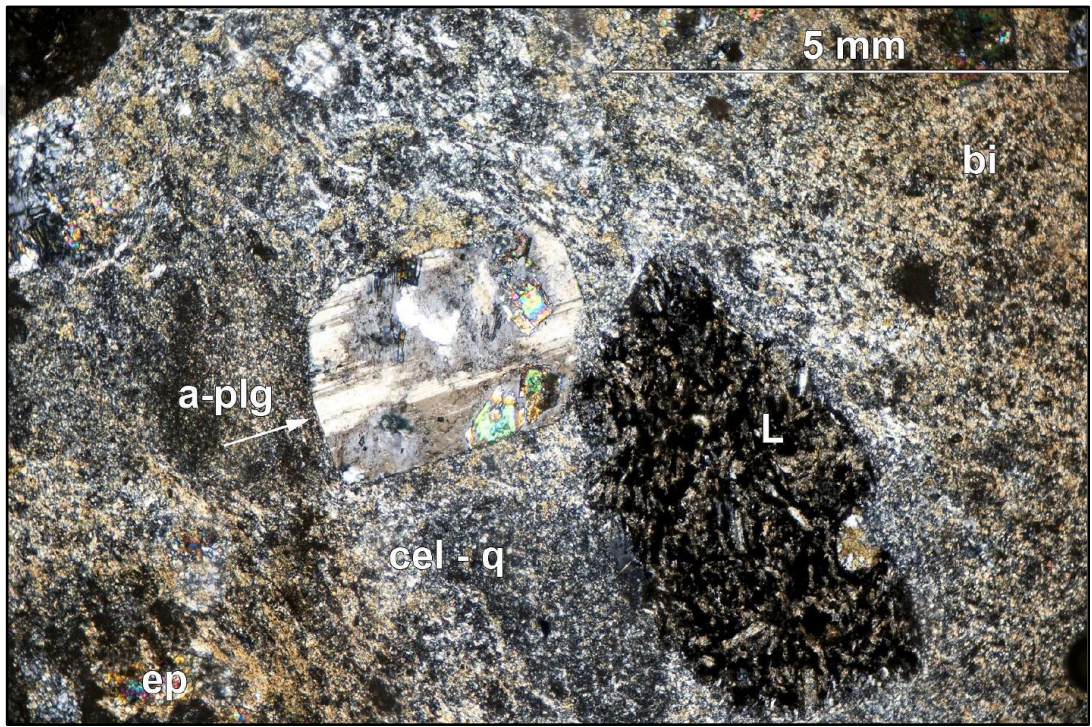


Şekil 2.8 Esendemirtepe bölgesinde Ulukışla Formasyonu'na ait K54D/44KB konumlu kireçtaşı (Kişisel arşiv, 2016)



Şekil 2.9 Esendimir Tepe bölgesi jeoloji haritası ve petrografik örneklerin lokasyonları

2.3.3.3.1 *Volkanosedimanter Kayaçlar.* Esendemir Tepe bölgesinin güney bölümünde volkanosedimanter kayaçlardan alınan petrografik örnek 1 numara olarak temsil edilmektedir (Şekil 2.9). Bu örnekte kendine ait farklı alterasyonlara sahip farklı klastlar gözlenmektedir. Albit ve adularya alterasyonuna maruz kalmış plajioklaslar ve epidotlaşmış piroksen ve plajioklaslar gözlenmiştir. Şekil 2.10'da kayacın hem iri kristaller hem de litik klastlar içerdiği gözlenmektedir. Hidrotermal biyotit ve seladonit-kuvars hamurunda duran, yoğun adularya alterasyonuna maruz kalan, okside olmuş ve yuvarlaklaşmış litik klast Şekil 2.10'da gözlenmektedir.

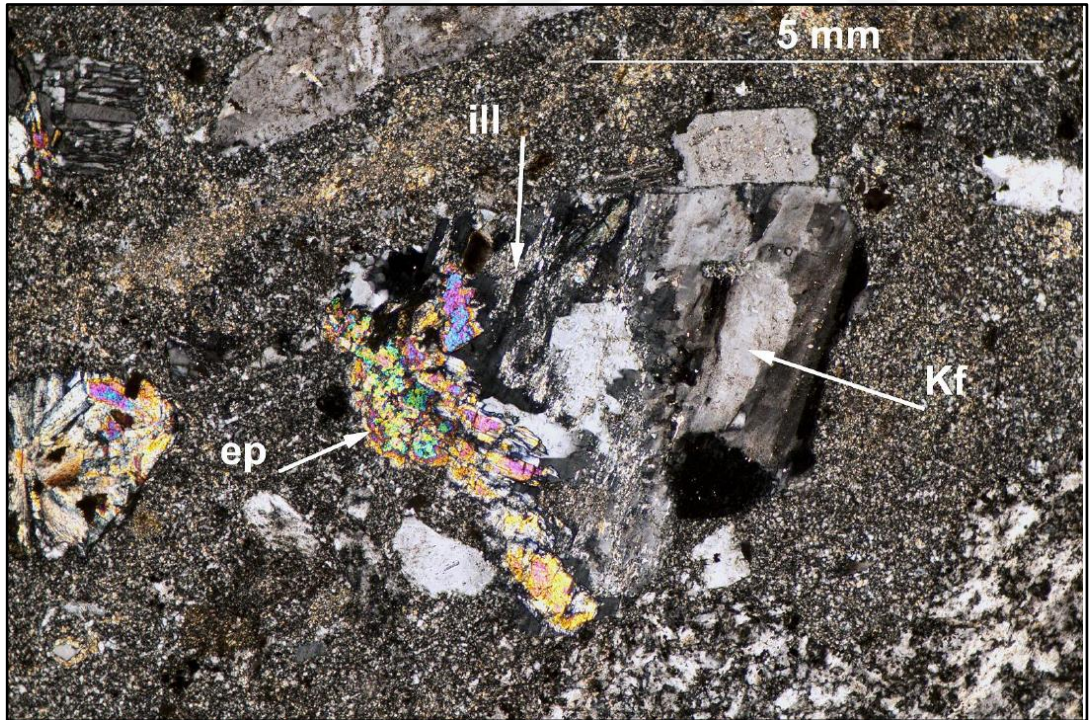


Şekil 2.10 Esendemirtepe Bölgesi volkanosedimenter kayaç ince kesiti (çift nikol) (a-plg: albit plajioklas, ep: epidot, cel-q: seladonit-kuvars, L: litik klast, bi:biyotit)

2.3.3.3.2 *Aglomer.* Esendemirtepe bölgesinin güney bölümünde aglomeradan alınan petrografik örnek 2 numara olarak temsil edilmektedir (Şekil 2.9). Bu örnekte trakitik ve bazaltik kaya klastları baskın olmakla birlikte iri krstalli plajioklaslarda gözlenmektedir (şekil 2.11). alterasyon olarak ise illit ve/veya albit alterasyonu baskınken, yer yer klorit ve epidot alterasyonları gözlenmektedir (şekil 2.12).

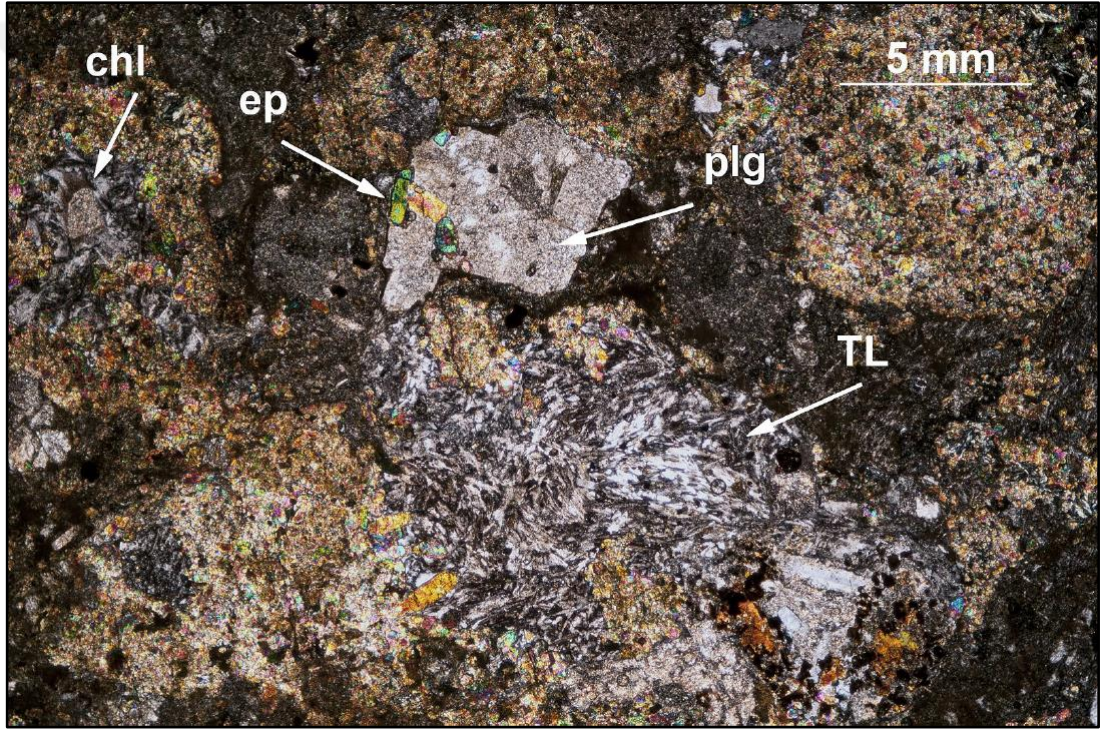


Şekil 2.11 Esendemir Tepe Bölgesi aglomera kayaç ince kesiti (çift nikol) (PL: andezit klastı, TL; trakit klastı)



Şekil 2.12 Esendemir Tepe bölgesi aglomera kayaç ince kesiti (çift nikol); illit epidot ve adularya alterasyonuna maruz kalmış iri kristalli plajyoklas (ep: epidot, ill: illit, Kf: potasyum feldispat)

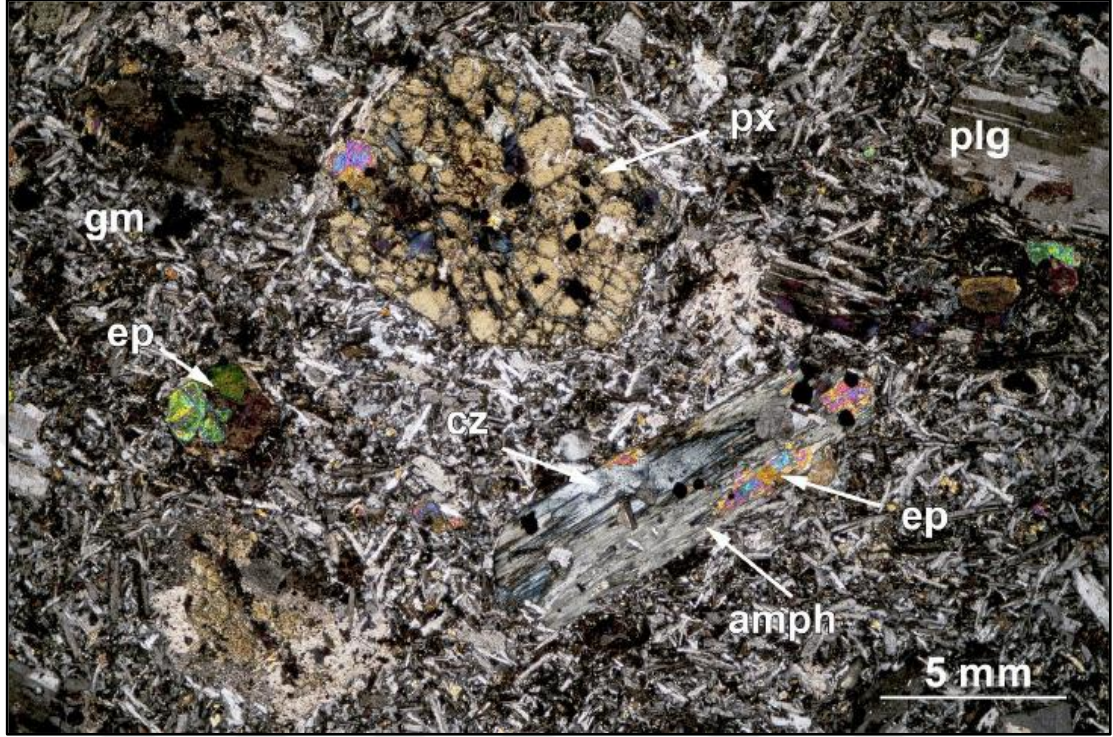
2.3.3.3.3 *Hornfels*. Esendemir Tepe bölgesinde cevherleşmelere yakın bölümlerde yaklaşık kuzeydoğu – güneybatı doğrultulu hornfelsleşmiş kayalar gözlenmektedir. Petrografik örnek numarası 3 olarak tanımlanmış, makroskobik olarak mineral veya dokuları tanımlanamayan kayada yapılan ince kesit gözlemlerinde, trakit klastları içeren fakat hidrotermal alterasyon sebebiyle bütün ilksel özelliklerinin saklanmış olduğu gözlenmiştir (Şekil 2.13). Yoğun epidot alterasyonu litoklast veya matriks gözetmeden bütün kayacı kaplamıştır (Şekil 2.13). Ayrıca plajiyoklaslarda albit ve illit alterasyonu gözlenmektedir. Matrikste epidot alterasyonunun yanı sıra klorit ve seladonit mineralleri ikincil olarak gelişmiştir.



Şekil 2.13 Esendemir Tepe Bölgesi hornfelsik kayaç ince kesiti (çift nikol); yoğun epidot alterasyonuna maruz kalmış piroklastik kayaç içerisinde trakitik litoklast. (TL: trakitik litoklast, ep: epidot, plg: plajiyoklas, chl: klorit)

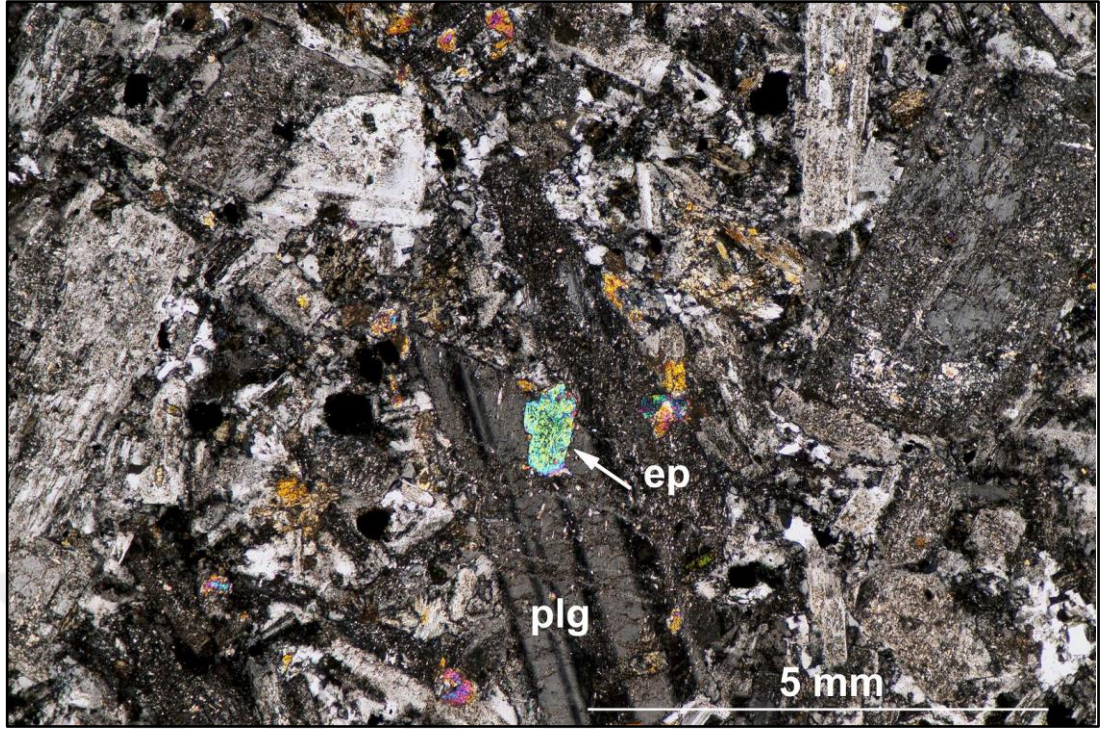
2.3.3.3.4 *Bazaltik Trakiandezit*. Esendemir Tepe bölgesinde gözlenen volkanik kayalardan olan bazaltik trakiandezitten alınan petrografik örnek 4 numara olarak temsil edilmektedir (Şekil 2.9). Şekil 2.14’de kayacın çift nikol ince kesit görüntüsü bulunmaktadır. Burada kalıntı amfibol ve piroksen gözlenmektedir. Matriksinde

genellikle mikro plajioklaslardan ve sanidinden oluştuğu görülmektedir. Ayrıca epidot ve klorit alterasyonu hem fenokristallerde hem de hamurda gözlenmektedir.



Şekil 2.14 Esendemir Tepe bölgesi bazaltik trakiandezit kayacı ince kesiti (çift nikol); plajioklas hamuru içerisinde epidot ve klinozoisit alterasyonuna maruz kalmış kalıntı piroksen ve amfibol (gm: hamur, px: piroksen, amph: amfibol, ep: epidot).

2.3.3.3.5 Trakiandezit. Esendemir Tepe bölgesinde gözlenen volkanik kayalardan olan trakiandezitten alınan petrografik örnek 5 numara olarak temsil edilmektedir (Şekil 2.9). Şekil 2.15’de kayacın çift nikol ince kesit görüntüsü bulunmaktadır. Porfiritik dokudaki bu kayaçta plajioklas feldispatlarda yaygın propillitik alterasyon gözlenmektedir. Epidot, plajioklas feldispatlarda küçük, izole taneler halindeyken, klorit bütün hamura dağılmış şekilde gözlenmektedir. Plajioklas fenokristallerinde illitik ve albit alterasyonları bulunmaktadır.

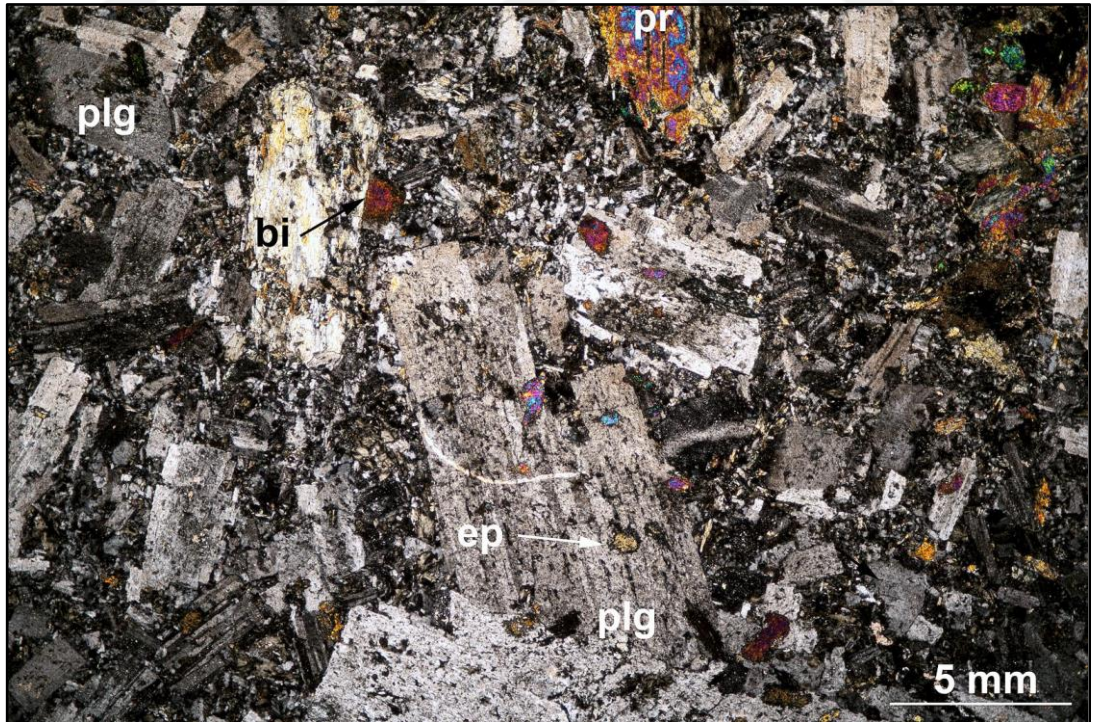


Şekil 2.15 Esendimir Tepe bölgesi trakiandezit kayacı ince kesiti (çift nikol); plajioklas fenokristalleri üzerinde izole epidot ve albit-illit alterasyonu (ep: epidot; plg: plajioklas)

2.3.3.3.6 *Diyorit*. Esendimir Tepe bölgesinde gözlenen intrüzif kayalardan olan diyoritten alınan petrografik örnek 6 numara olarak temsil edilmektedir (Şekil 2.9). Şekil 2.16’da ve Şekil 2.17’de kayacın çift nikol ince kesit görüntüsü bulunmaktadır. Faneritik ve porfiritik dokuda gözlenen diyorit kayacında plajioklaslar yoğun albit alterasyonuna maruz kalmıştır. Plajioklaslar üzerindeki epidotlar ise muhtemelen gerileyen evrede, kalıntı kalsiyum ile oluşmuştur. Bütün plajioklas feldispatlar serizitik alterasyona maruz kalmıştır. Aktinolitler genellikle hamurda, iğnemsî şekilde, demetler halinde gözlenmektedir. Kloritler ise ya hamurda ya da ilksel pargasitler üzerinde ikincil olarak gözlenmektedir. Plajioklaslar üzerinde gelişmiş ikincil biyotitler, bir endoskarn zonunun varlığını düşündürmektedir.



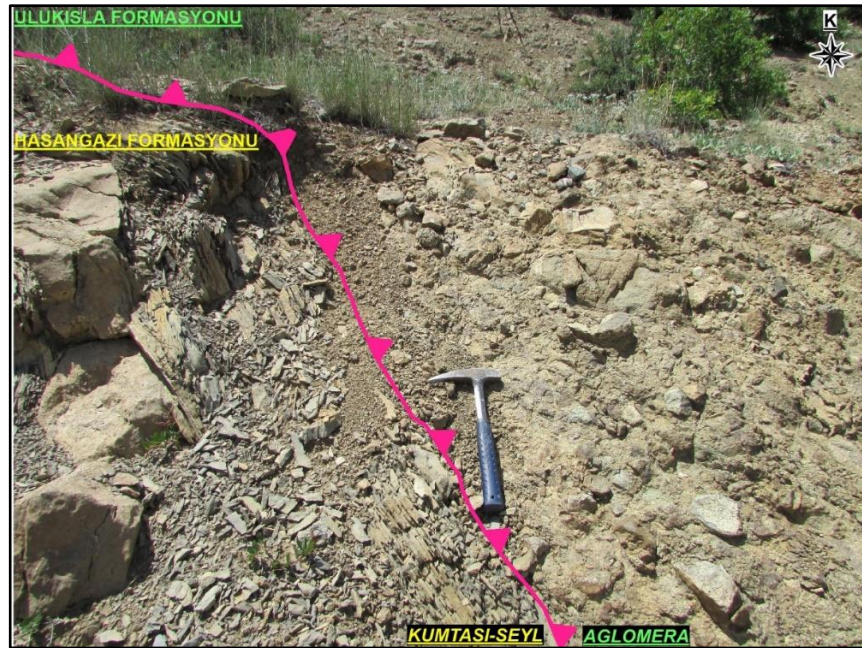
Şekil 2.16 Esendemir Tepe bölgesi diyorit kayacı ince kesiti (çift nikol); albitleşmiş plajiolklas feldispat, kalıntı piroksen ve çatlak dolgusu şeklinde epidot (plg: plajiolklas feldispat, pr: piroksen, ep: epidot)



Şekil 2.17 Esendemir Tepe bölgesi diyorit kayacı ince kesiti (çift nikol); albitleşmiş plajiolklas feldispat üzerinde epidotlar ve canlı kırmızı biyotitler (plg: plajiolklas feldispat, pr: piroksen, ep: epidot, bi: biyotit)

2.3.3.4 Hasangazi Formasyonu

Hasangazi Formasyonu, Ulukışla Formasyonu uyumsuzluk ile üzerler. Hasangazi Formasyonu'nun ilk oluşan seviyesi karbonat çimento içerisinde volkanik klastlar içeren konglomeradır. Daha sonrasında *Nummulites*, *Gypsina* ve *Discocyclina* içeren kireçtaşı seviyesi gelmektedir. Bu fosillerin yaşı Demirtaşlı ve diğer. (1984) tarafından Geç Lütésiyen olarak verilmiştir. Formasyonda üste doğru gidildikçe kumtaşı şeyl araldanması görölmektedir. Esendemirtepe bölgesindeki Ulukışla Formasyonu'na ait volkanosedimanter kayaçlar ile dokanağında da bu kumtaşı şeyl birimi gözlenmektedir (Şekil 2.18). Bu birimdeki kumtaşı seviyesi volkanik materyal içeren, iyi derecelenmiş yer yer çapraz katmanlanma sunar. Şeyl ise volkanik çamurdan oluşmuştur. Bu birimin içerisinde de *Globorotalia*, *Gypsina* ve *Discocyclina* fosiller gözlenmekte olup birime Geç Lütésiyen (42-40 my) yaşı verilmiştir (Demirtaşlı ve diğer., 1984). Havzanın güneybatısına doğru bu birimler geçişli olarak evaporitik kayaçlara geçer. Jips içeren bu seviye Hasangazi Formasyonu oluşumda havzanın sıkışmalı bir tektonik rejime geçerek sığ bir ortam oluşturduğunu belirtmektedir. Ayrıca bu sıkışmalı ortamda Ulukışla Formasyonu, Hasangazi Formasyonu'nun üzerine geldiği Esendemir Tepe bölgesinde görölmektedir (Şekil 2.18).



Şekil 2.18 Esendemirtepe Bölgesinde Ulukışla Formasyonu'na ait aglomera ile Hasangazi Formasyonu'na ait kumtaşı-şeyl arasındaki tektonik dokanak (Kişisel arşiv, 2016)

2.3.3.5 Aktoprak Formasyonu

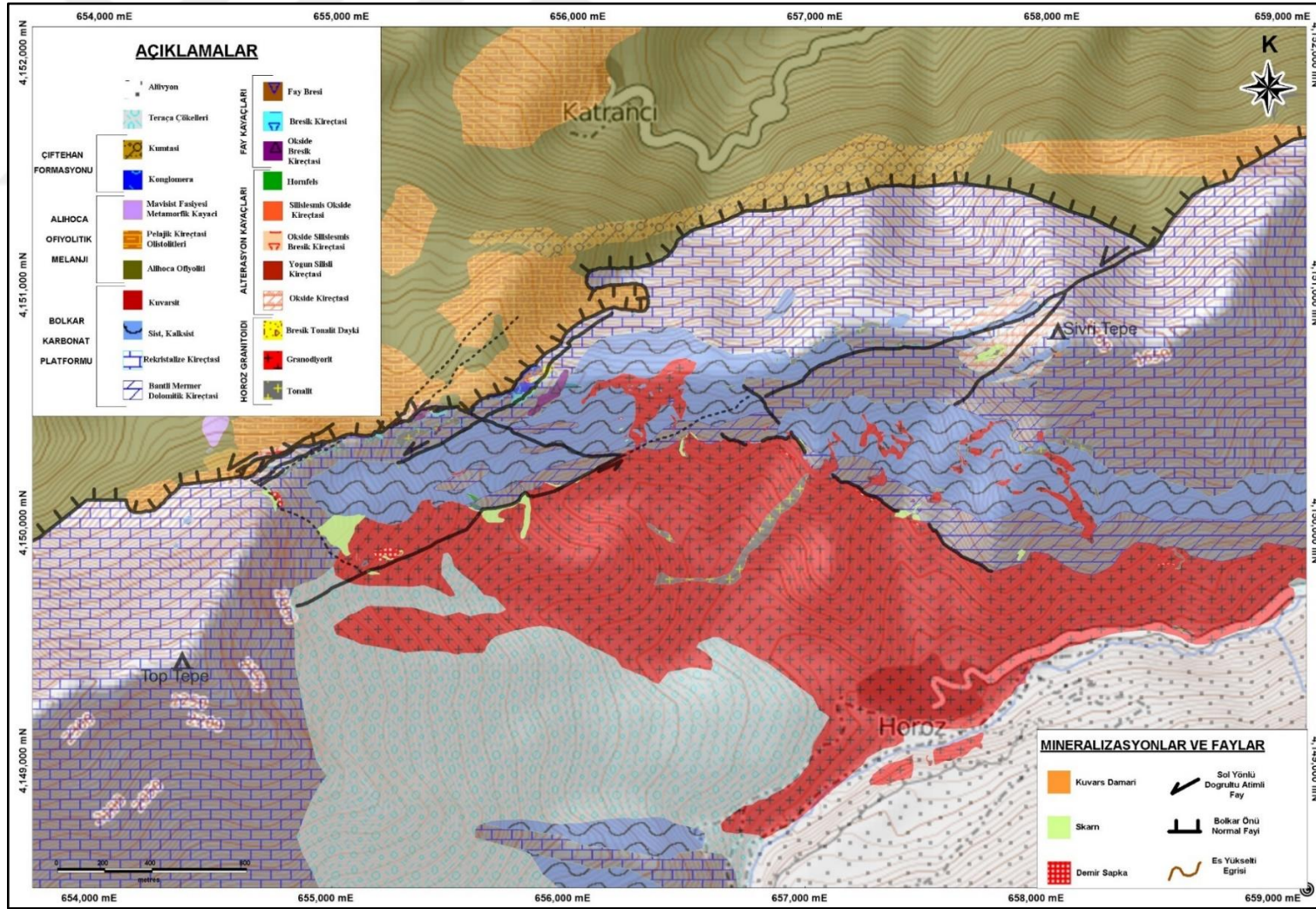
Denizel olmayan Aktoprak Formasyonu, flüvyal ve gölsel ortamda çökelmiştir. Konglomera ve silttaşı arakatkılı kaba taneli kumtaşı birimleri ile başlayan formasyon, bunların üzerine gelen gastropod fosilleri içeren marn birimi ile tamamlanmaktadır. Bu gastropodlar fosilleri içeriği, Aktoprak Formasyonu yaşını Geç Oligosen – Erken Miyosen olarak vermektedir (Blumental, 1956).

2.3.3 Horoz Granitoyiti

Horoz vadisinin kuzey-kuzeydoğusunda bulunan çalışma alanında, Bolkar antiklinalinin kuzey kanadını kesen Horoz Granitoyiti gözlenmektedir. Horoz Granitoyiti, Bolkar Karbonat Platformu'na ait, bantlı mermer, dolomit, dolomitik kireçtaşı, şist, kalkşist, kuvarsit seviyeleri ve rekristalize kireçtaşlarını kesmektedir (Şekil 2.19). Bu dokanaklarda kontak metamorfizma kalk-silikat kayaçları ve hornfelsler oluşturmuştur. Yapılan çalışmalar sonucu granitoyiti oluşturan kayaçlar granit, granodiyorit, tonalit/diyorit, mikrogranüler mafik anklav ve aplit dayklarından oluşmaktadır. Orta ve güney bölümde gözlenen granit kayacında orta ve iri taneli faneritikten porfiritiğe değişen dokular gözlenmektedir (Şekil 2.20). Kuvars, feldspat ve biyotitler gözle görülmektedir. Alterasyon minerallerinden klorit ve epidotun varlığı propillitik alterasyonu temsil ederken yer yer gözlenen serizitik mineraller fillik alterasyonu temsil etmektedir. Granodiyorit kayacı ise daha geniş yayımlı olup porfiritik dokuda kuvars, plajioklas fenokristalleri yoğunlukta olmak üzere, yer yer biyotit ve hornblend içermektedir. Ayrıca alterasyon minerallerinden serizit ve klorit gözlenmektedir (Şekil 2.20). granitik bir magmanın, yarı sıvı-yarı katı bazik magmatik bir kayacı heterojen bir şekilde özümsemesi/karışması sonucu oluşan mikrogranüler mafik anklavlar hem granit içerisinde hem de granodiyorit içerisinde gözlenmektedir (Şekil 2.21). Bu anklavlar bazen elipsooidal bazende köşeli gözlenmektedir. İnce taneli kristallere sahip anklavlar, plajioklas (70-80%), amfibol (5-10%), biyotit (5-10%) ve az oranda kuvars ve klorit içermektedir. Horoz Granitoyiti içerisinde bulunan bu mikrogranüler anklavlar, manto kökenli sulu magmadan felsik magmaya $P > 2,3$ kbar, $T > 730$ °C'de oluşmuştur (Koçak, 2011). Granit ve granodiyoriti kesen daha genç

diyoritik/tonalitik dayklar ve aplitik dayklar gözlenmektedir. Diyoritik/tonalitik dayklar KD-GB fay zonlarına yerleşmiştir. Bu daykların yerleşmeleri ile aynı doğrultuda veya bu zonların dilatasyon fazlarında mineralizasyonlar oluşturmuştur. Diyoritlerin mineral bileşimleri genellikle kuvars, plajiolklas ve ortoklasla eşlik eden biyotitten oluşmaktadır. Alterasyon minerali olarak muskovit sıkça gözlenmektedir.





Şekil 2.19 Horoz-Katranlı bölgesi jeoloji haritası



Şekil 2.20 Horoz Granitoyiti kayaçları; tonalit ve granit (Kişisel arşiv, 2016)



Şekil 2.21 Horoz Granitoyiti içerisindeki mikrogramüler mafik anklavlar (Kişisel arşiv, 2016)

2.3.4 Taraça ökelleri

Horoz vadisinde gözlenen taraça ökelleri Horoz Granitoyiti'ne üzerine uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 2.22). Bu çökeller içerisinde, Kötü boylanmış, Bolkar Karbonat Platformu kaya klastları ve Horoz Granitoyiti klastları içermektedir.



Şekil 2.22 Horoz Granitoyiti üzerine uyumsuzlukla gelen taraça ökelleri (Kişisel arşiv, 2016)

BÖLÜM ÜÇ

JEOKİMYA

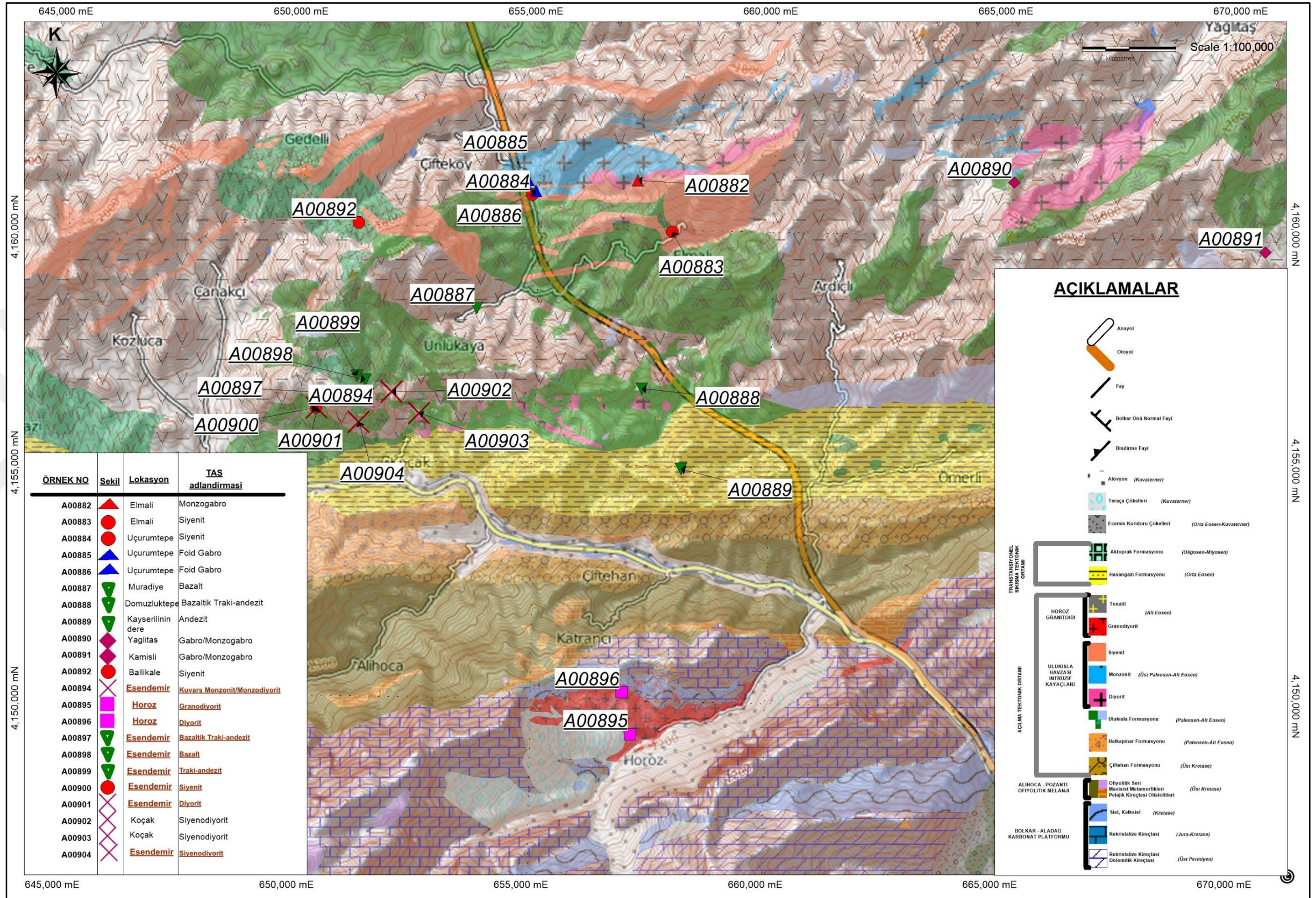
3.1 Ulukışla Havzası İntüzif ve Ekstrüzif Kayaçların Tüm Kayaç Jeokimyası

Ulukışla Havzası'nda bulunan İntüzif ve Ekstrüzif kayaçlardan 22 adet numune alınarak majör oksit, iz ve nadir element analizi için ALS Global firması laboratuvarlarına gönderilmiştir. Analiz yöntemlerinde kullanılan metodlar laboratuvar kılavuzunda majör oksitler için ME-XRF06, iz ve nadir toprak elementleri için ise ME-MS42 ve ME-MS81 olarak kodlanmıştır (<https://www.alsglobal.com/en/services-and-products/geochemistry/geochemistry-testing-and-analysis/whole-rock-analysis-and-lithochemisrty>). Bu analizler ilk önce kayaçları lityum borat füzyonuna maruz bırakır. Sonrasında x-ışını floresansı (XRF) ve ICP-AES analiz modellerine sokar. Böylece ME-XRF06 ve ME-MS81 analizleri tamamlanır. Eğerki kayaçlar baz metal içermekte ise dörütlü asit ayrıştırması kullanılarak ME-MS42 analizi yapılır. Bu jeokimyasal analizler için bölgedeki mineralizasyonlara sebep olduğu düşünölen diyoritik, monzonitik ve siyenitik intrüzifler ve bunlarla aynı ortamda oluştuğu düşünölen bazaltik, andezitik ve trakitik ekstrüzif kayaçların olabildiğince altere olmamış taze yüzeylerinden örnekler seçilmiştir. Ayrıca havzanın güneyinde kalan zamansal ve ortamsal olarak farklı olduğu düşünölen Horoz Granitoyiti'ni de temsil edecek granitik ve granodiyoritik kayaçlardan örnek alınarak karşılaştırma yapılmak istenmiştir. 6 adet ekstrüzif kayaç numunesi alınırken, 16 adet intrüzif kayaç numunesi alınmıştır (Şekil 3.1). Bu numunelerin analiz sonuçları Tablo 3.1'de görölmektedir.

Alınan tüm örnekler, Irvine ve Baragar (1971) AFM diyagramına göre kalk-alkalen serisinde çıkmaktadır. (Şekil 3.2). Peccerillo ve Taylor (1976) SiO₂-K₂O diyagramına göre; Horoz Granitoyiti kayaçları kalkalkalen seride çıkarken, diyoritik kayaçlar yüksek K'lu kalkalkalen seride, diğerkayaçlar ise şoşonitik seride çıkmaktadır (Şekil 3.3). Yine bütün örnekler Shand (1943) indeks diyagramına oturtulduğunda metalüminalı peralüminalıya doğru kaydığı görölmektedir (Şekil 3.4).

Sadece intrüzif kayaçların yerleştirilerek oluşturulan toplam alkalilere karşı silika (TAS) diyagramında (Middlemost, 1994), Horoz Granitoyiti'ne ait alınan kayaçlar, Şekil 3.5'de granodiyorit ve diyorit olarak görülmektedir. Esendemirtepe ve Koçak bölgesinden alınan diyoritik kayaçlar monzonitik alanda görülmektedir. Uçurumtepe monzonitik kayaçları foid gabro, Yağlıtaş diyoritik kayaçları ise, monzogabro olarak çıkmaktadır. Batıdan doğuya doğru, Esendemir Tepe, Ballıkale, Uçurumtepe, Elmalı lokasyonlardan alınan siyenitik kayaçlar sırasıyla, siyenit, foid monzosyenit, siyenit ve siyenit alanına düşmektedir.

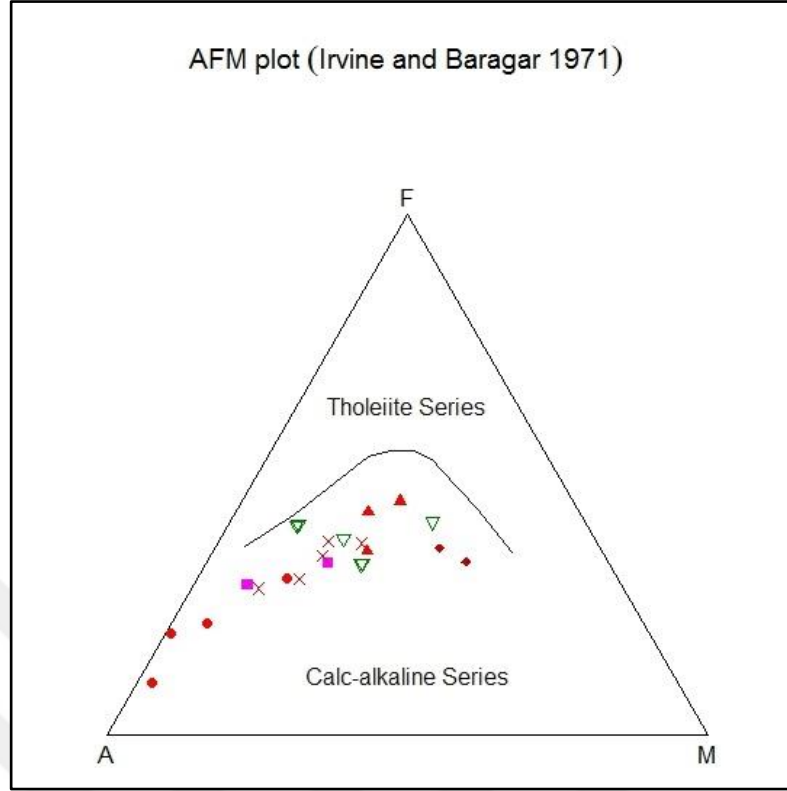




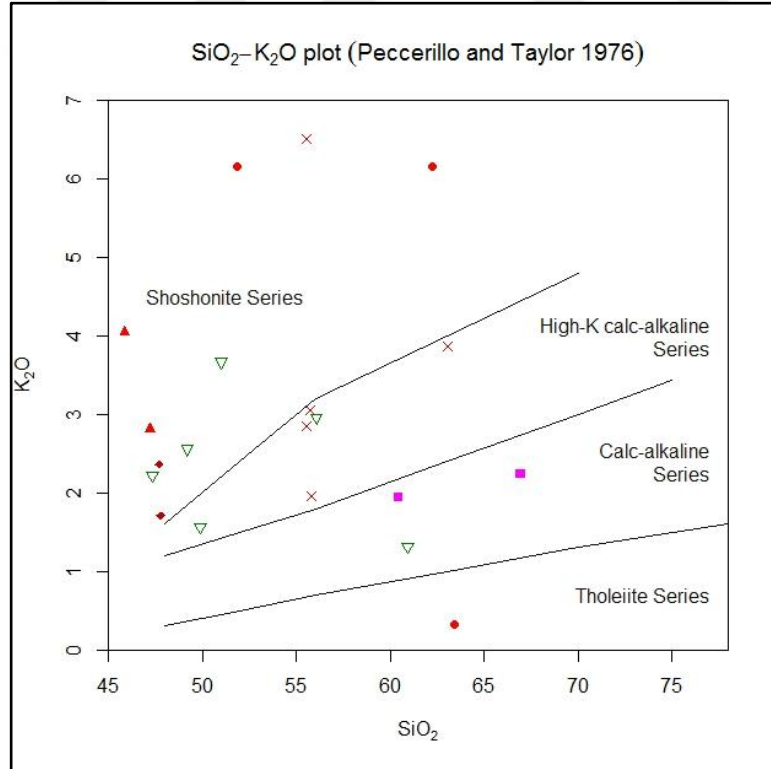
Şekil 3.1 Çalışma alanından tüm kayaç analizi için alınan örneklerin lokasyon haritası

Tablo 3.1 Çalışma Alanından Örneklerin Analiz Sonuçları

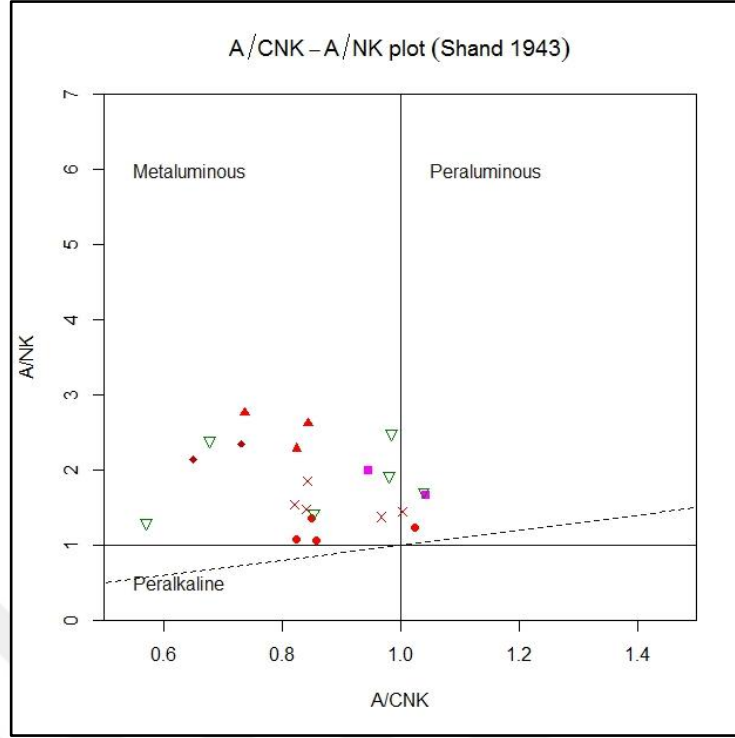
YONTEM	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-XRF06	ME-X
--------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	------



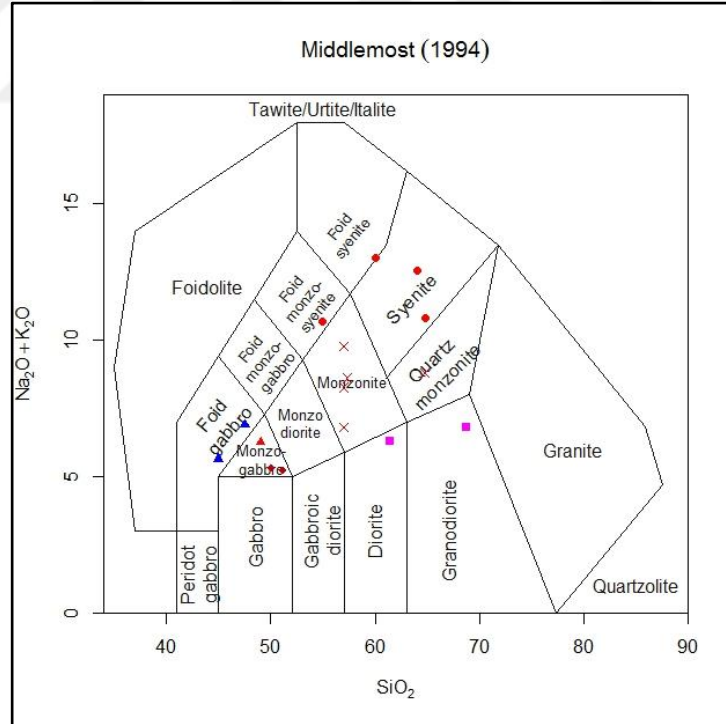
Şekil 3.2 Örneklerin AFM diyagramındaki konumları (Irvine ve Baragar,1971)



Şekil 3.3 Örneklerin alkali silis diyagramında konumları (Peccherillo ve Taylor, 1976)

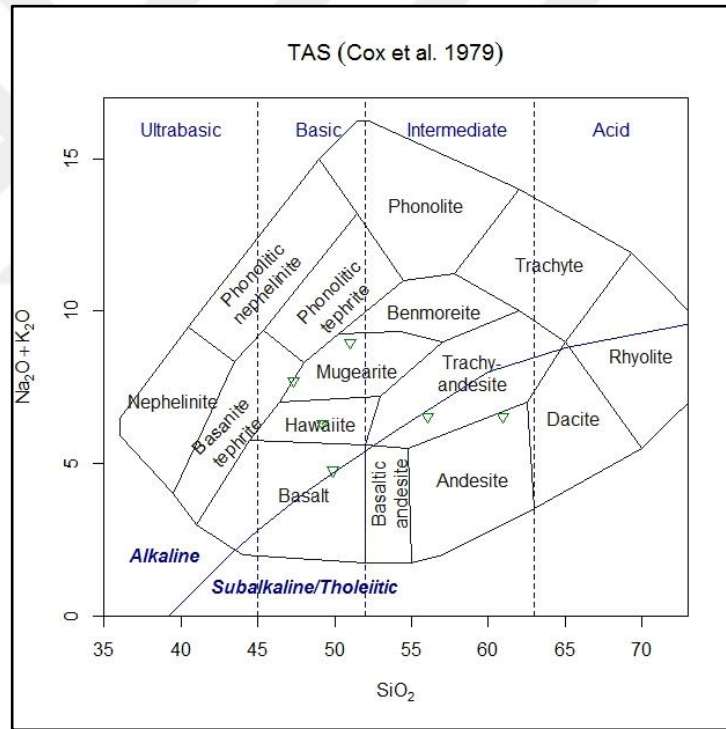


Şekil 3.4 Örneklerin Shand, 1943 indeksi diyagramındaki konumları

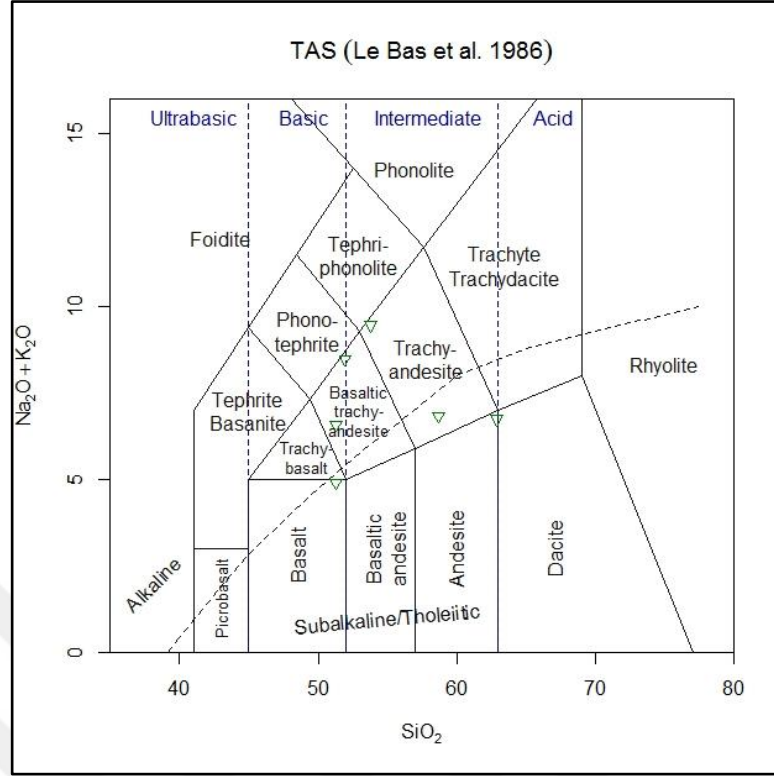


Şekil 3.5 Örneklerin alkali silis diyagramında konumları (Middlemost, 1994)

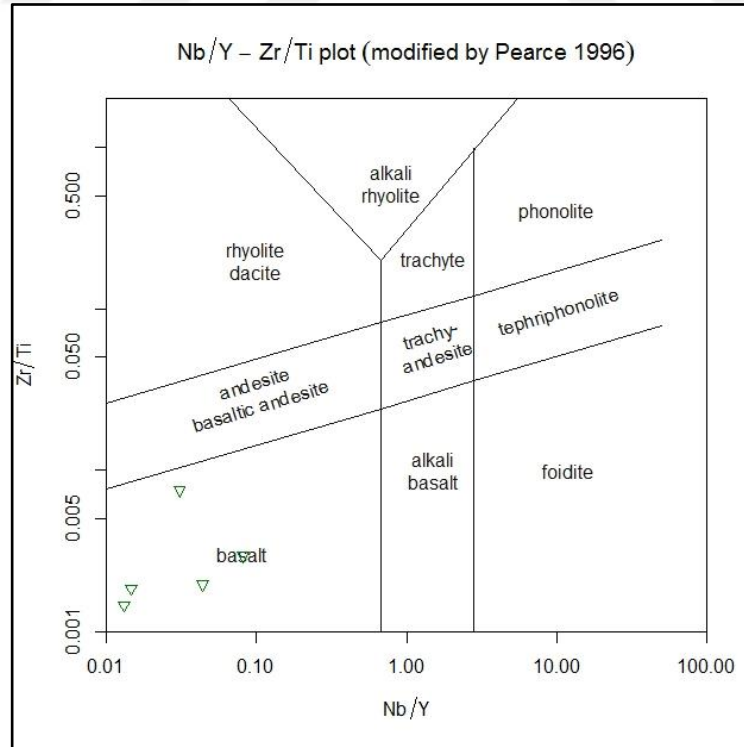
6 adet volkanik kayaktan elde edilen analiz sonuçlarına göre; toplam alkali silis diyagramında (Cox ve diğer., 1979) bazik karakterli mugearit, hawaiiit, bazalt, ortaç karakterli, andezit ve trakiandezit alanlarına konumlanmaktadır (Şekil 3.6). Le Bas ve diğer. (1986) toplam alkali silis diyagramına göre örnekler; alkali ve bazik bazaltik trakiandezit alkali ve ortaç trakiandezit, yarı alkali ve bazik bazalt, yarıalkali ve ortaç andezit ve trakiandezit alanlarına düşmüştür (Şekil 3.7). Şekil 3.8’de ise Pearce (1996) tarafından oluşturulan Nb/Y – Zr/Ti indekslerine göre bütün volkanik örnekler bazalt alanında kalmaktadır. Şekil 3.9’a göre Pearce (1982) tarafından oluşturulan Zr – Ti indekslerine göre bütün volkanik örnekler ada yayı alanında kalmaktadır. Ayrıca Pearce ve Norry (1979) Zr – Zr/Y indeksine göre havzadaki bazaltik volkanikler ada yayı bazaltları bölgesi etrafına düşmektedir (Şekil 3.10).



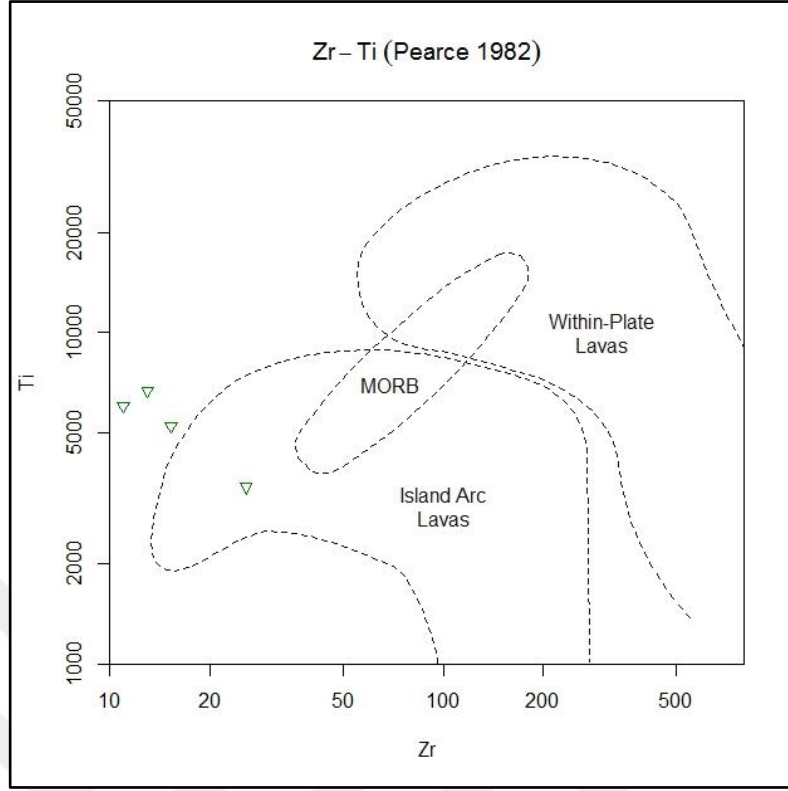
Şekil 3.6 Volkanik kayaç numunelerinin toplam alkali silis diyagramında konumları (Cox ve diğer., 1979)



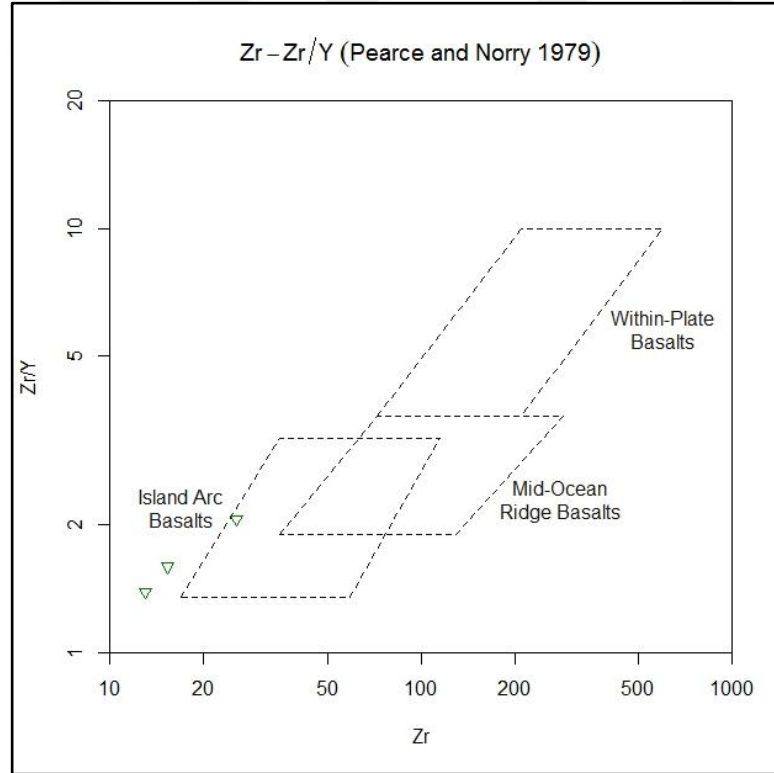
Şekil 3.7 Volkanik kayaç numunelerinin toplam alkali silis diyagramında konumları (Le Bas ve diğer., 1986)



Şekil 3.8 Volkanik kayaç numunelerinin Nb/Y – Zr/Ti diyagramında (Pearce, 1996) konumları



Şekil 3.9 Volkanik kayaç numunelerinin Zr – Ti diyagramında konumları (Pearce, 1982)



Şekil 3.10 Volkanik kayaç numunelerinin Zr – Zr/Y diyagramında konumları (Pearce ve Norry, 1979)

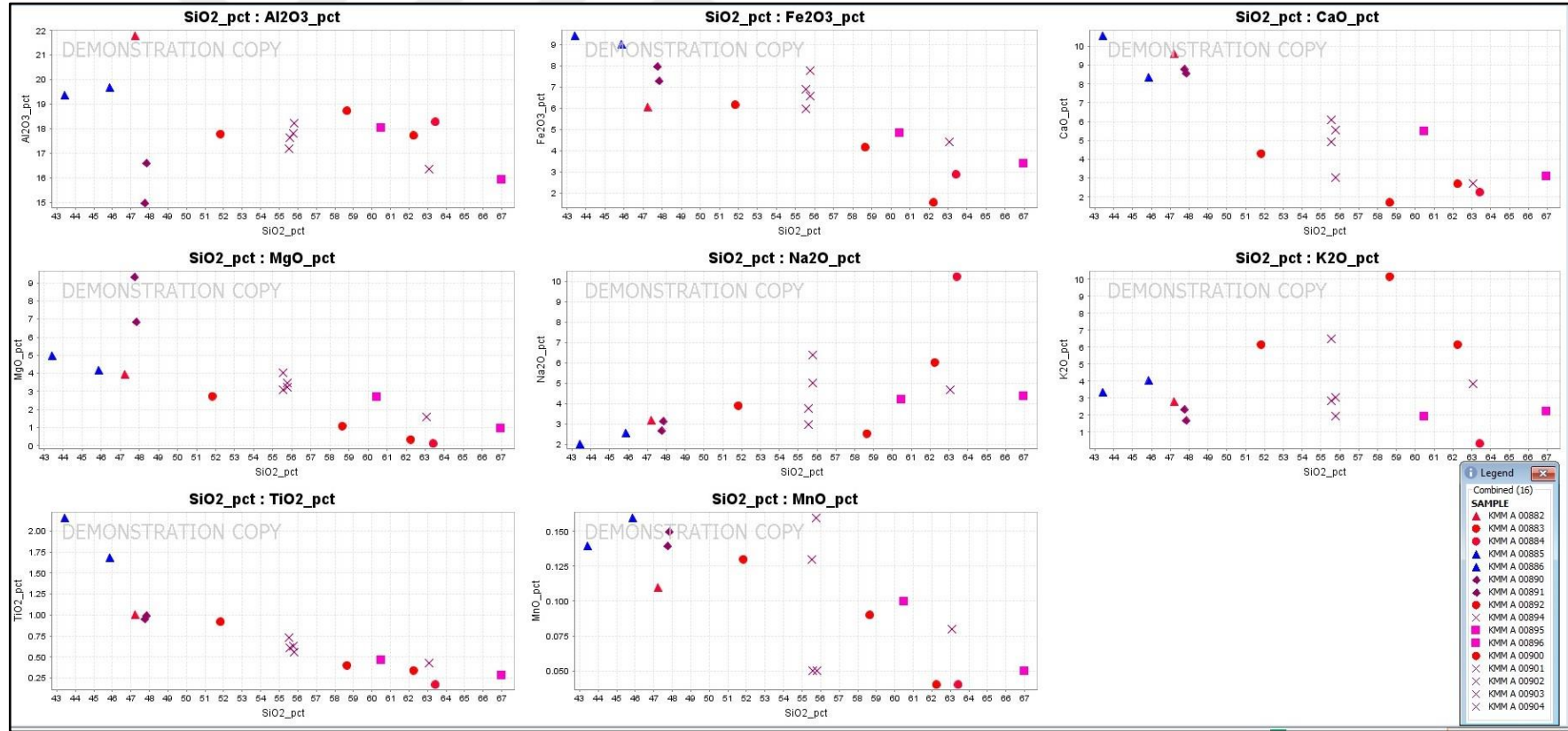
16 adet intrüzif kayaktan elde edilen analiz sonuçlarına göre; majör oksitlerin değerlendirildiği Harker diyagramlarına konulmuştur (Şekil 3.11). Magmada ilk kristalleşen Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 ve CaO majör oksitlerin, SiO_2 'ye göre ters orantılı olduğu ve orantının düzlemsel olarak gabroik-monzonitik intrüzifler'den diyoritik intrüziflere oradan da siyenitik intrüziflere gittiği görülmektedir. Na_2O ve K_2O ile SiO_2 diyagramlarına bakıldığında ise doğru orantı görülmektedir. Horoz Granitoyiti kayaları ise bütün majör oksit diyagramlarında ayrı bir bölgede bulunmaktadır. Bu verilere göre Ulukışla havzasının intrüzifleri olan, gabroik-monzonitik intrüzifler, diyoritik intrüzifler ve siyenitik intrüzifler aynı magmadan türemiş ve fraksiyonel kristalleşme ile oluşmuş denilebilir. Fakat Horoz Granitoyiti bu intrüziflerden farklı bir magmadan türemiş olabileceği yorumlanmaktadır. Ayrıca iz elementlerin SiO_2 ile korelasyonunun yapıldığı grafikler oluşturulmuştur (Şekil 3.12). Bu grafiklerde örnekler arasındaki birlikteliğin, kayaların mineral bileşimi ile doğru orantılı olduğu görülmektedir. Şekil 3.11'de K_2O 'ce fakir olan gabroik-monzonitik intrüzifler, Rb 'ca da fakirdir. Ayrıca bu kayalar Ni 'ce diğer kayaç gruplarından daha zengindir. Ni elementi olivin, klinopiroksen ve mikaların yapısına Mg , Fe , Al ile yer değiştirerek girebildiğinden; Şekil 3.11'de yüksek Fe_2O_3 , MgO değerlerinin yanında düşük Al_2O_3 değerleri Ni elementinin Al ile yer değiştiğini düşündürmektedir. Zr 'ca zengin numuneler ise siyenitik kayalardır. Esendemir-Koçak diyoritik kayalarının ise La ve Ce 'ca çok fakir olduğu ve kendi içinde kümelandikleri gözlenmektedir.

Esendemir-Koçak bölgesinde gözlenen diyoritler, siyenitler ve Horoz Granitoyiti kayalarından alınan örneklerin sonuçları; Pearce ve diğer., 1984 tektonik ortam diyagramlarında değerlendirilmiştir (Şekil 3.13). Bu diyagramlara bakıldığında diyoritler ve granitoyitler ada yayı bölgelerine düşmekteyken siyenitler kıta içi ve çarpışma ile eş yaşlı oluşumlar olarak çıkmaktadır. Ada yayı granitoyitleri alanına düşen diyoritler ve granitoyitler yitim etkisi ile zenginleşmiş mantodan türemiş olabilecekleri belirtilebilir. Siyenitlerdeki bu farklılık kıtasal kabuk karışımının daha baskın olduğunu düşündürmektedir (Pearce ve diğer., 1984).

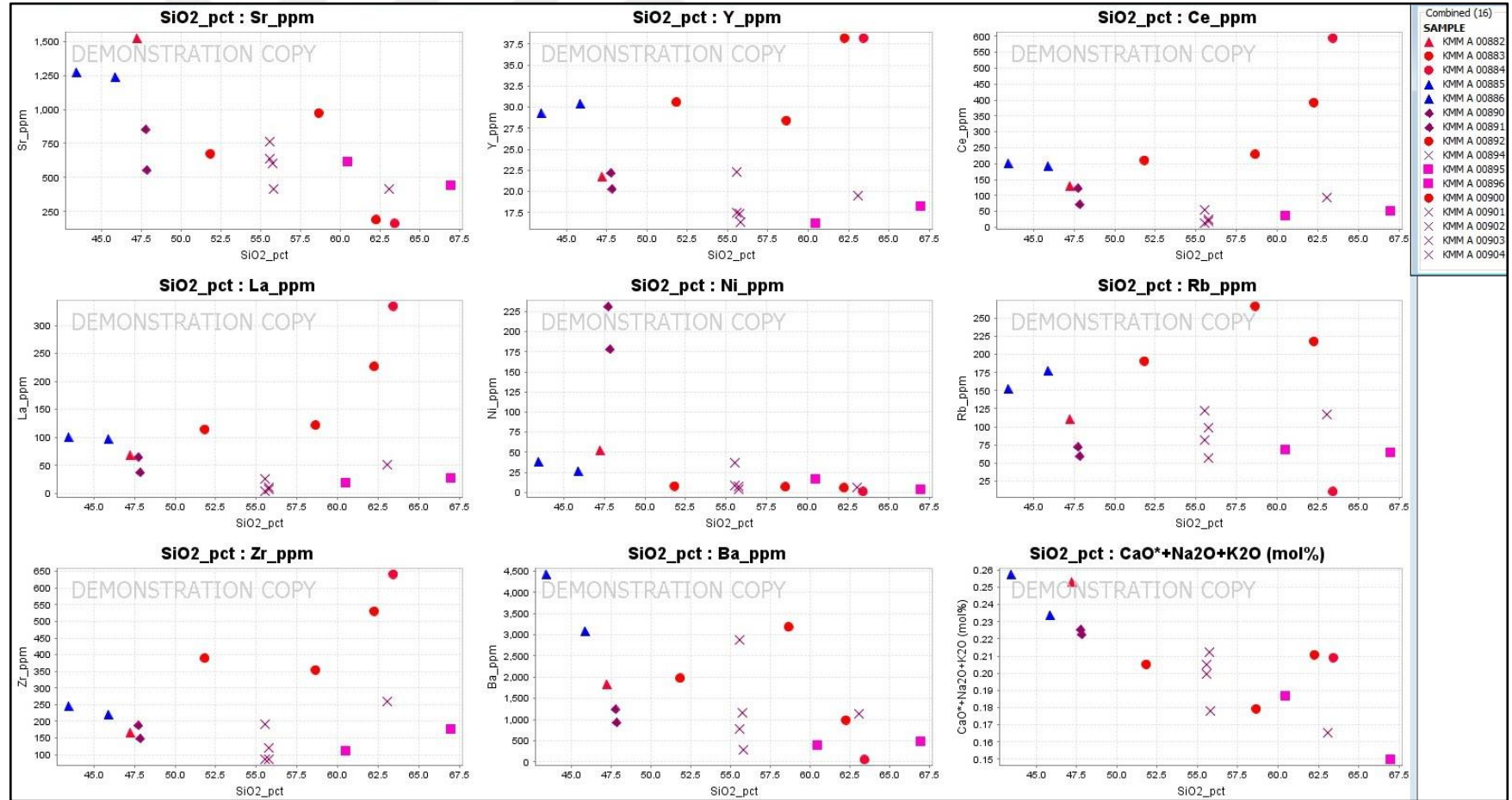
MORB'a göre normalize edilmiş ve normalize değerleri Bevins ve diğer., 1984'den alınan Şekil.3.14'deki multi element örümcek diyagramına göre; geniş iyonlu litofil

elementlerde belirgin bir zenginleşme, kalıcılığı yüksek elementlerde belirgin bir fakirleşmeden bahsedilebilir. Ba'da zenginleşme Nb'da fakirleşme kıtasal kabuk kirlenmesini düşündürmektedir. Th'da gözlenen zenginleşme yitim etkisiyle zenginleşmiş mantodan türemiş veya yükselimi sırasında kabuk tarafından kirlenmiş magmanın göstergesidir (Wilson, 1989).

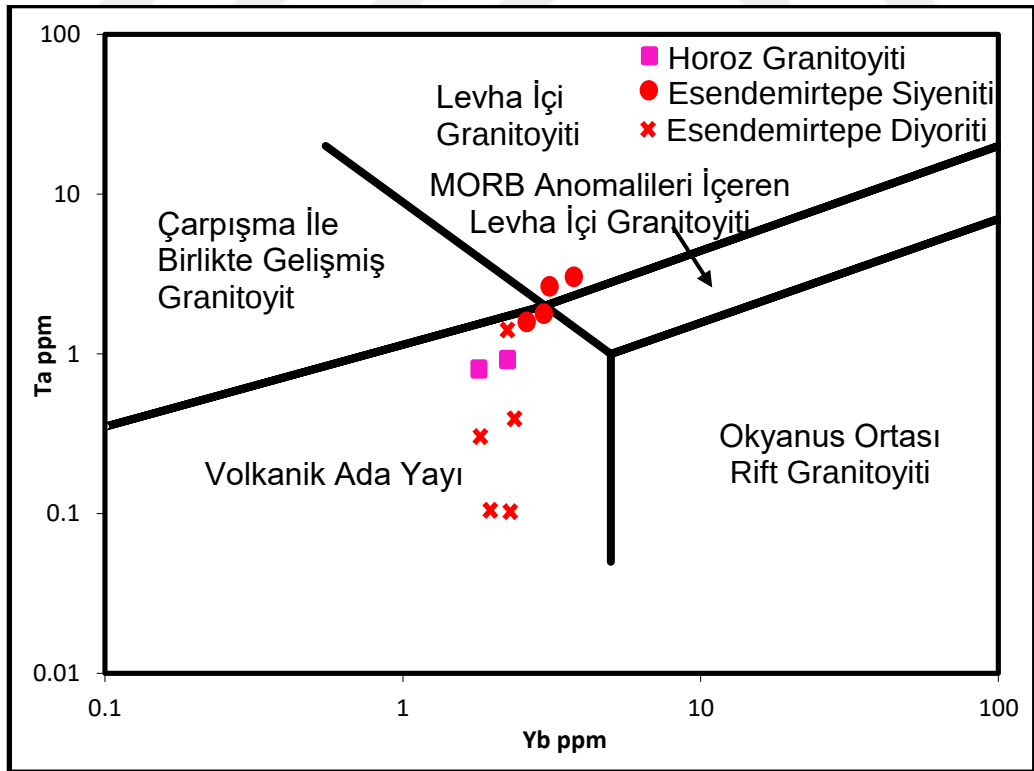
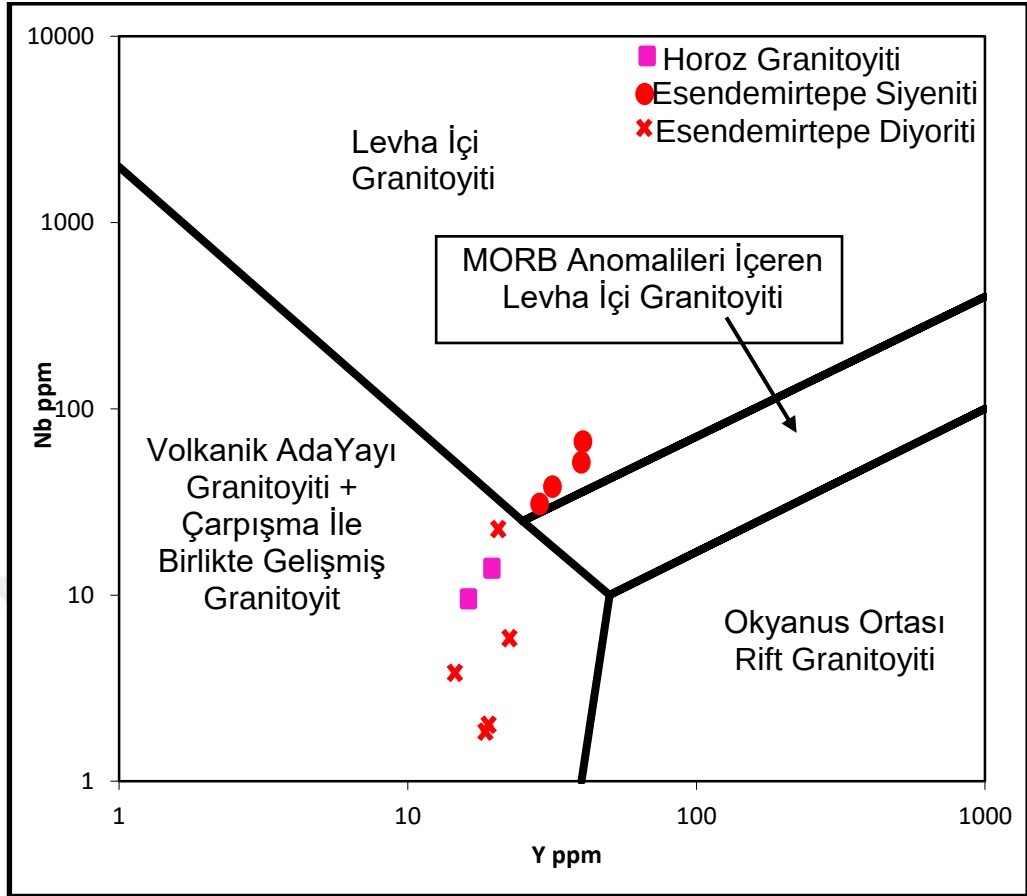




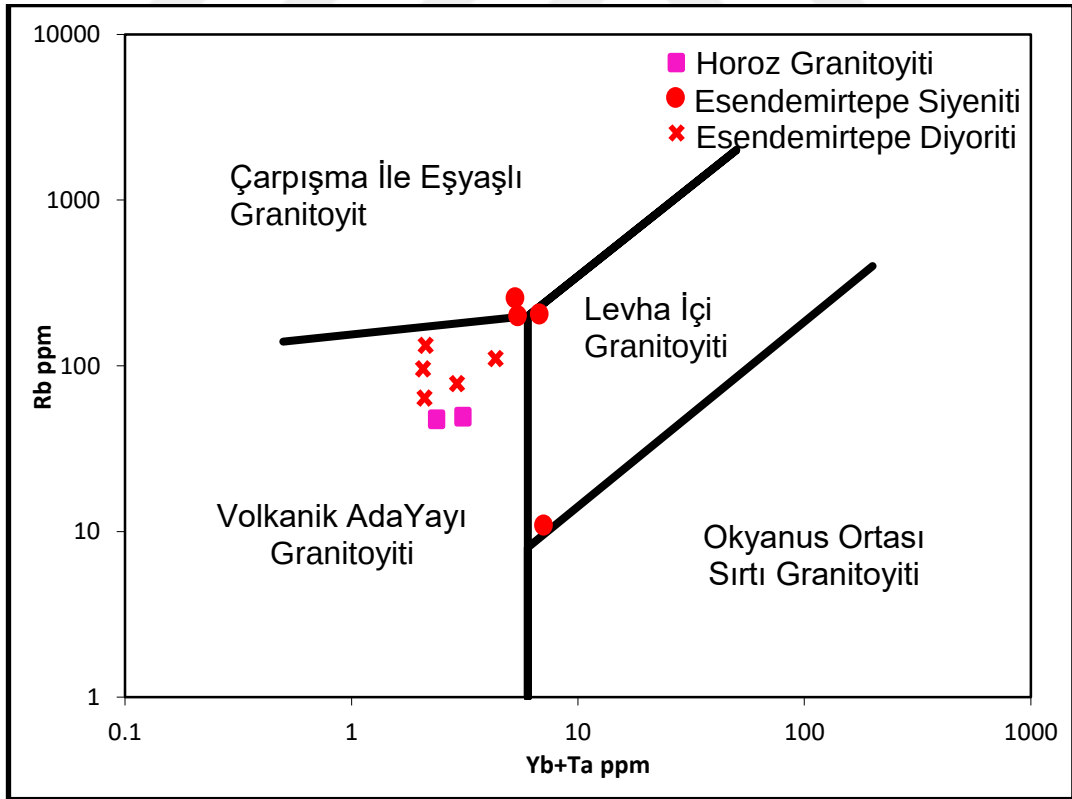
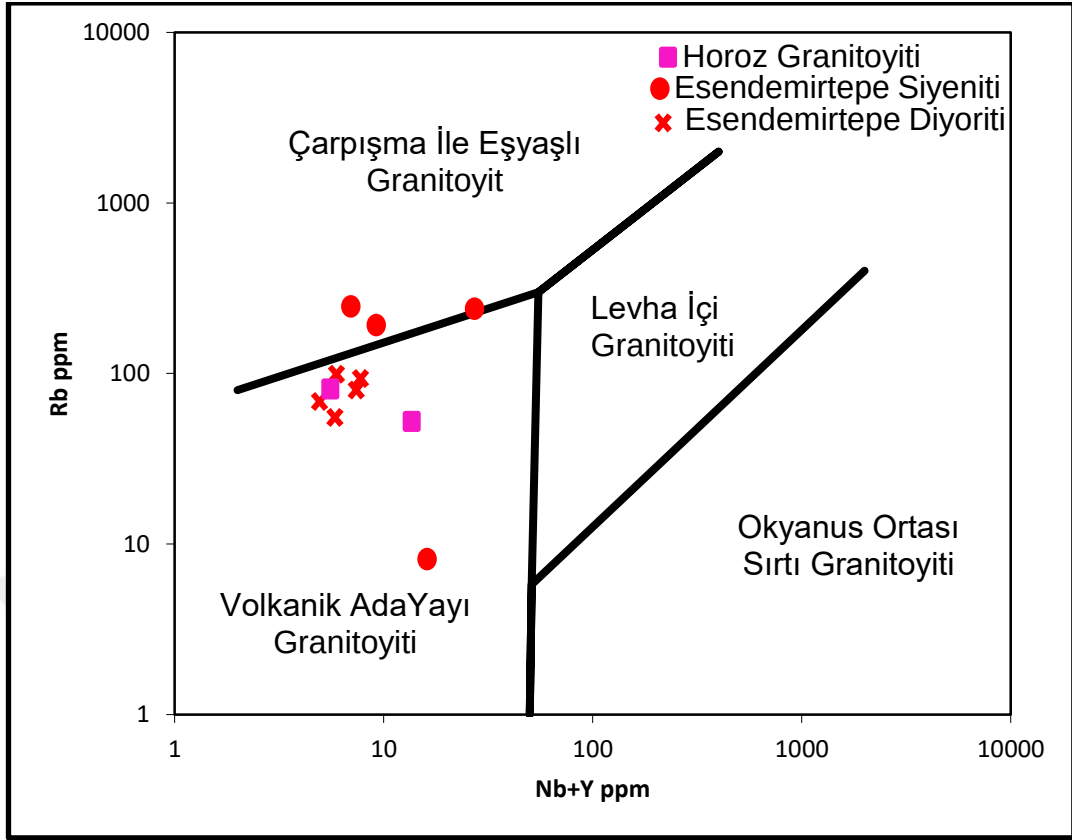
Şekil 3.11 İntüzif kayaçların majör oksit harker diyagramları



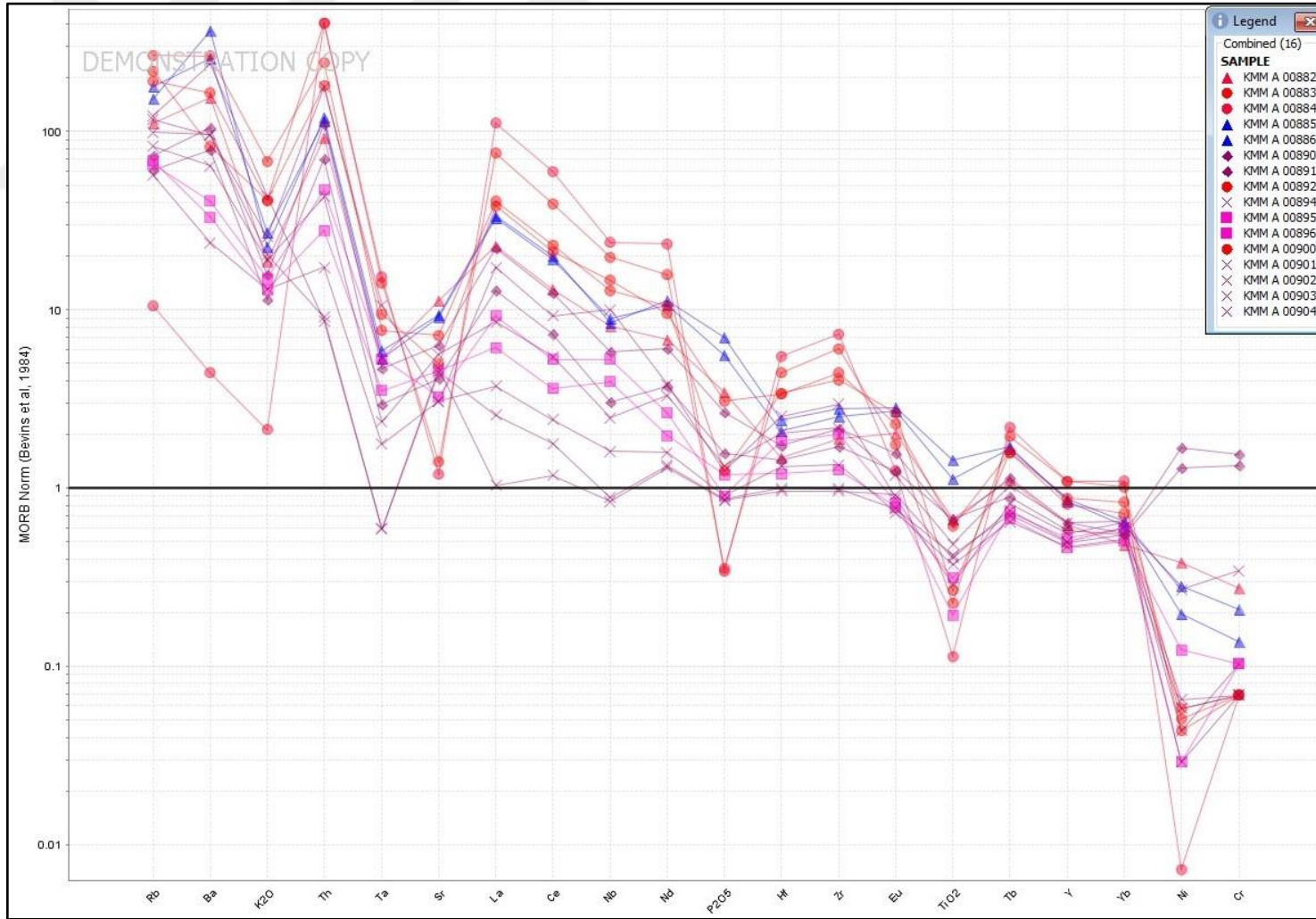
Şekil 3.12 İntüzif kayaçların iz element harker diyagramları



Şekil 3.13 Tektonik ortam diyagramları (Pearce ve diğer., 1984)



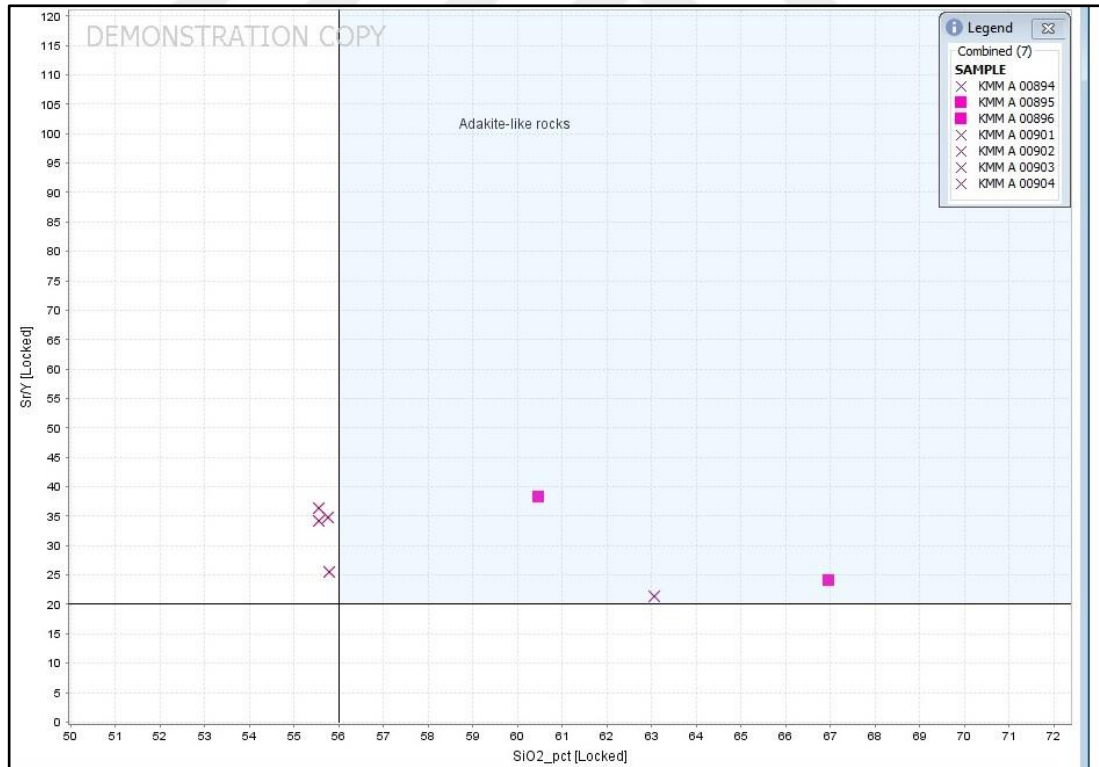
Şekil 3.13 devamı



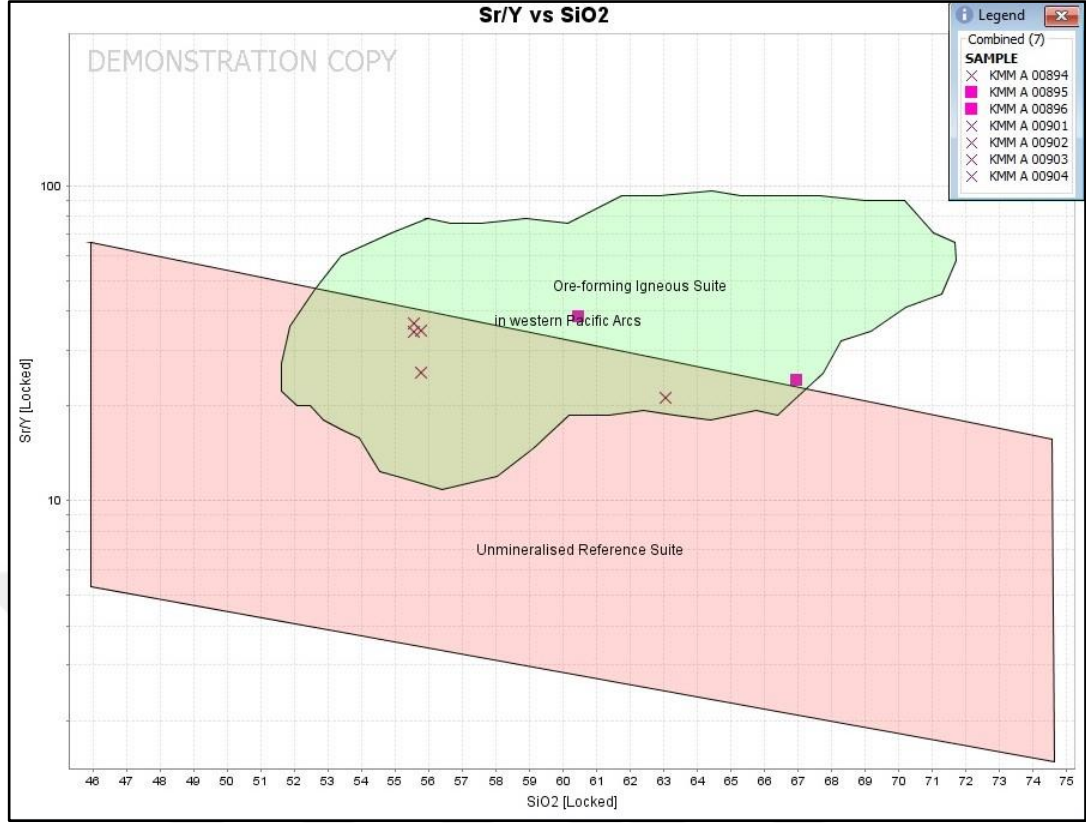
Şekil 3.14 İntüzif kayaçların multi element örümcek diyagramı (MORB'a göre Normalize değerler Bevins ve diğer., 1984'ten)

3.1.1 Petrojenez

Yüksek Sr/Y, La/Yb oranları ve MgO içerikleri Adakitik magmaya işaretler (Gao ve diğer., 2007). Bölgede mineralizasyonlara sebep olduğu düşünülen Horoz Granitoyiti ve Esendimir-Koçak Diyoritleri, Richards ve Kerrich (2007)'de eşik değerlerini belirlediği Sr/Y ile SiO₂ grafiğine koyulduğunda Horoz Granitoyiti kayalar Adakitik kayalar alanında görülmektedir (Şekil 3.15). Yine Sr/Y ile SiO₂ değerleri ile Cohen ve diğer., (2010) tarafından oluşturulan bazı alanlar belirlenmiştir (Şekil 3.16). Bu alanlar KB Pasifik volkanik yayı, iç okyanusu ve kıtasal kenar yayında oluşan Cu-Au yataklanmalarına sebep olan magmatik kayalar ve herhangi bir yataklanmaya sebep olamayan magmatik kayalar verilerine göre oluşturulmuştur. Bu grafiğe göre Horoz Granitoyiti Cu-Au mineralizasyonu oluşturabilecek değerlere sahip iken, Esendimir-Koçak diyoritleri belirlenen iki alanın kesişiminde görülmektedir (Şekil 3.16).

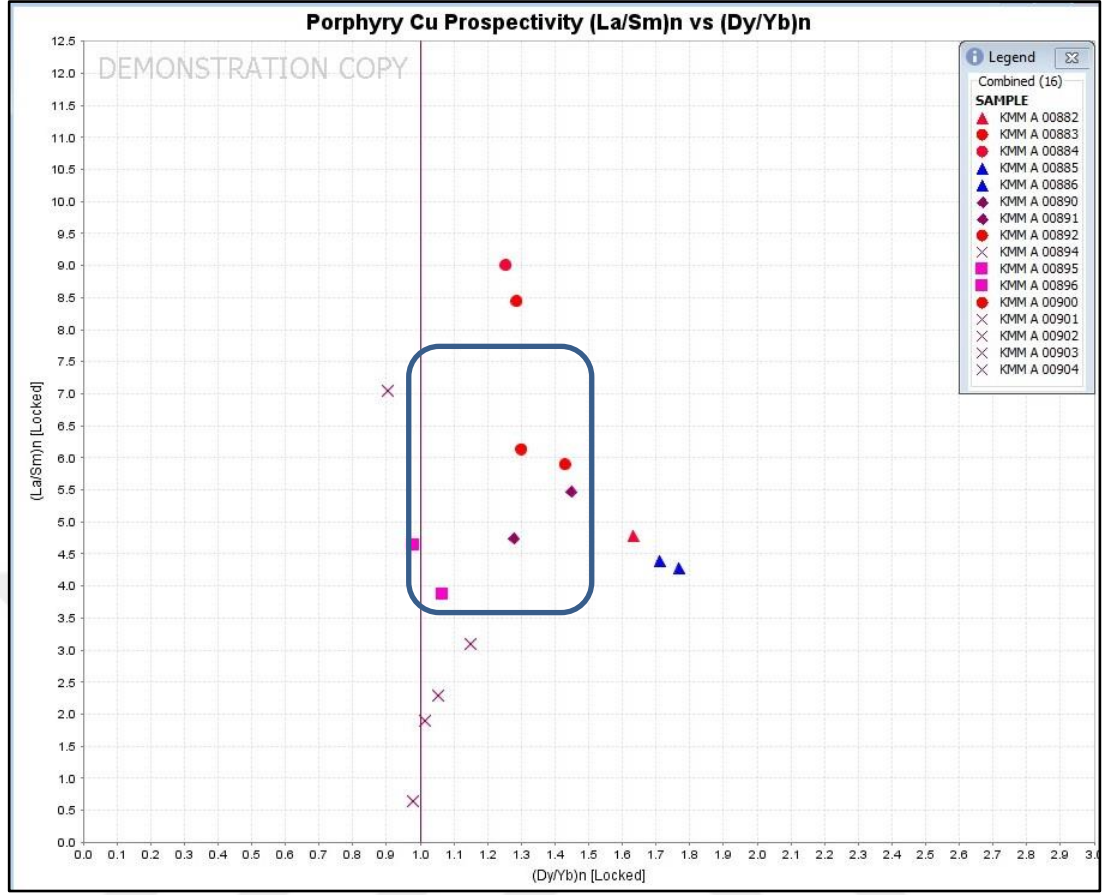


Şekil 3.15 Horoz Granitodi ve Esendimir-Koçak diyoritik kayalar Sr/Y - SiO₂ grafiği



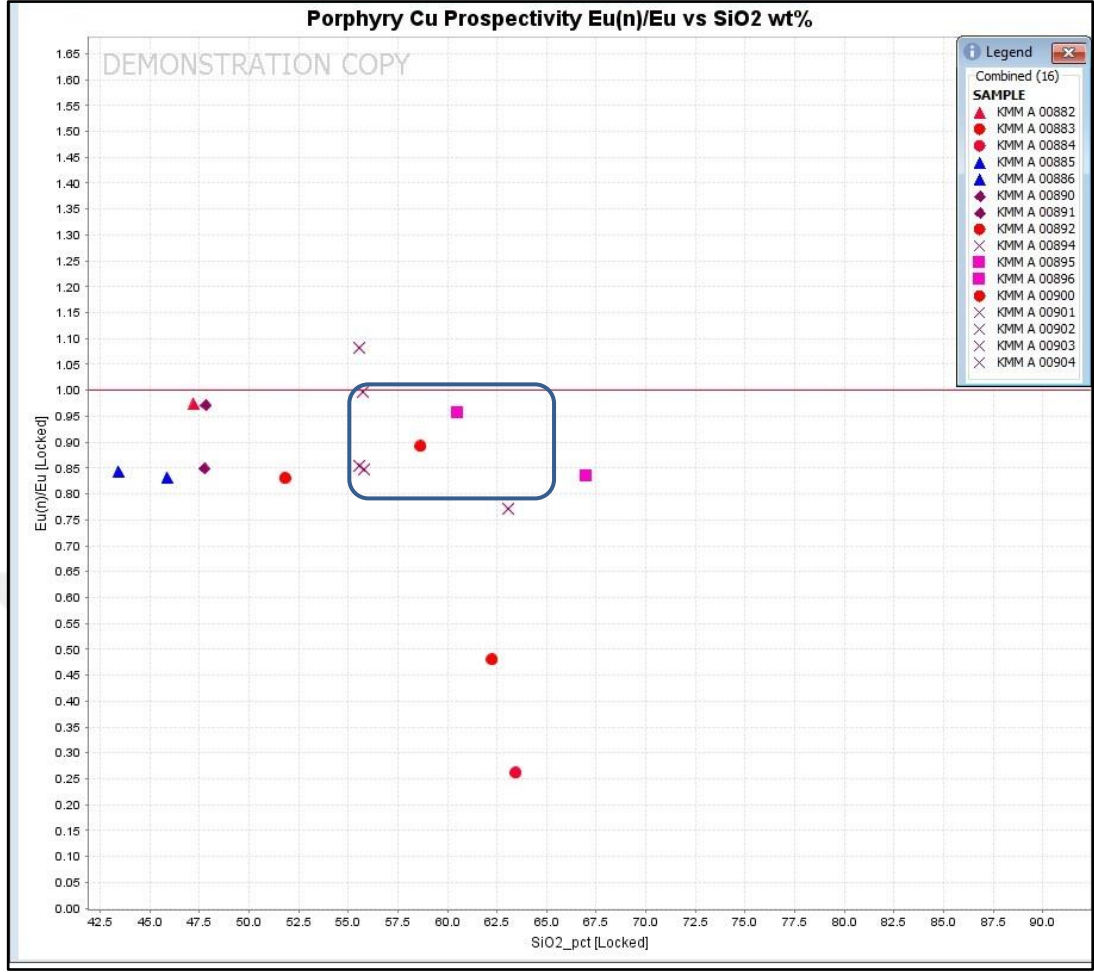
Şekil 3.16 Horoz Granitodi ve Esendemir-Koçak Diyoritik Kayaçları Sr/Y - SiO₂ grafiği (Alanlar Cohen ve diğer., 2010'den normalize edilmiştir)

Sahadaki bütün intrüzif kayaçlardan alınan 16 adet örneğin (La/Sm) - (Dy/Yb) grafikleri oluşturulmuştur (Şekil 3.17). bu grafikteki normalize değerler Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. Bu normalize değerler ile Richards ve diğer., (2012)'de orta ve doğu Tetis kuşağındaki üretken ve fakir magmatik provensler karşılaştırılarak alanlar belirlenmiştir. Orta ve Doğu İran ve Batı Pakistan'da bulunan Porfiri cevherleşmeleri üreten zengin magmalar genelde La/Sm oranları 4-8 arası, Dy/Yb oranları ise 1-1,5 arasındadır (Richards ve diğer., 2012). Bu değerleri temel alacak olursak Ulukışla Havzasında Porfiri tip cevherleşme üretebilecek olan magma Horoz granitoyit'inde ve Elmalı ve Kamışlı'dan alınan monzogabroik kayaçlarda mevcuttur.



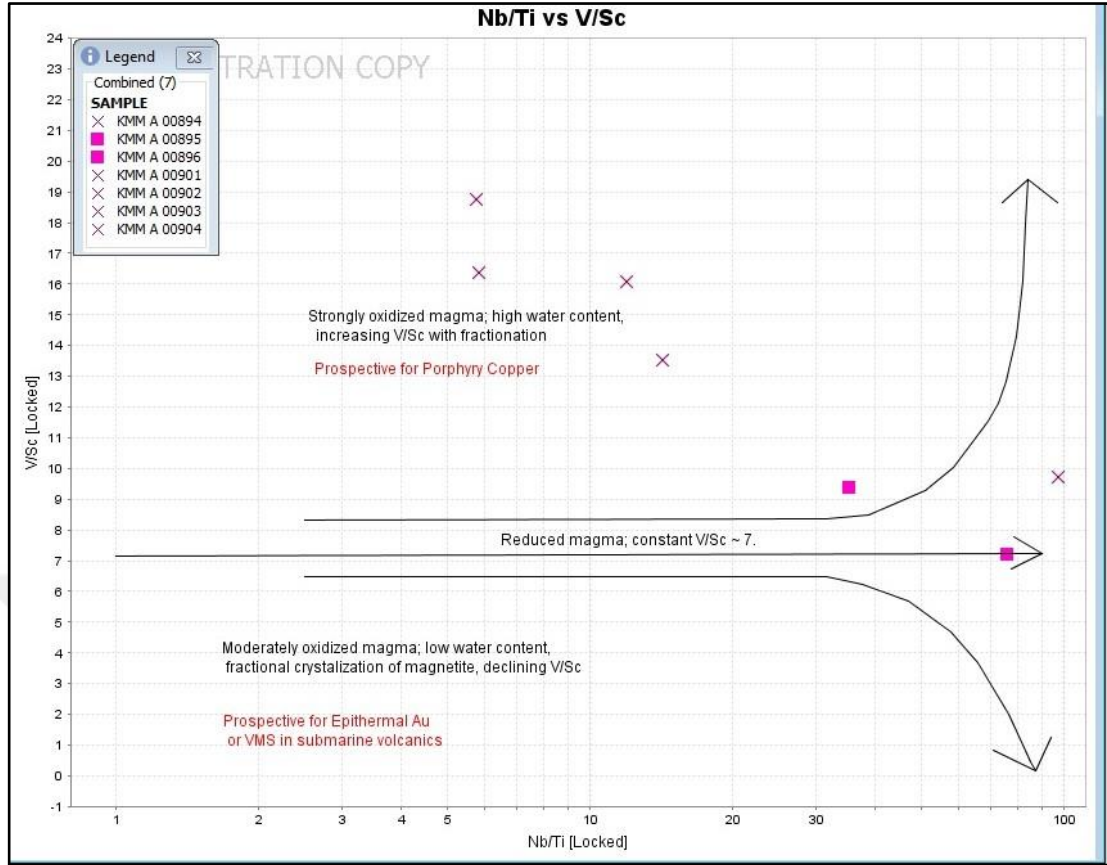
Şekil 3.17 İntrüzif Kayaçların La/Sm - Dy/Yb Grafiği (değerler Sun ve McDonough 1989'den normalize edilmiştir. Orta ve Doğu İran ve Batı Pakistan'da bulunan Porfiri cevherleşmeleri üreten zengin magmalar genelde La/Sm oranları 4-8 arası, Dy/Yb oranları ise 1-1,5 arasındadır (Richards ve diğer., 2012)

Eu elementi farklı magmatik koşullarda $+2$ ve $+3$ değerlikle farklı oksidasyon derecesine sahiptir. Bu farklılık plajioklasların fraksiyonlanmasını etkiler (Frey ve diğer., 1978; Hanson, 1980). Eu anomalisi, Eu varlığının Sm ile Gd elementlerinin çarpımının karekökü ile oranına bakılarak bulunur. Richards ve diğer. (2012) Bu veriler ile Orta ve Doğu İran ve Batı Pakistan'da bulunan Porfiri cevherleşmeleri üreten zengin magmaları denetleştirdiğinde, yaklaşık 0,8 – 1 arası Eu_n/Eu değerleri ve SiO_2 değerlerinin %55 ile %65 arasında olduğunu belirtir. Şekil 3.18'de bulunan grafikte belirlenmiş olan bu alana Esenemir Tepe Diyoriti'nden 3 örnek ve Horoz Granitoyidi'nden 1 örnek denk gelmektedir.



Şekil 3.18 İntüzif kayaçların Eu_n/Eu - SiO_2 grafiği (değerler Green ve Pearson, 1985'den normalize edilmiştir) Eu_n/Eu değeri 0,80 - 1'e yakın, SiO_2 değeri %55-65 arası değerler porfiri Cu alanlarında gözlenir (Richards ve diğer., 2012)

Halley (2016) oluşturduğu bir grafikte $V/Sc - Nb/Ti$ değerlerine göre ortalama bir magmada, manyetitten önce hornblendin kristalizasyonu ile okside magmaya işaret edilmektedir. Bu durumun porfiri tip cevherleşmeler için uygun ortam koşullarını sağladığından bahsetmektedir. Bu veriler ışığında Esendemir-Koçak diyoritleri, porfiri tip yataklanmalar için uygun oksidasyon seviyesinde, yüksek su içerikli magmadan oluşmuştur denilebilir (Şekil 3.19).

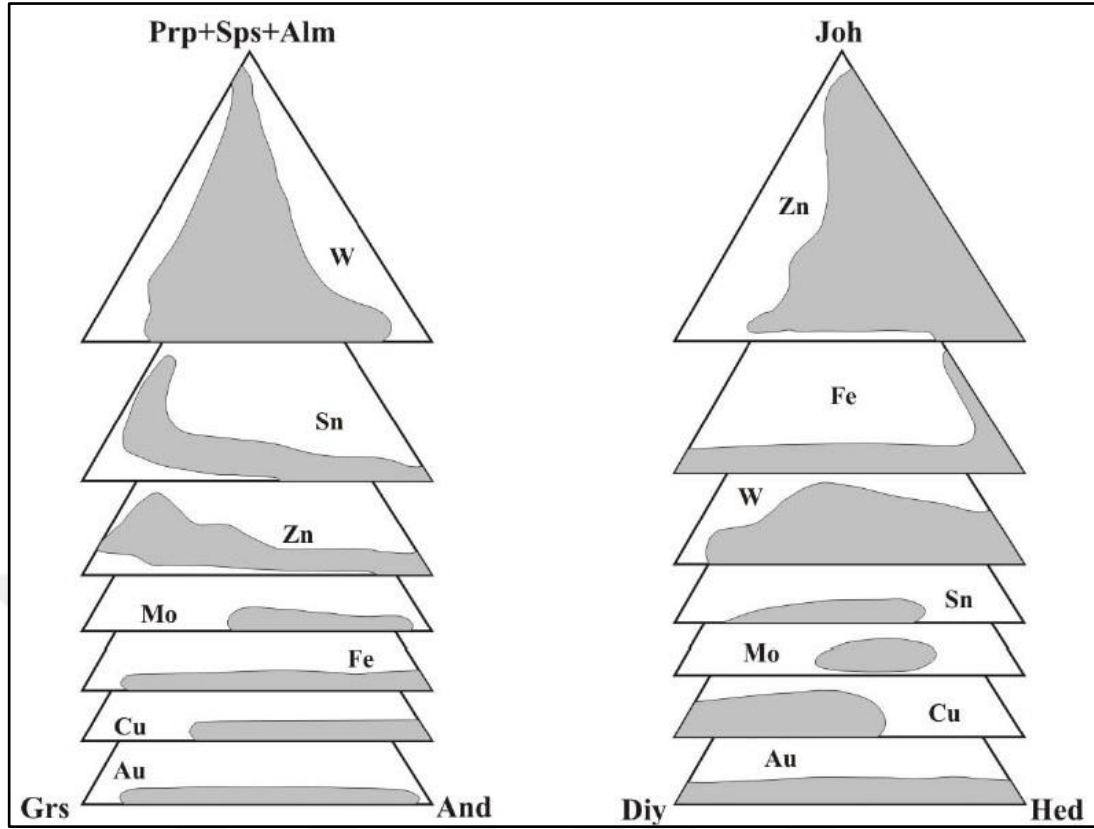


Şekil 3.19 Horoz Granitodi ve Esendemir Tepe diyoritik kayaçları V/Sc-Nb/Ti grafiği (Halley, 2016)

BÖLÜM DÖRT

CEVHER JEOLojİSİ

Granitoyit sokulumu ile karbonatlı yan kayaçlar arasında gelişen, metazomatik süreçlere bağlı olarak oluşan yataklara skarn tipi yataklanma denir. Bu olayın, ilk evresinde sokulum yapan granitoyitin yüksek sıcaklığından dolayı, ilerleyen evre (prograd) skarn mineralleri, geç evresinde ise granitoyitin soğumasına bağlı olarak gerileyen evre (retrograd) skarn mineralleri gözlenir. İlerleyen evrede susuz silikat minerallerinin (granat ve piroksen), gerileyen evrede ise sulu silikat minerallerinin (epidot, amfibol, klorit) geliştiği daha önceki çalışmalarda belirtilmektedir (Einaudi ve diğer., 1981; Meinert, 1992; Orhan ve Mutlu, 2009; Oyman, 2010). Yapılan çalışmalarda granat ve piroksen bileşimleri ile skarnların metal içerikleri ve oksidasyon derecesi arasında bir ilişki görülmüş, sınıflandırmalar buna göre yapılmıştır (Einaudi ve diğer.,1981; Meinert ve diğer., 2005; Nakano ve diğer., 1994; Nakano, 1998). Şekil 4.1’de görülen bu sınıflamalarda mangan içeriği yüksek piroksenler (johansenit) Zn tip skarnlara, diyopsit-hedenberjit arası bileşime sahip piroksenler ise Cu-Fe tip skarnlara karşılık gelmektedir. Bu çalışmalara göre oksitlenmiş skarnlar yüksek andradit ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$) düşük spesartin ve almandin içeriklerine sahiptir. Zonlu büyüme gösteren granatlarda mineralin merkezinden kenarına doğru artan Adr/Grs oranının, kaynak plütonun oksitlenme derecesindeki artışı yansıttığı diğer bazı çalışmalarda ortaya konmuştur (Abu el Enen ve diğer., 2004; Collins, 1977; Newberry, 1983). Newberry (1991) tarafından da indirgenmiş skarnlarda piroksenin granattan daha yaygın ve hedenberjit bileşiminde olduğu, oksitlenmiş skarnlarda ise piroksen bolluğunun granattan daha az ve diyopsit-hedenberjit arasında değişen bileşimde olduğunu belirtmektedir.



Şekil 4.1 Granat ve piroksen içeriklerinin majör skarn tipleri ile olan ilişkisi; And: andradit, Grs: grossular, Prp: pirop, Sps: spesartin, Alm: almandin Joh: johansenit, Diy: diyopsit, Hed: hedenberjit (Einaudi ve diğer., 1981; Meinert, 1983, 1989)

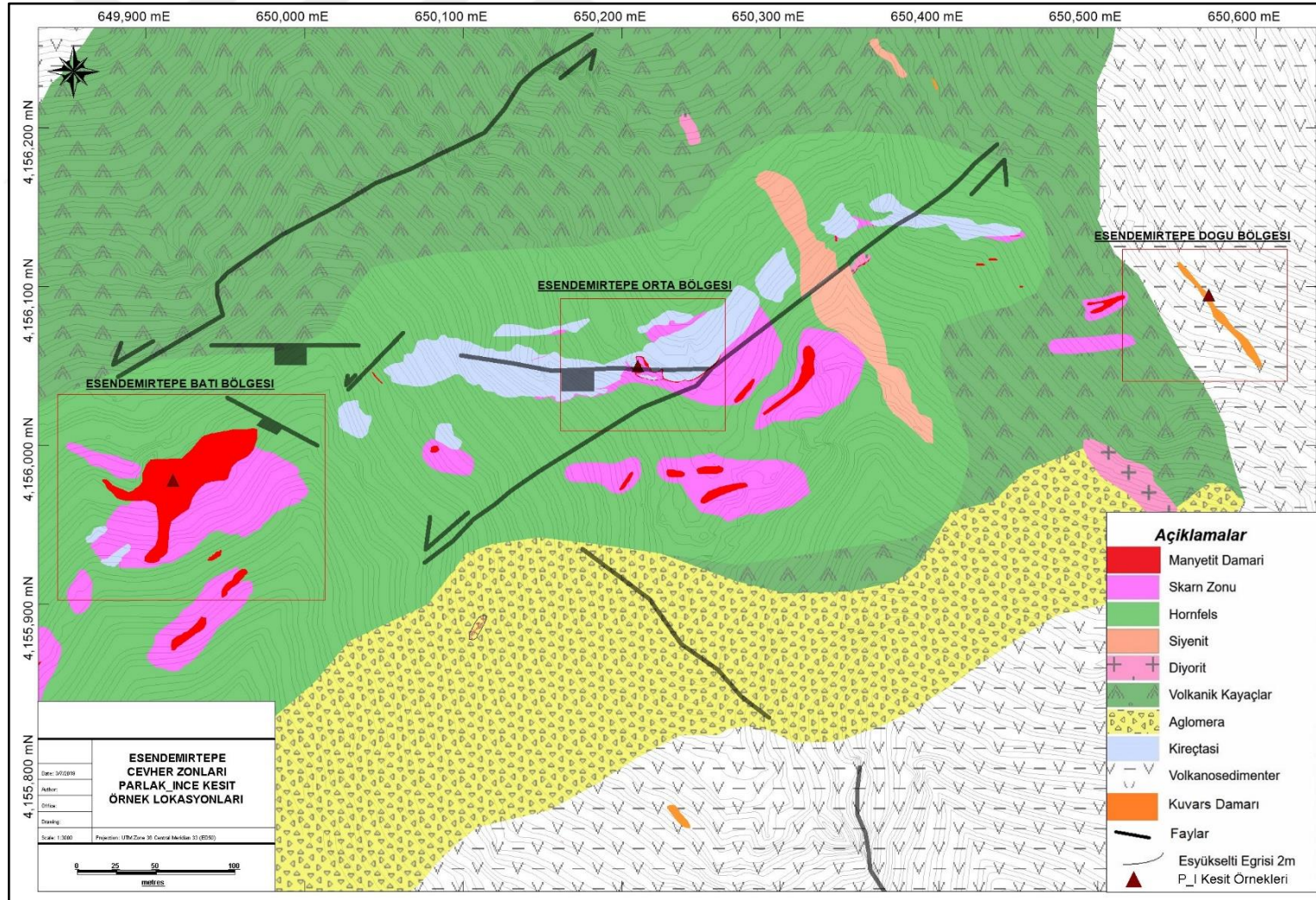
4.1 Esendemir Tepe Bölgesi Cevherleşmesi

Ulukışla Havzası'nda Esendemir Tepe bölgesi cevherleşmesine ev sahipliği yapan kayaç Ulukışla Formasyonu içerisinde bulunan kireçtaşı seviyeleridir (Şekil 2.8). Bölgedeki diyoritik kayaçların Ulukışla Formasyonu içerisine sokulması ile K54D/44KB konumlu kireçtaşı seviyeleri kontak metazomatizmasına uğrayarak skarn tipi cevherleşmeye sebep olmuştur. Aralıklı da olsa yaklaşık 500 metre uzunluğu olan skarn zonu en kalın 25 metre civarı gözlenmektedir. Bu cevherleşmeyi ilk olarak Ateş (1986) yüksek lisans tezinde araştırmış olup; mineral birlikteliğinde Co ve Ni varlığını ortaya koymuştur. Bu varlığıda havza tabanında bulunan Alihoca Ofiyolitik Karmaşığı ile zenginleşme ile açıklamıştır. Ayrıca yaptığı çalışmalar sonucu ortalama ağırlık tenör dağılımını %50 Fe ile belirlemiş olup, 100000 ton görünür rezerv, 200000 ton muhtemel rezerv hesaplamıştır (Aşağıda Esendemir Tepe batı bölgesi olarak

anlatılmıştır). Ayrıca %31,65 Fe, %2,46 Cu, %0,2 Co, %0,02 Ni, %2,8 As tenör dağılımı ile 500 ton muhtemel rezervi olan bir zon tespit etmiştir.

Koza Anadolu Metal Madencilik tarafından gerçekleştirilen sondajlarda ise EDDH001: 7,70m @ %1,86 Cu. EDDH001: 9,10m @ %31,20 Fe. EDDH004: 3,70m @ %34,85 Fe. EDDH007: 7,90m @ %32,40 Fe. EDDH007: 1,70m @ %1,90 Cu, %26,50 Fe. EDDH018: 3,90m @ %34,60 Fe. EDDH019: 6,30m @ %61,90 Fe. EDDH021: 10,20m @ %24,40 Fe. EDDH022: 2,60m @ %1,15 Cu. EDDH042: 12,10m @ %0,40 Cu, %22Fe gibi değerler elde edilmiştir (<http://www.kozametal.com.tr/operasyonlar-ve-projeler/nigde-ciftehan-projesi/>).

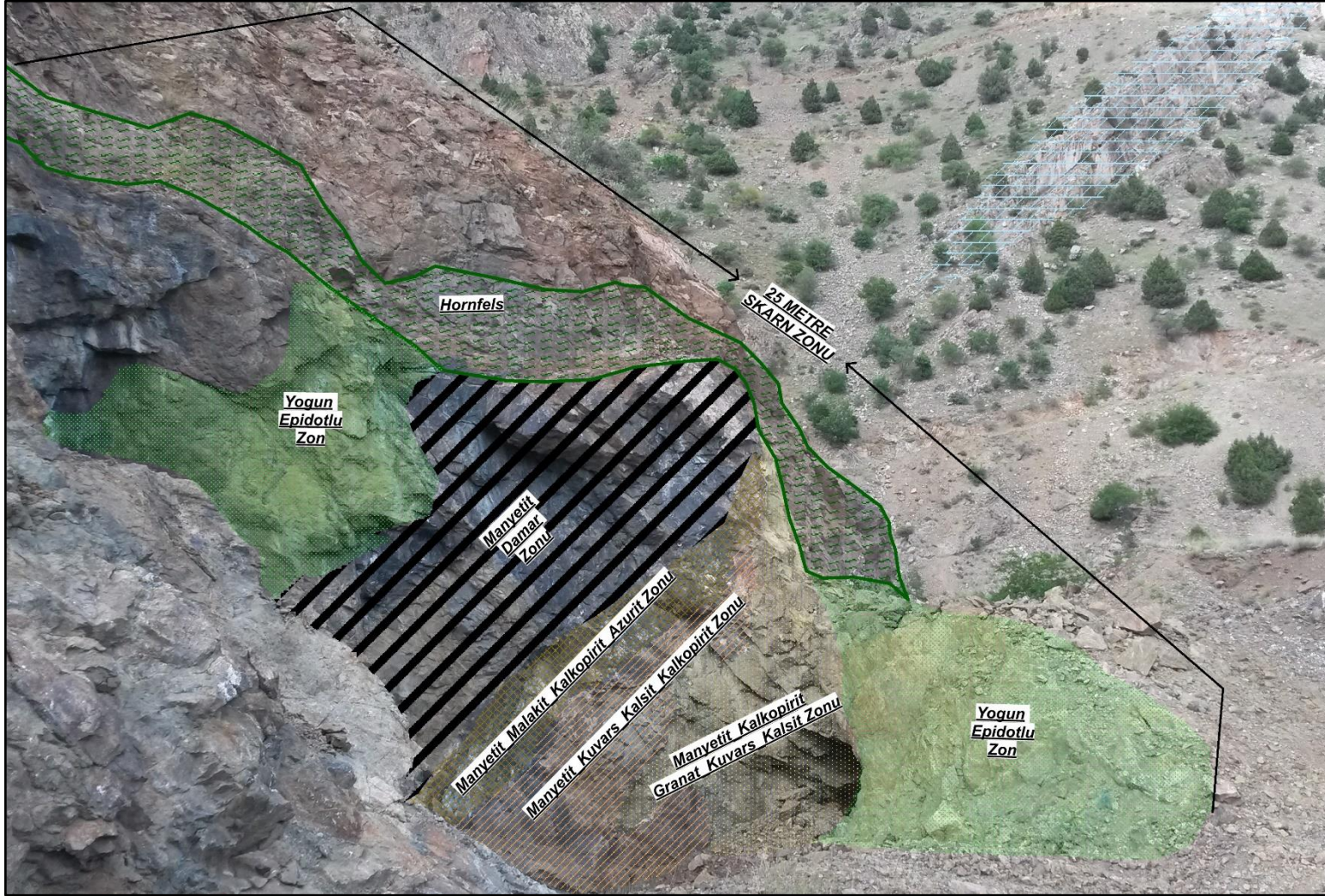
Yukarıda verileri bulunan sondajların yapıldığı cevherleşmeler Esendemir Tepe batı ve Esendemir Tepe orta bölgesi olmak üzere iki farklı başlık altında incelenmiştir (Şekil 4.2). Bu cevherleşmeleri oluşturan magmatik solüsyonlar; havzanın evriminde kuzey-güney açılma ile gelişen yaklaşık D-B doğrultulu güneye eğimli normal fayları tercih etmiştir. Gürer ve diğer., (2016) çalışmasında belirttiği 60-56 milyon yılları arasında D-B genişleme tektonik ortamında ise Şekil 4.2’de görülen Esendemir Tepe doğu bölgesindeki kuvars damarları gelişmiştir.



Şekil 4.2 Esendimir Tepe cevherleşmesi jeoloji haritası

4.1.1 Esendemir Tepe Batı Bölgesi Cevherleşmesi

Esendemir Tepe batı bölgesi cevherleşmesi K54D/44KB konumlu, yaklaşık 25 metre kalınlığında, 75 metre uzunluğunda bir mostraya sahiptir ve zonlanmaları ile gözlenmektedir. (Şekil 4.3). Bu skarn zonun merkezinde manyetit 6-7 metre arası gözlenmektedir. Bu manyetitli zonun el örneği incelendiğinde ince taneli öz şekilli manyetitler gözükmemektedir. Kayacın bazı bölümlerinde manyetitlerin martitleştiği gözlenmektedir (Şekil 4.4). Skarn zonunda merkezde bulunan bu masif manyetit'den dış zonlara doğru açıldıkça ilk olarak, yoğunluğuna göre cevher minerallerini sıralayarak isimlendirebileceğimiz manyetit, malakit, kalkopirit, azurit zonu gözlenmektedir (Şekil 4.5). Bu zonda manyetit daha yoğun olmakla birlikte ona kalkopirit eşlik etmektedir. Kalkopiritler genellikle malakite dönüşmüştür. Çok az miktarda ise azurit bulunur. Gang mineralleri olarak genellikle kalsit gözlenmekle beraber, az miktarda çubuksu demetler halinde tremolit-aktinolit bulunur. Bu zonlanmanın altında manyetit, kuvars, kalsit, kalkopirit zonu bulunur (Şekil 4.6). Bu zonda yapılan makroskobik gözlemler sonucu manyetit, kalkopirit, hematit ve az miktarda malakit cevher mineralleri olarak tanımlanmıştır. Gang mineralleri olarak kalsit, kuvars, granat ve az miktarda klorit bulunmaktadır (Şekil 4.7). Yoğun bir şekilde gözlenen iri boyutlu, basınç ikizli, kenetli kristallerden oluşan kalsit mineralleri yer yer 2-3 cm boyutlarına ulaşmaktadır. Kuvarslar ise kristalin ve öz şekilli gözlenmektedir. Granat ise özşekli olarak yaklaşık 1 cm boyutlarında gözlenir. Bu zonun dışına doğrudan manyetit, kalkopirit, granat, kuvars, kalsit zonu bulunur (Şekil 4.8). bu zonda manyetitlerin yoğunluğu azalmakla beraber, üzerinde gözlenen kalkopirit'de azalmış bir şekilde gözlenmektedir. Az miktarda epidot ve klorit gözlenmektedir. Skarn zonlanmasının en dışında ise yoğun epidotlu zon (epidotfels) bulunmaktadır (Şekil 4.9). Bu zonda makroskobik olarak cevher minerali gözlenmezken, gang minerallerinden epidota az oranda gözlenen kalsit eşlik eder.



Şekil 4.3 Esendemir Tepe batı bölgesi skarn zonu (Koordinat: 649917/4155978/1464 m) (Kişisel arşiv, 2016)



Şekil 4.4 Manyetit zonu (Kişisel arşiv, 2016)



Şekil 4.5 Manyetit, malakit, kalkopirit, azurit zonu (Kişisel arşiv, 2016)



Şekil 4.6 Manyetit, kuvars, kalsit, kalkopirit zonu (Kişisel arşiv, 2016)



Şekil 4.7 Manyetit, kuvars, kalsit, kalkopirit zonu içerisinde özşekli granat (Kişisel arşiv, 2016)



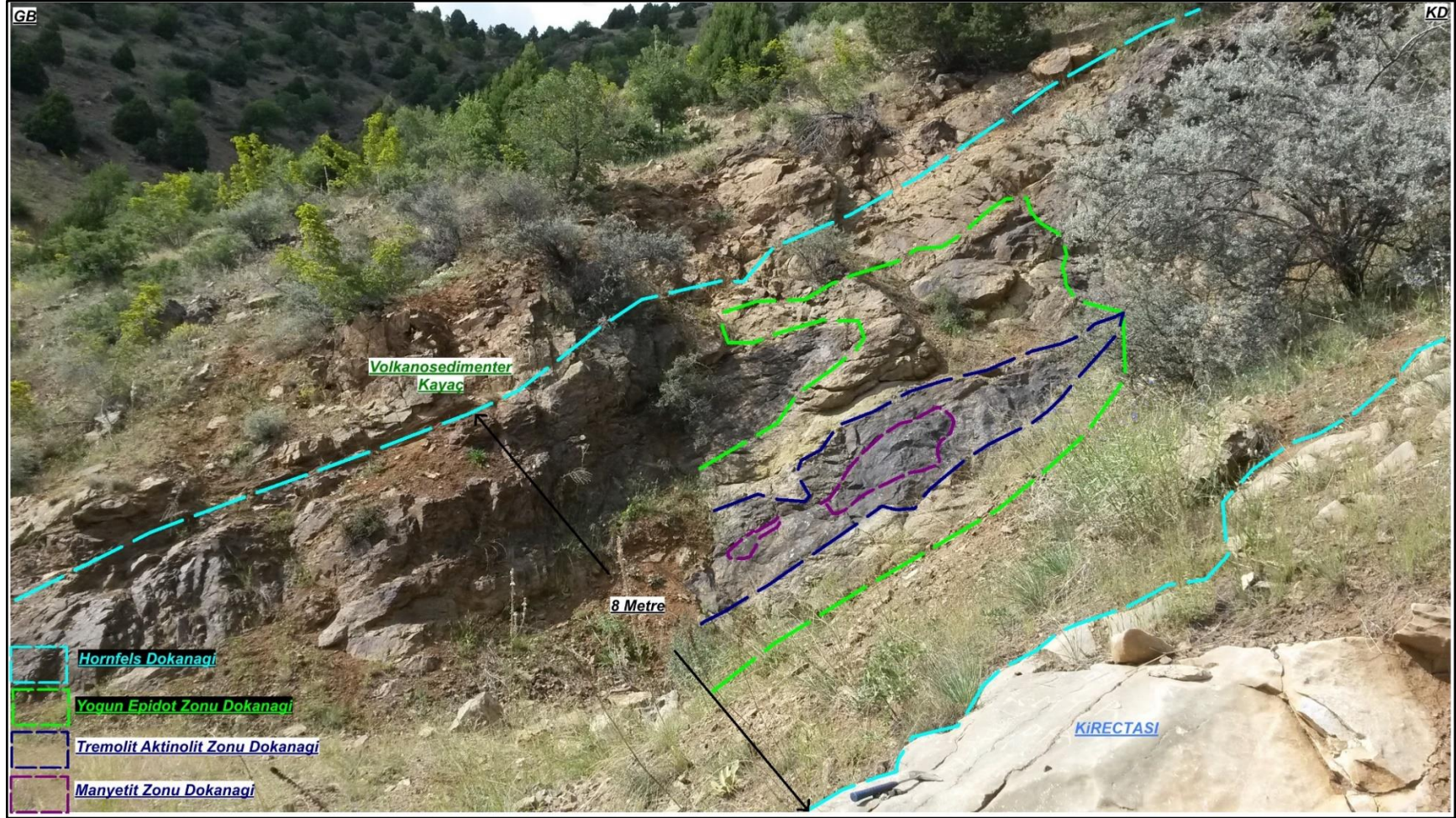
Şekil 4.8 Manyetit, kalkopirit, granat, kuvars, kalsit zonu (Kişisel arşiv, 2016)



Şekil 4.9 Yoğun epidotlu zon (Kişisel arşiv, 2016)

4.1.2 Esendemir Tepe Orta Bölgesi Cevherleşmesi

Esendemir Tepe orta bölgesi cevherleşmesi K54D/44KB konumlu kireçtaşı ve volkanosedimenter kayaç arasında oluşmuştur (Şekil 4.10). Bu skarn cevherleşmesinin merkezinde manyetit zonu bulunmaktadır. Bu zonun etrafını kaplayan tremolit-aktinolit zonu batı cevherlemesinden farklı olarak dikkat çekmektedir (Şekil 4.11). Bu zon içerisinde makroskobik gözlemlerde kalsit damarcıkları görülmektedir. Ayrıca öz şekilli piritler, kuvars ve limonit varlığı tespit edilmiştir. Toplam 8 metre gözlenen skarn zonunda, gerileyen evre oluşumu epidotlu zon en geniş alanı oluşturmaktadır. Volkanosedimenter kayaça yakın bölümlerinde hornfelsik zon hidrotermal alterasyon olarak görülürken kireçtaşına doğru hornfels daha yoğunlaşmaktadır.



Şekil 4.10 Esendemir Tepe orta bölgesi skarn zonu (Koordinat: 650210/4156050/1600 m) (Kişisel arşiv, 2016)



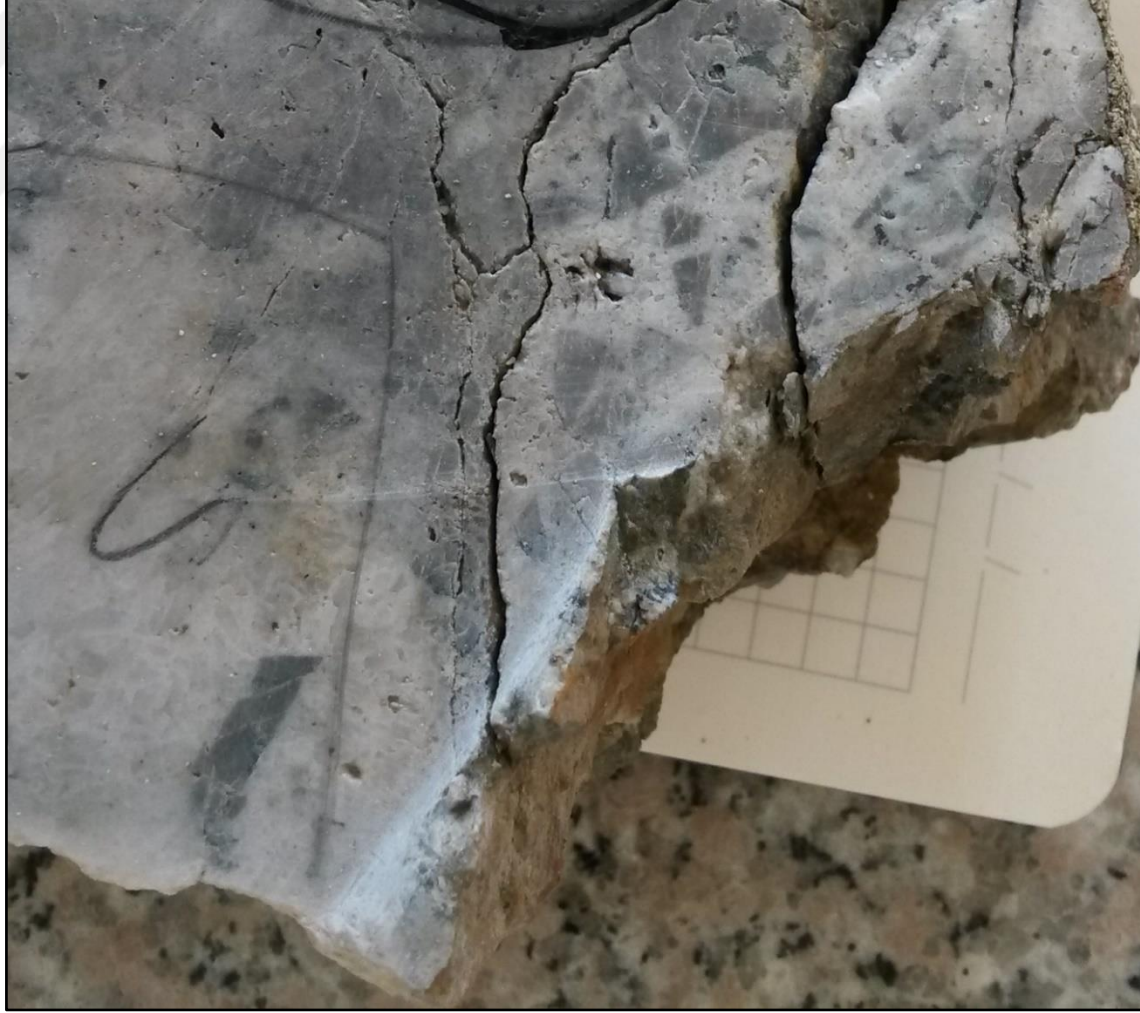
Şekil 4.11 Esendemir Tepe orta bölgesi tremolit – aktinolit skarn zonu (Kişisel arşiv, 2016)

4.1.3 Esendemir Tepe Doğu Bölgesi Cevherleşmesi

Esendemir Tepe doğu bölgesi cevherleşmesi, K40B/70KD konumlu kuvars damarı içerisinde gözlenir. Bu damar zonunun yerleştiği yapısal hat, yaklaşık K54D/44KB konumlu duran skarn cevherleşmesini dik keserek sınırlandırmaktadır (Şekil 4.2). Bu kuvars damarının içerisinde kalkopirit ana cevher minerali olarak gözlenmektedir. Ayrıca ikincil cevherleşmelerden malakit yoğun olarak azurit ise çok nadir gözlenmektedir (Şekil 4.12). Damar zonu içerisinde breşik dokulu sülfid içerikli başka bir faz kuvars gözlenmektedir. (Şekil 4.13). Ayrıca kuvars etrafında nadiren kalkopirit ve malakit gözlenmektedir. Genel olarak damar zonunda bulunan kuvarsların üzerinde mangan oluşumları dikkat çekmektedir. Damardan dış zonlara doğru epidot yoğunluğu artmaktadır.



Şekil 4.12 Esendemir Tepe doğu bölgesi bakır cevherleşmeleri içeren kuvars damarı (Koordinat: 650570/4156095/1646 m) (Kişisel arşiv, 2016)

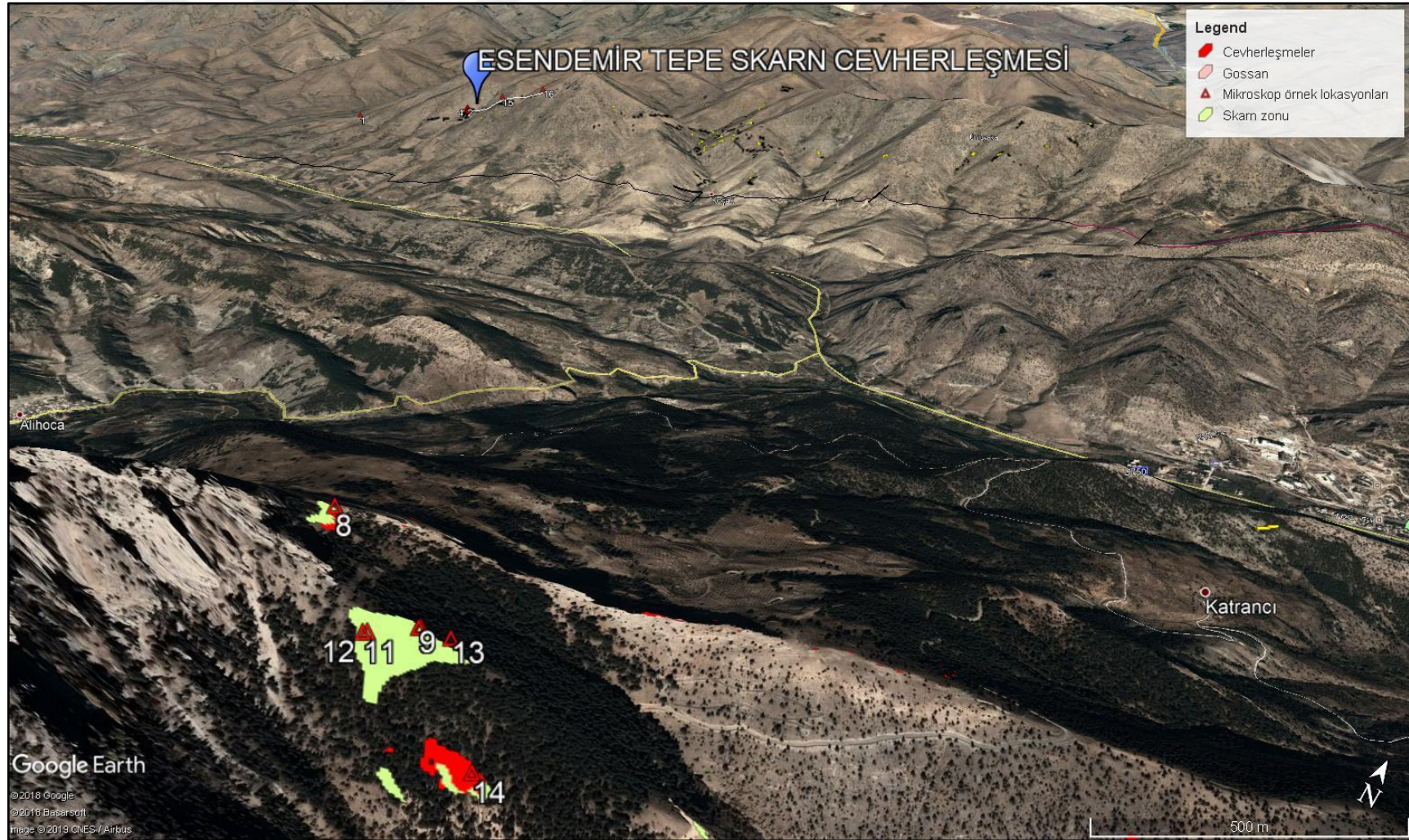


Şekil 4.13 Esendemir Tepe doğu bölgesi kuvars damarı içerisinde sülfürlü kuvars breşleri (Koordinat: 650570/4156095/1646 m) (Kişisel arşiv, 2016)

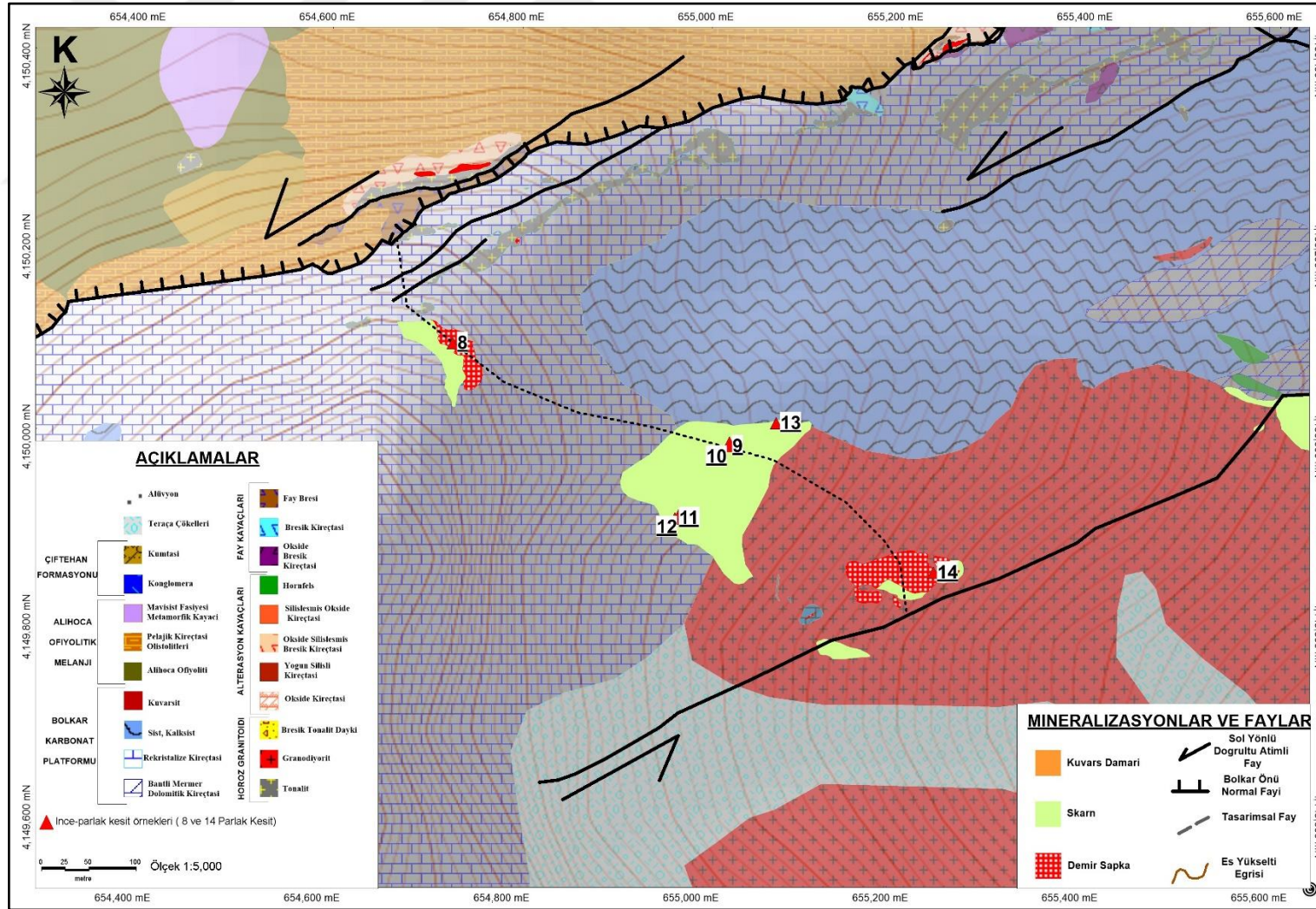
4.2 Horoz Cevherleşmesi

Horoz Granitoyiti ile Bolkardağ Karbonat Platformu kayaçları ile kuzeybatı dokanağında ve yakınlarında skarn tipi mineralizasyonlar bulunmaktadır. Bu zonlanmalar, Esendemir Tepe Cevherleşmesi ile kuş uçuşu yaklaşık 9,5 km mesafede bulunmaktadır (Şekil 4.14). Sahada yaklaşık 1715 m kotunda granodiyorit in içerisinde endoskarn zonu, 1843 m – 1880 m kotları arası granat skarn zonu ve 1977 m kotunda bulunan, Karataş Tepe olarak lanse edilen bölgede çatı askısı zonu bulunmaktadır. Bu skarn tipi mineralizasyonların, sol bileşenli oblik fayların dilatasyon boşluklarında olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.15; Şekil 4.16).

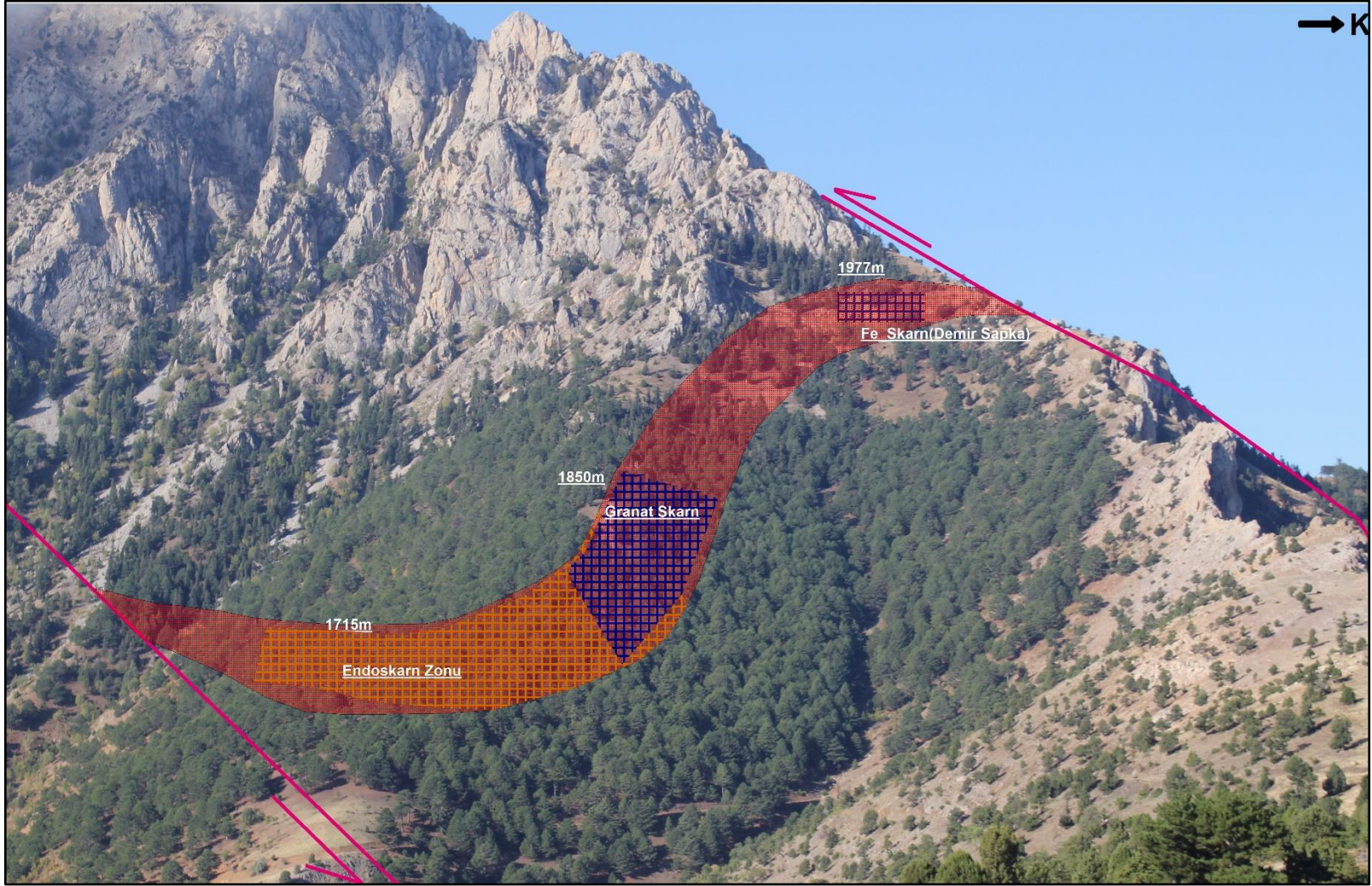




Şekil 4.14 Horoz cevherleşmesinden Esendemir Tepe cevherleşmesinin görünümü (Google Earth, 2019)



Şekil 4.15 Horoz ince – parlak kesit örnekleri lokasyon haritası



Şekil 4.16 Horoz skarn zonlarına doğu'dan bakış (Kişisel arşiv, 2016)

4.2.1 Karataş Tepe Demir Şapka(Fe Skarn) Mineralizasyonu

Horoz Köyü ile Katrancı Köyleri arasında kalan bölgede, Bolkar Dağlarının Top Tepe olarak adlandırılan yükseltinin doğu yamacında yaklaşık 1980-1970 metre kotunda yerel halk tarafından Karataş Tepe olarak adlandırılan eski bir maden ocağı bulunmaktadır. Galeri ağzı kapatılmış bu mineralize zon yaklaşık 40 metre genişliğinde, 10 metre kalınlığındadır. Çatı askısı demir şapka olarak da tanımlanabilecek bu zon Fe-oksitlerce dikkat çekmektedir (Şekil 4.17). Zon gossan bakımından çok zengindir (Şekil 4.18). Bu mineralizasyona ev sahipliğini Bolkar Karbonat Platformu'na ait rekristalize kireçtaşları yapmaktadır. Zonun alt ve üst çıkışları incelendiğinde breşik doku gözlenmektedir. Hem iri taneli hem küçük taneli, hem iyi boylanmış hem de kötü boylanmış tanelerden oluşan bu zon galeri güney sınırında ölçülen K40D/85KB konumlu sol yönlü doğrultu atımlı fayın breşleri olarak yorumlanmaktadır. Bu fay hattı Ulukışla havzasının transtansiyonel olarak genişlemesine sebep olan Bolkar Önü Fayı'nın kademeli olarak (en echelon) sıvalanmış tansiyon çatlaklarından biridir. Hidrotermal solüsyonlar için gerekli olan yapısal faktörler ve yerleştiği kayacın geçirgenliği (porozitesi) burada da önem teşkil etmektedir. El örnekleri, arazi gözlemlerinde yoğun bir şekilde hematit, limonit, götit gibi ikincil mineralizasyonlar gözlenmektedir (Şekil 4.18). Ayrıca smitsonit ve hidrozinkit nadir olarak gözlenen ikincil çinko karbonat mineralleridir. Zon Horoz Granitoyiti'ne olan uzaklığı ve çevresinde gözlenen rekristalize kireçtaşları göz önünde bulundurulduğunda, ekzoskarn olarak tanımlanabilir. Yoğun okside, ikincil oksit ve karbonatlar ile ornatılmış ekzoskarn zondan alınan el örneği jeokimya sonuçlarına göre arsenik (As) değeri 10000 ppm, demir (Fe) % 48,51, bakır (Cu) değeri 1400 ppm, çinko (Zn) değeri 12000 ppm olarak analiz edilmiştir. Bu zondan alınan parlak kesit örneği S-8'dir.



Şekil 4.17 Horoz/Karataş Tepe çatı askısı zonu (Kişisel arşiv, 2016)



Şekil 4.18 Karataş Tepe çatı askısı zonu fotoğrafları; a-) okside zon b-) hidroksit zon (Kişisel arşiv, 2016)

4.2.2 Granat Skarn Zonu

Demir şapka çatı askısı Fe skarnı ile Horoz Granodiyoriti kontak zonunda oluşmuş piroksen – granat zonu; 170 m² lik bir alana sahiptir. Kuzeyden kalkışist ile doğudan granodiyorit ile batı ve güneyden ise rekristalize kireçtaşı ile çevrilidir (Şekil 4.15). 1880 m ile 1822 m yükseklikleri arasında oluşmuştur. Skarn zonu merkezinde sadece granat olarak gözlenmektedir (Şekil 4.19). Granatlar özşekilli kristallere sahiptir. Bu kristaller 0,2 cm ile 2 cm arasında değişmektedir. Granatların rengi koyu-açık kahverengi arasındadır. Bu plütone yakın bir skarn olduğunun göstergesidir (Einaudi ve diğer., 1981). Bölgeden alınan kaya numunelerinin jeokimyasal sonuçları; Al % değerleri: 1,2, 1,9, 2,43 dür; Ca % değerleri: 9,88, 14,6, 17,2'dir; Fe % değerleri: 8,16, 9,02, 9,96'dır; Mg % değerleri: 0,23, 0,25, 0,44'dür. Ayrıca Mn değerleri; 1980 ppm, 3070 pmm ve 3300 ppm'dir. Bu veriler ışığında Fe ve Ca değerlerinin yüksekliği ve plütone yakınlık, sahadaki granatların andradit/grossular olduğunu düşündürmektedir. Bu zondan alınan ince kesit örneği S-9'dur.



Şekil 4.19 Granat (andradit/grossular) skarn zonu (S-9 ince kesit) (Kişisel arşiv, 2016)

Granat zonunun merkezinde bir diğer zon granatların daha küçük taneli gözlendiği zondur (Şekil 4.20). S-10 olarak numaralandırılan bu zon ile granatların iri taneli gözlendiği ve daha yoğun olduğu S-9 örneği arasındaki mesafe 4 metredir.



Şekil 4.20 İnce taneli granat (andradit/grossular) skarn zonu (S-10 ince kesit) (Kişisel arşiv, 2016)

Granat zonunun merkezinden uzaklaşıp 87 metre güneybatıya gidildiğinde plütone yaklaşılmaktadır. Bu zondan alınan örnekte altere feldispatlar gözlenmiştir. Klorit ve epidotların gözlendiği zonun endoskarn zonu olduğu düşünülmektedir. (Şekil 4.21). Bu zondan alınan ince kesit örneği S-12'dir. 8 metre daha merkeze doğru gidildiğinde ince taneli granatlar, epidotlar, amfiboller ve kuvars, kalsit gözlenmiş ve nadiren de olsa kalkopirit cevher mineraline rastlanmaktadır. Ayrıca bu kalkopiritler yer yer karbonat alterasyonuna uğrayarak ikincil malakit mineraline dönüşmüştür. (Şekil 4.22). Bu zondan alınan ince kesit örneği S-11'dir.



Şekil 4.21 Epidot – granat - kalsit skarn zonu (S-12 ince kesit) (Kişisel arşiv, 2016)



Şekil 4.22 Kalkopirit içeren epidot – granat – kalsit skarn zonu (S-11 ince kesit) (Kişisel arşiv, 2016)

Granat zonunun tonalite en yakın bölümünde gözlenen yüzlekten alınan örneğin numarası S-13'dir. Örneğin makroskobik incelenmesinde yoğun bir hidrotermal alterasyon gözlenmiştir.



Şekil 4.23 Epidot - kalsit skarn zonu (S-13 ince kesit) (Kişisel arşiv, 2016)

4.2.3 Endoskarn Cevherleşme Zonu

Endoskarn zonu Horoz Granitoyiti içerisinde gelişmiştir. Sahada bu zon eski galeri ağzında kısıtlı bir alanda yüzlek vermektedir (Şekil 4.24). Galeriye giriş iş güvenliği sebebiyle sağlanamamıştır.



Şekil 4.24 Endoskarn cevher zonu galeri girişi (S-14 ince ve parlak kesit) (Kişisel arşiv, 2016)

Bu zonda el merceği ile yapılan gözlemlerde çok yoğun bir hematit, götüt ve limonit görülmüştür (Şekil 4.25). Bu minerallerin ilksel skarn minerallerinin yerini aldığı düşünülmektedir. İlksel skarn evresinden sonra gelişen hidrotermal evrede yerleştiği düşünülen ağsal kuvars damarcıkları gözlenmiştir. Bu ağsal kuvarslarda ikincil oksidasyon evresinde gossanların oluşumuna sebep olmuştur (Şekil 4.25). Galeri girişinden alınan S-14 numaralı örnekten hem ince kesit hem parlak kesit hem de jeokimyasal analiz için örnek alınmıştır. Bu analiz sonucuna göre endoskarn cevher zonu 180 ppm As, %0,49 Ca, 992 ppm Cu, %37,9 Fe, %0,2 Mg, 969 ppm Mn, 1365 Mo, 1320 ppm Zn içermektedir.



Şekil 4.25 Endoskarn cevher zonu (S-14 ince ve parlak kesit) (Kişisel arşiv, 2016)

BÖLÜM BEŞ

CEVHER PETROGRAFİSİ

Sahadan alınan cevherli yüzey örneklerinden ince ve parlak kesitler hazırlanmıştır. Bu kesitler mikroskopta incelenerek gang ve cevher minerallerinin mineralojik ve petrografik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

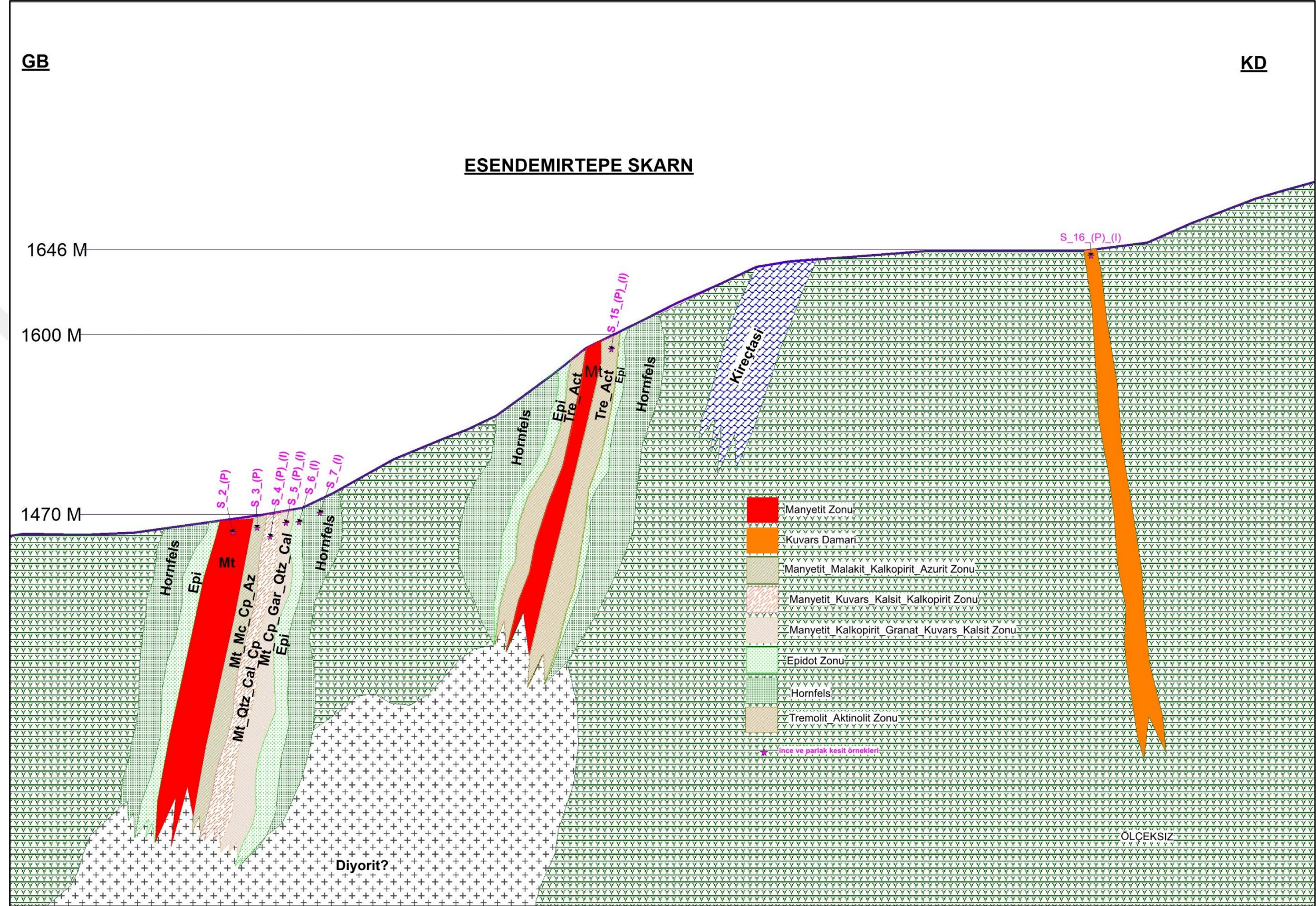
Çalışma alanından alınan örnekler Dokuz Eylül Üniversitesi Parlak Kesit Laboratuvarı'nda hazırlanmıştır. Parlak kesit hazırlama aşamaları şöyledir;

- Alınan örnekler elmas testerede kesit kalıbına uygun olarak kesilir,
- Kesilen parçalar kuruması için bir gece etüvde bekletilir,
- Kuruyan örnekler kesit kalıbına koyulur, üzerine örnek numarası yapıştırılır ve üzerine polyester dökülür,
- Tekrar kuruyan örnekler ilk olarak metal aşındırıcıda, daha sonra tane boyu 600 ve 1000 mikron olan aşındırıcı tozlar ile işleme tabi tutularak ön parlatma gerçekleştirilir,
- Son olarak 1 ve 9 mikron boyundaki elmas macun ile parlatma işleminin son 2 aşaması gerçekleştirilir,
- Her aşındırma işleminde sonra örnekler mutlaka ultrasonik titreşim kabında bol su ile temizlenmelidir.
- Polyester dökümünde sonra yapılan tüm aşamaların toplam süresi her bir örnek için ortalama 40 dakikadır.

Çalışma alanında yüzey çalışmaları sırasında Mineralize zonlar üzerinden alınmış olan seçimli 3 farklı cevher zonundan alınmış el örneklerinden 9 adet parlak kesit, 6 adet ince kesit örneği hazırlanmıştır (Tablo 5.1). Hazırlanmış olan bu 9 adet örnek üzerinden 20x, 25x, 50x ve 100x büyütme üstten aydınlatmalı mikroskop altında incelemeler yapılmış, cevher mineralleri ve ayrıca 6 adet ince kesit örneğine bakılarak bazı gang minerallerinin oluşumları hakkında yorumlamalar getirilmiş ve bu minerallere ait parajenez ve süksesyon ilişkileri ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Tablo 5.1 Çalışma alanı yüzey parlak-ince kesit örnekleri tablosu

El Örneği Numarası	Parlak Kesit Örn. No	İnce Kesit Örn. No	Alındığı Bölge-Zon	Doğu Koor.	Kuzey Koor.
S_2	S_2		Esendemir Tepe Batı Bölgesi	649917	4155978
S_3	S_3a		Esendemir Tepe Batı Bölgesi	649917	4155978
	S_3b				
S_4	S_4a	S_4	Esendemir Tepe Batı Bölgesi	649917	4155978
	S_4b				
S_5	S_5a	S_5	Esendemir Tepe Batı Bölgesi	649917	4155978
	S_5b				
S_6		S_6	Esendemir Tepe Batı Bölgesi	649917	4155978
S_7		S_7	Esendemir Tepe Batı Bölgesi	649917	4155978
S_8	S_8		Horoz_Karataştepe Bölgesi	654732	4150098
S_9		S_9	Horoz Skarn Zonu	655025	4149995
S_10		S_10	Horoz Skarn Zonu	655026	4149999
S_11		S_11	Horoz Skarn Zonu	654970	4149918
S_12		S_12a	Horoz Skarn Zonu	654975	4149924
		S_12b			
S_13		S_13	Horoz Skarn Zonu	655075	4150020
S_14	S_14	S_14	Horoz_Endoskarn Cevher Zonu	655244	4149866
S_15	S_15	S_15	Esendemir Tepe Orta Bölgesi	650210	4156050
S_16	S_16	S_16	Esendemir Tepe Doğu Bölgesi	650570	4156095



Şekil 5.1 Esendemir Tepe skarn cevherleşmesi zonları ve parlak_ince kesit örnek lokasyonları

5.1 Esendemir Tepe Skarn Cevherleşmesi

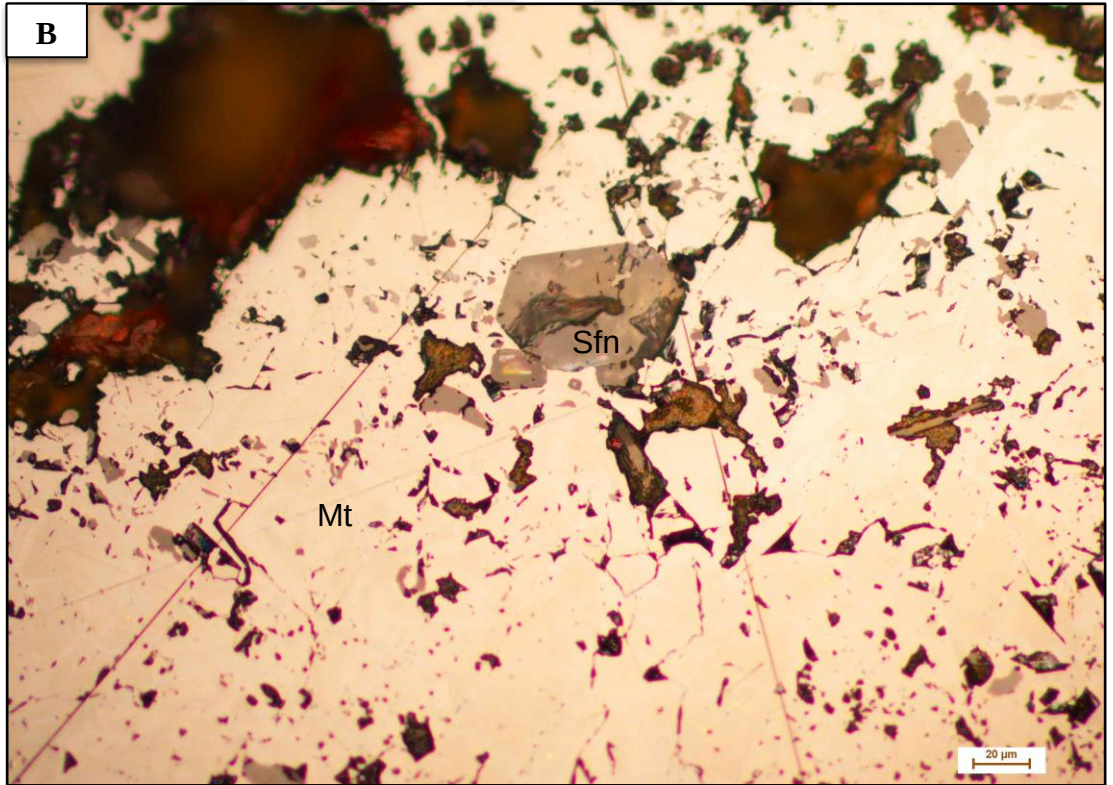
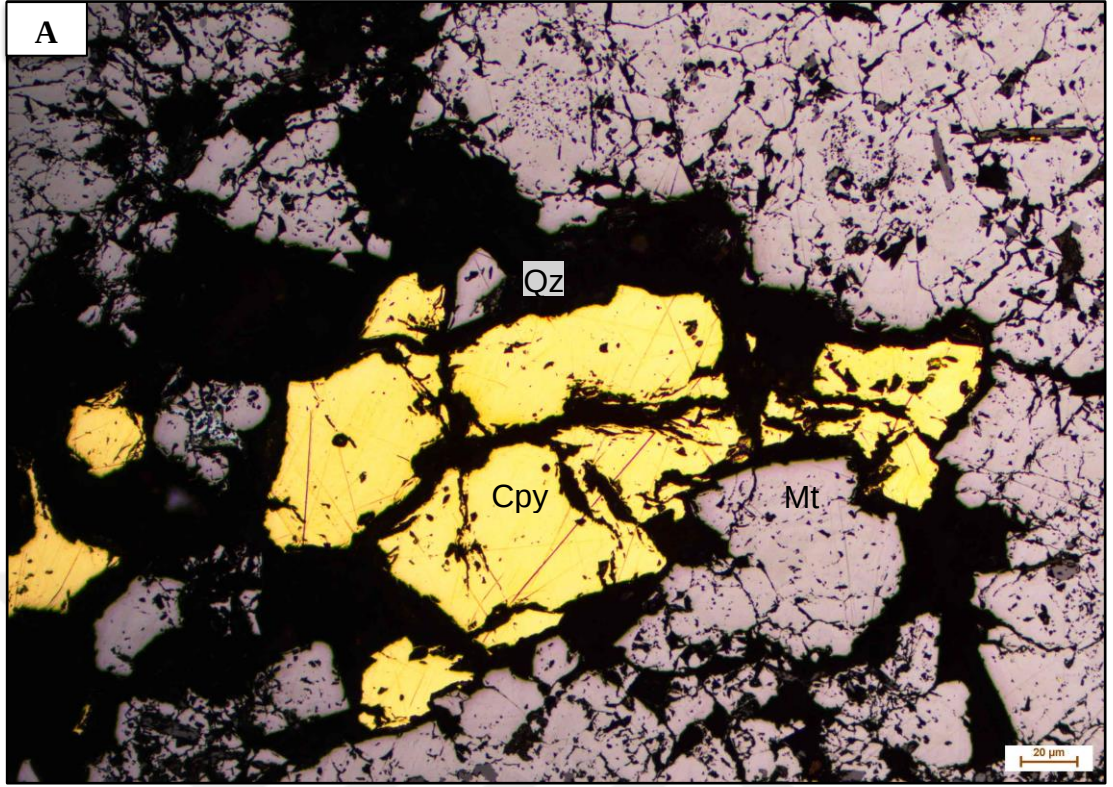
5.1.1 Esendemir Tepe Batı Bölgesi Cevherleşmesi Parlak ve İnce Kesitleri

Esendemir Tepe Batı Bölgesi Cevherleşmesi K54D/44KB konumlu, yaklaşık 25 metre kalınlığında, 75 metre uzunluğunda bir mostraya sahiptir. Bu cevherleşmedeki skarn zonlanmalarından, 7 parlak, 4 ince kesit oluşturulmuştur (Şekil 5.1).

Örnek No: S_2_(P)

Şekil 4.2’te ki jeoloji haritasında, şekil 4.3 ve şekil 4.4 de yer alan genel olarak manyetit’den oluşan zondan alınmış yüzey örneğidir. Şekil 5.1 ‘de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur. Cevher kayacı üzerinde yapılan arazi gözlemlerinde manyetit zonuna gang olarak kuvarsın eşlik ettiği görülür.

Örneğin Şekil 5.2’de bulunan parlak kesit fotoğraflarında da görüldüğü üzere, genellikle manyetit minerali örneğe hâkim olup, bunlar iri taneli, özşekilli veya yarı özşekilli, masif dokulu manyetitler olup, tane aralarında çok az miktarda gang minerali bulunur. Manyetit kristal boyutları birkaç mikronla 0,15-0,2 mm. arasında değişmektedir. Gang minerali kuvars, manyetitleri hidrotermal evrede kesmektedir. Bu kuvars içerisinde pirinç sarısı renkli kalkopiritler gözlenmektedir. Kalkopiritler özşekilli veya yarı özşekillidir. Bazı bölümlerde nadirde olsa manyetitlerin hematite dönüştüğü gözlenmektedir. Ayrıca manyetitler içerisinde sfen ya da anatas kapanımları gözlenmektedir.

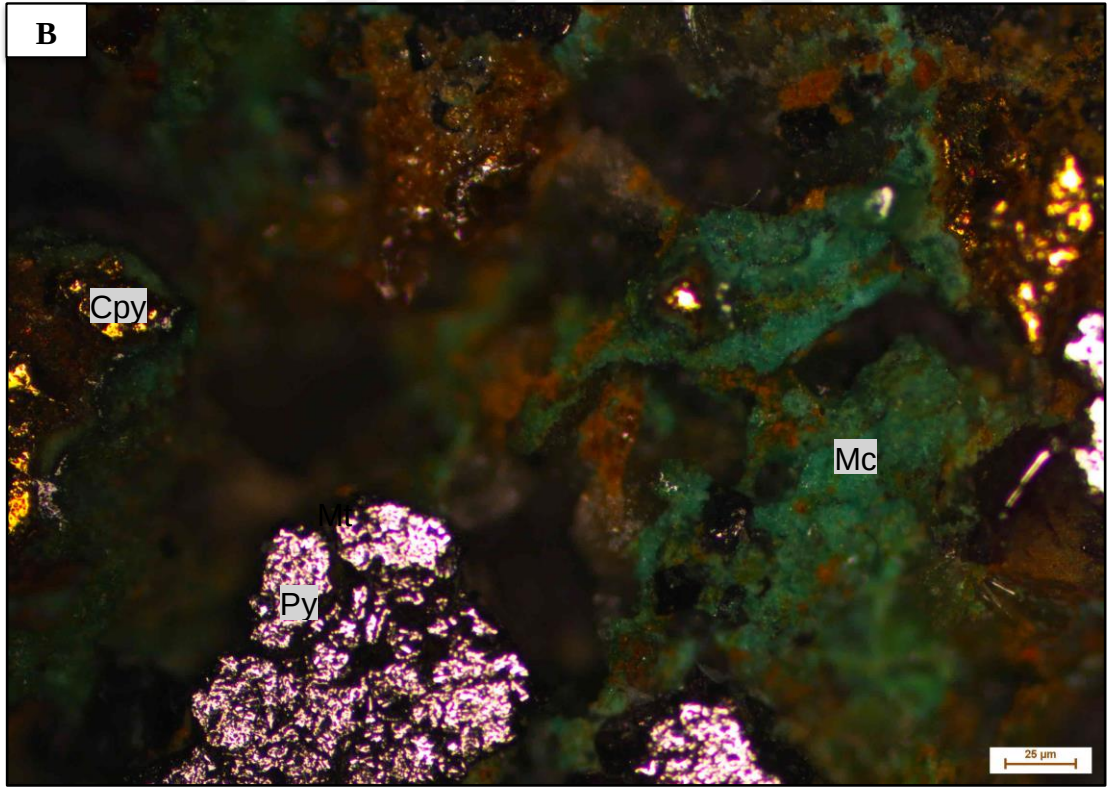
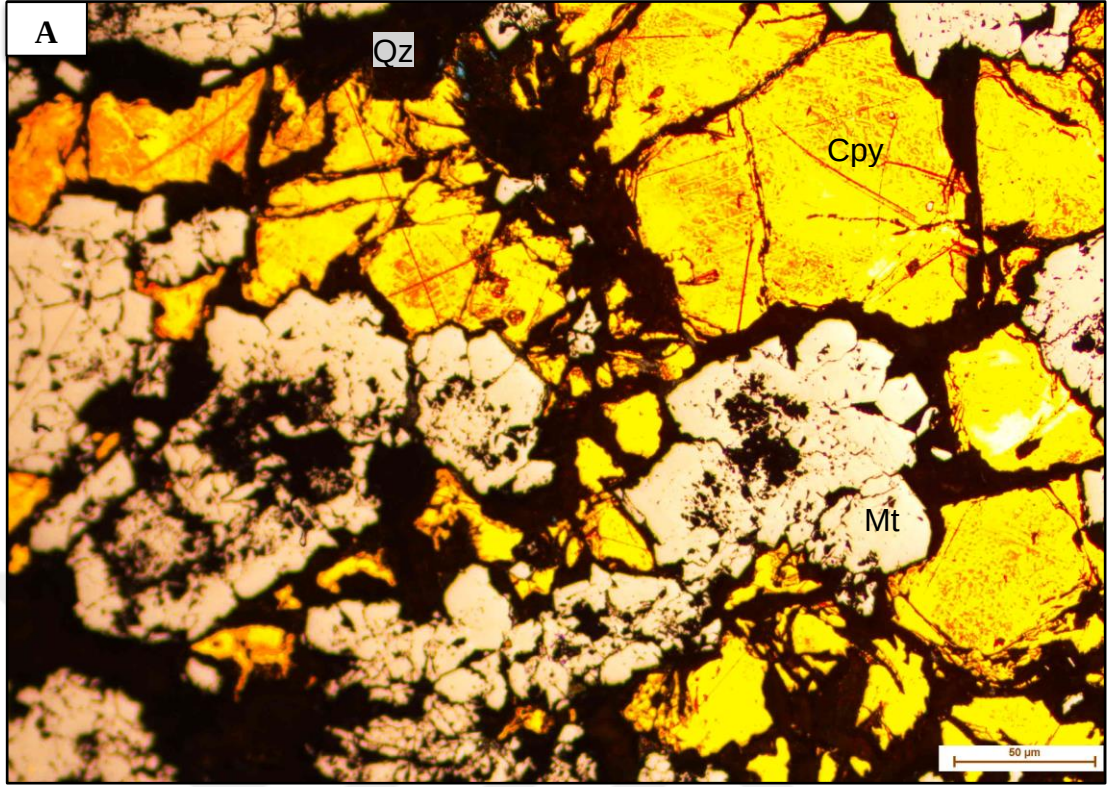


Şekil 5.2 S_2 nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları: Mt: Manyetit, Cpy: Kalkopirit Qz: Kuars, Sfn: Sfen

Örnek No: S_3_(P)

Şekil 4.2’te ki jeoloji haritasında, şekil 4.3 ve şekil 4.5 de yer alan manyetit-malakit-kalkopirit-azurit zonundan alınan yüzey örneğidir. Şekil 5.1’de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur.

Örneğin Şekil 5.3’de bulunan parlak kesit fotoğraflarında da görüldüğü üzere, S_2 örneğine göre daha az manyetit daha fazla kalkopirit gözlenmektedir. Manyetitler ve kalkopiritler özşekilli, yarı özşekilli görülmektedir. En iri manyetit kristalleri 1 mm. boyutunda gözlenirken, çok daha ufak manyetit kristalleri de gözlenmektedir. En iri kalkopirit tane boyutları 1,5-2 mm. olarak ölçülmüştür. Kalkopirit manyetitin aralarını ve çatlaklarını doldurmaktadır. Manyetitten sonra oluşan kalkopirit manyetiti ornatmaktadır. Nadir gözlenen piritler ise kalkopiritle kenetli veya ornatım oluşumu olarak gözlenmiştir. Ayrıca süperjen evrede, hematitler daha sonrasında ise malakitlerin olduğu gözlenmektedir.



Şekil 5.3 S_3 nolu örneğe ait //N ve +N mikroskop fotoğrafları: Mt: Manyetit, Cpy: Kalkopirit Qz: Kuvars, Sfn: Sfen, Py: Pirit, Mc: Malakit

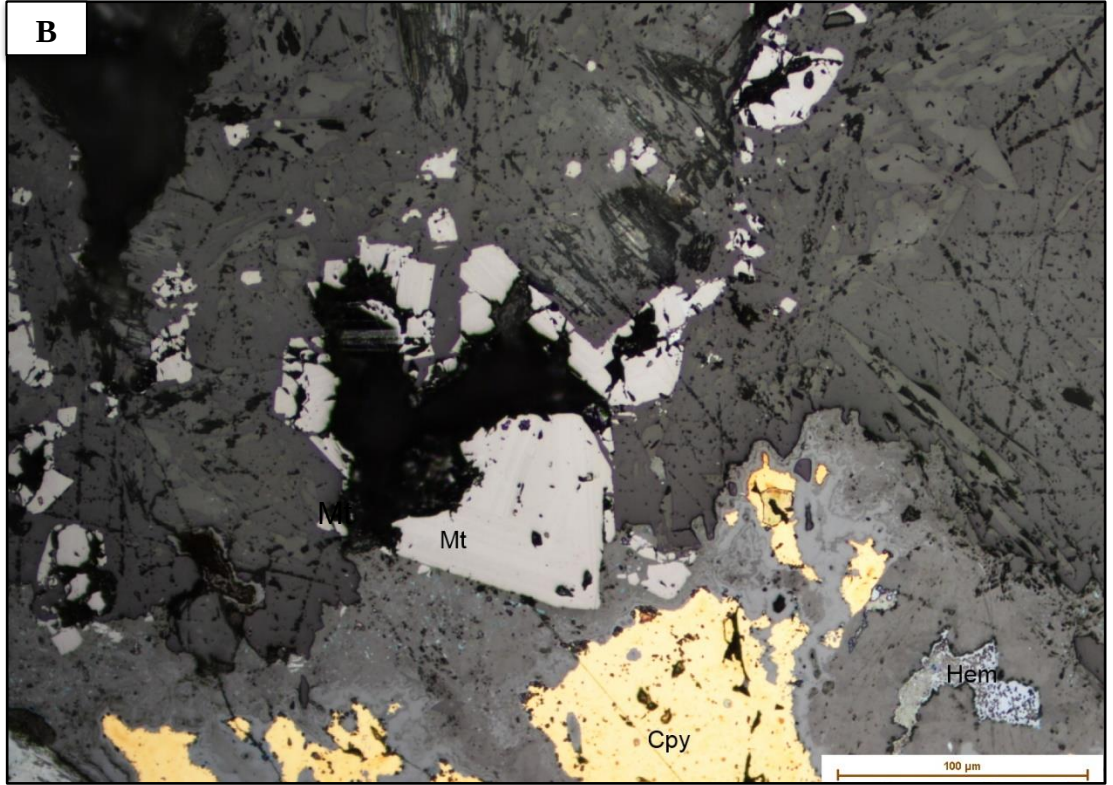
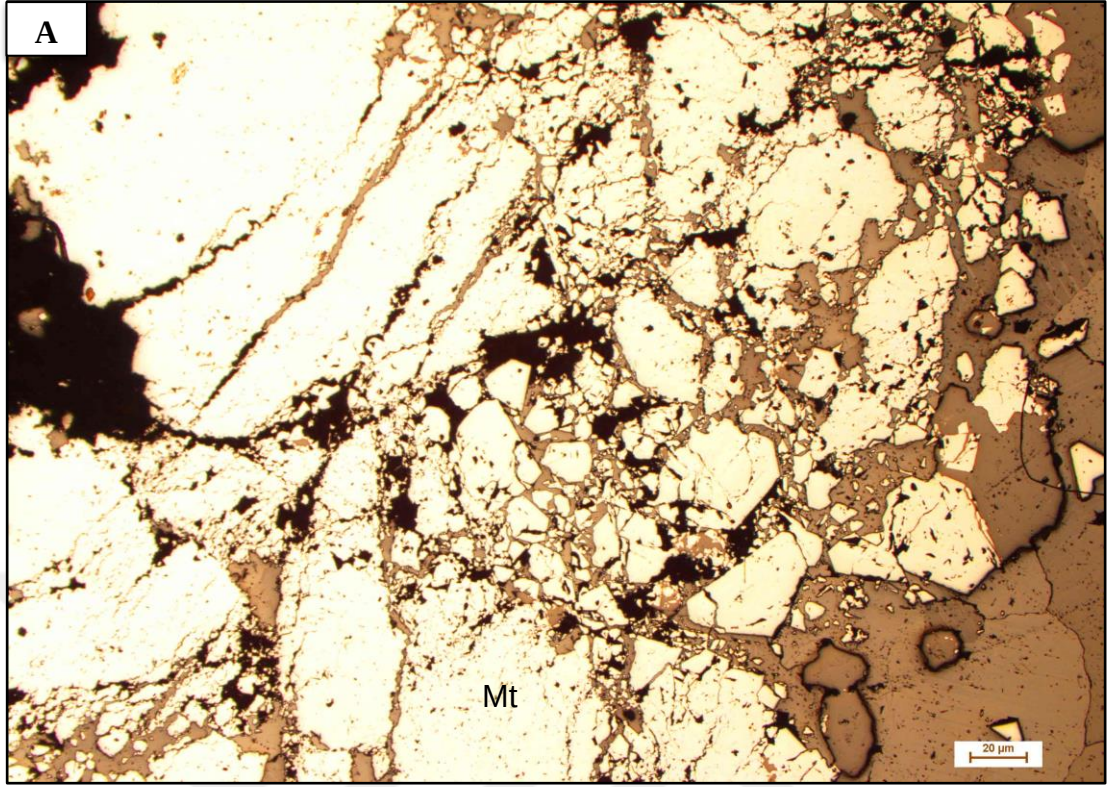
Örnek No:S_4_(P)_(I)

Şekil 4.2’te ki jeoloji haritasında, şekil 4.3 ve şekil 4.6 de yer alan manyetit-kuvars-kalsit-kalkopirit zonundan alınan yüzey örneğidir. Şekil 5.1 ‘de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur. Ayrıca bu örnekten 2 farklı parlak kesit, 1 adet ince kesit oluşturulmuştur.

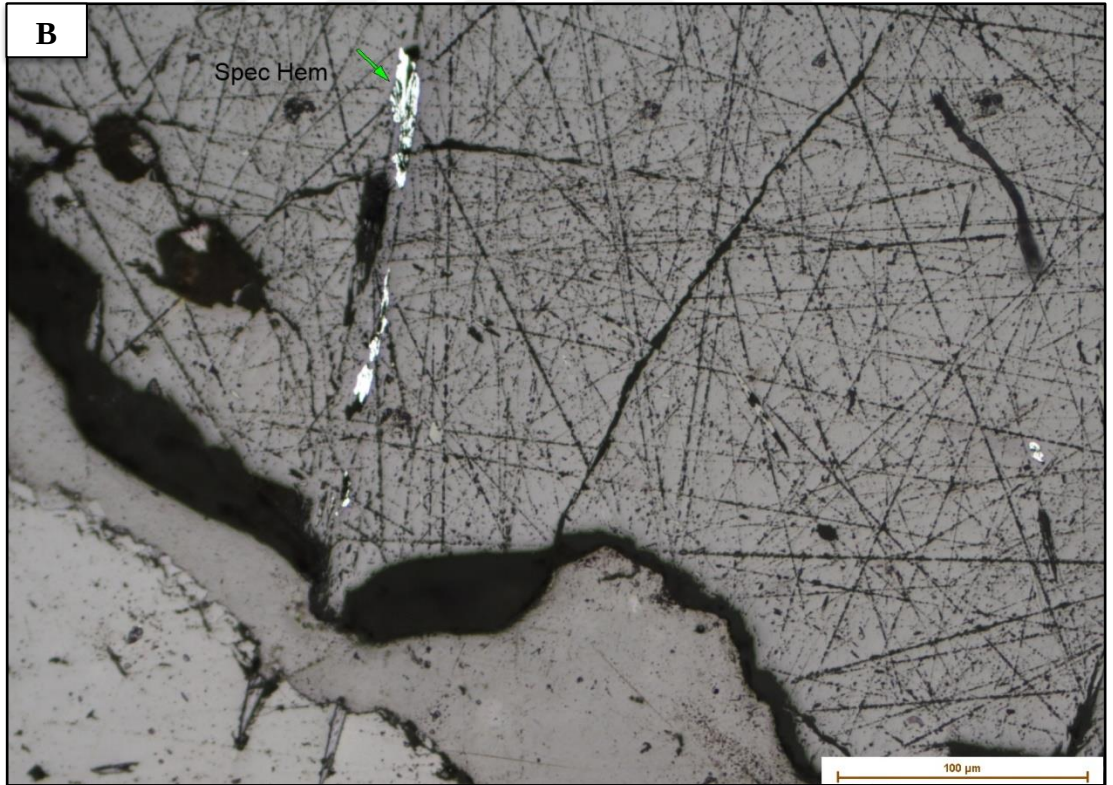
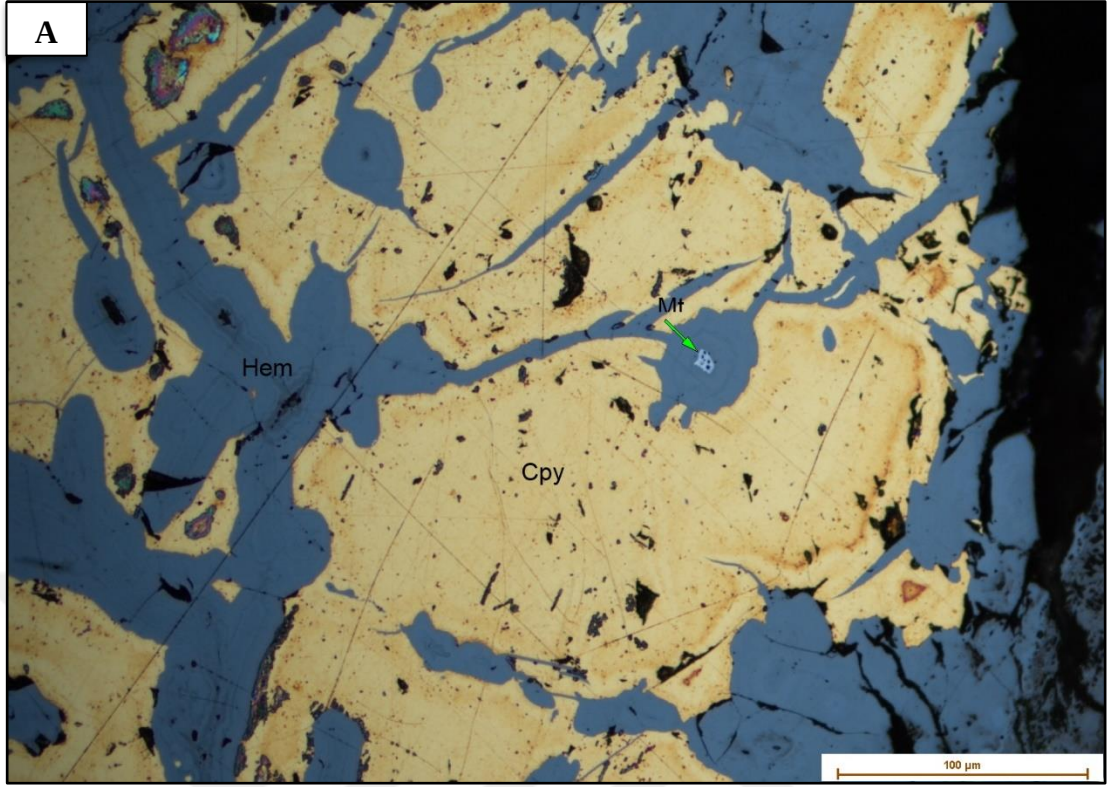
Şekil 5.4-A’da, manyetitler kataklastik dokulu gözlenmektedir. Şekil 5.4-B’de ise manyetitler zonlu bir şekilde görülmektedir. Yine aynı fotoğrafta piritlerin hematit tarafından kısmen ornatıldığı görülmektedir. Şekil 5.5-A’da damarcık şeklinde gelişen hematit kalkopiriti sarmalamıştır. Ayrıca hematitin içerisinde kalıntı manyetit gözlenmektedir. Şekil 5.5-B’de kuvarsın üzerinde gelişen speküler hematit görülmektedir. Şekil 5.6 S_4 örneğinden alınan ikinci parlak kesit fotoğraflarını içermektedir. Bu örnekte daha fazla gang minerali gözlenmektedir (Şekil 5.6_A). Örnekte bulunan manyetit’de anatas kapanımları gözlenmektedir. Ayrıca yarı özşekilli manyetiti kesen tek nikolde kremi beyaz renk sunan pirit damarcıkları bulunmaktadır. Bu damarcıklar süperjen alterasyonla hematite dönüştüğü görülmektedir (Şekil 5.6_B). Şekil 5.7-A’da S_4_(b) parlak kesitinde gözlenen kuvars içerisinde, yaklaşık 20 µm tane boyutunda bir altın kapanımı görülmektedir. Şekil 5.7-B’de ise, S_4_(a) parlak kesitinde gözlenen zonlu manyetit içerisinde yaklaşık 10 µm tane boyuna sahip elektrik bulunmektedir. Ayrıca örneğin ince kesitinde epidotlar gözlenmiştir.

Sonuç olarak S_4 örneğinde ilk olarak skarn evresinde manyetit gelişmiştir. Manyetitlerin içerisinde sfen/anatas ve altın bulunmaktadır. Bunu kesen hidrotermal evrede kalkopirit-pirit, gang olarak ise kuvars ve kalsit bulunmaktadır. Daha sonrasında gelişen süperjen evrede, piritlerin hematit tarafından ornatıldığı ve ayrıca damarcıklar şekilde kalkopiritleri kestiği gözlenmektedir.

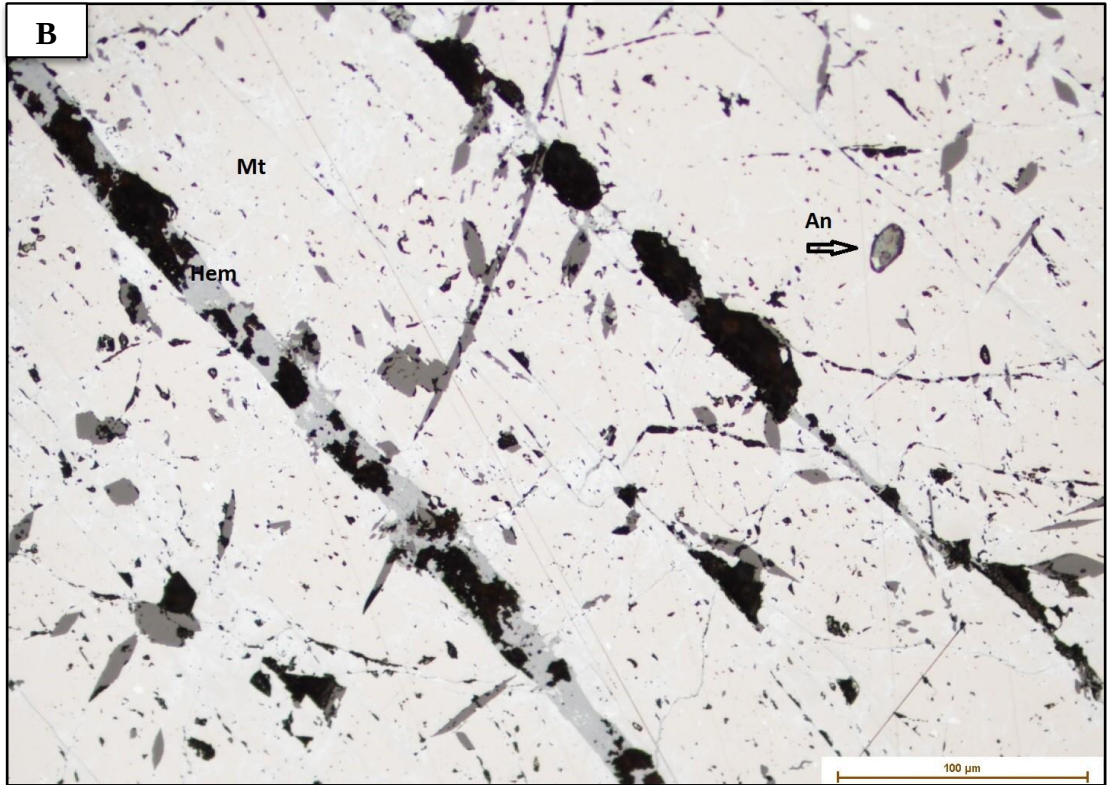
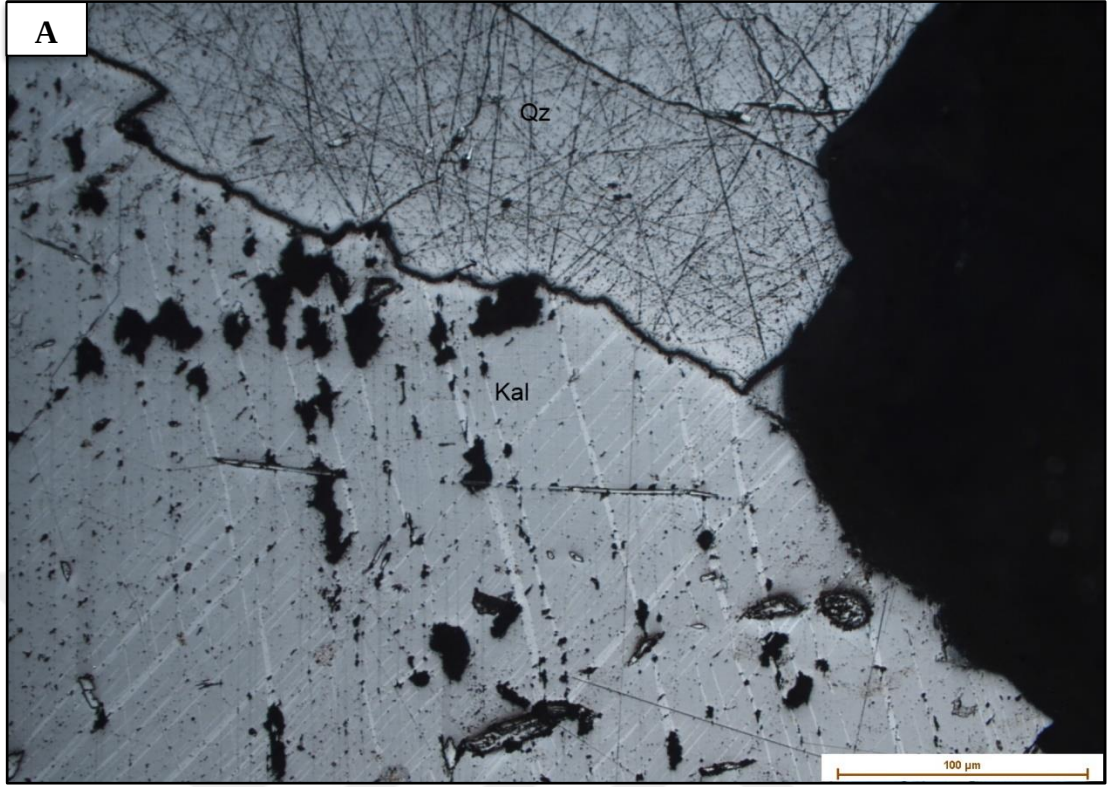
Ayrıca S_4 örneğinin ince kesitinde ise gang olarak kalsitin baskınlığından söz edilebilir. Kuvars ise izole taneler veya ince damarcıklar ile daha nadir gözlenmektedir. Klorit oluşumları ise radyal kristaller şeklinde mavimsi yansıma rengi ile spesifiktir (Şekil 5.8).



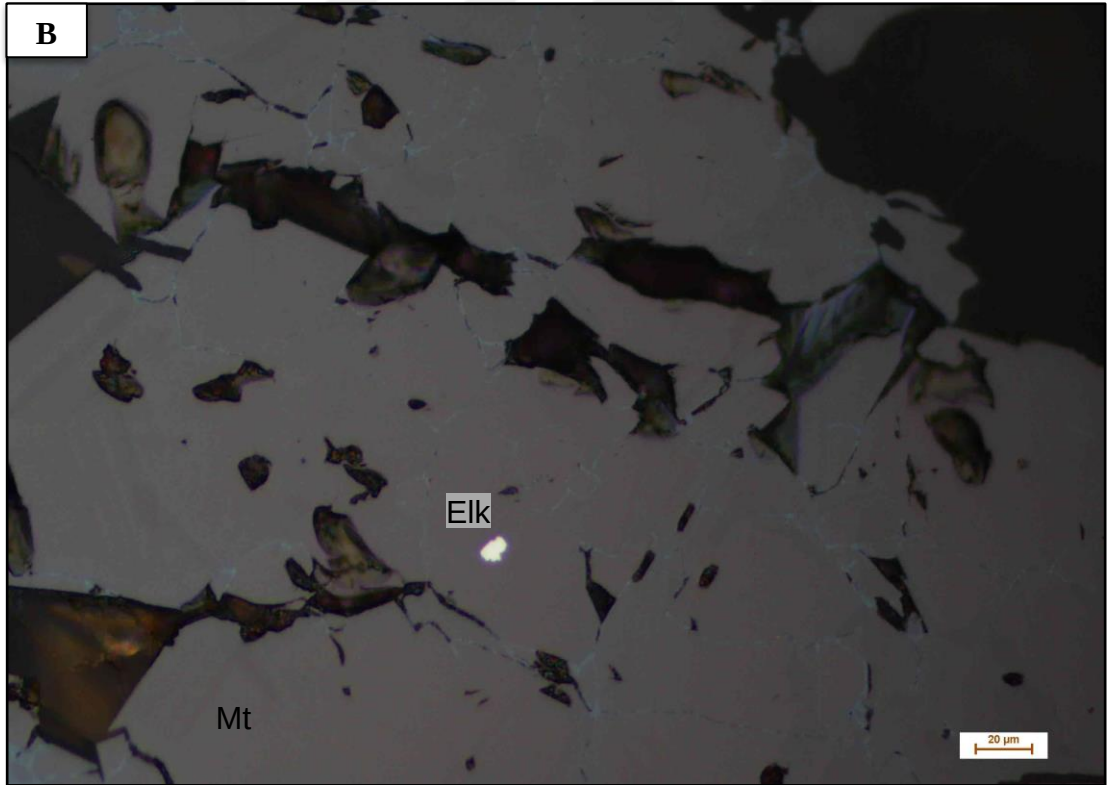
Şekil 5.4 S_4(a) nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları: Mt: Manyetit, Cpy: Kalkopirit, Hem: Hematit



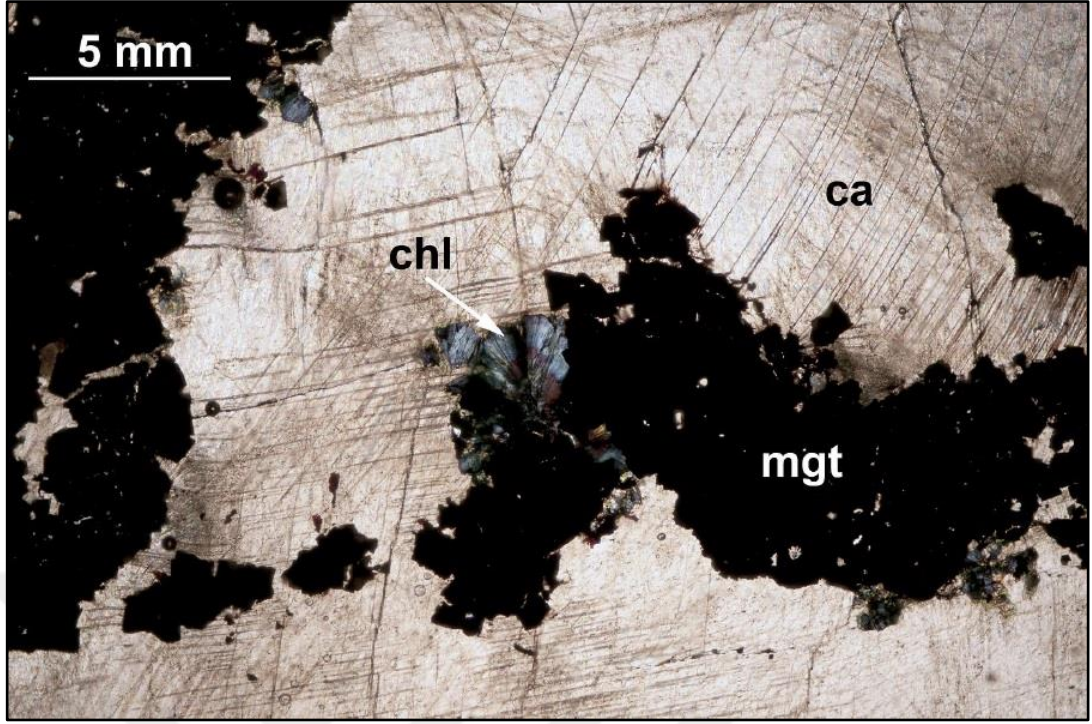
Şekil 5.5 S_4(a) nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları: Mt: Manyetit, Cpy: Kalkopirit, Hem: Hematit, Spec_Hem: Speküler Hematit



Şekil 5.6 S_4(b) nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları: Mt: Manyetit, An: Anatas, Hem: Hematit, Qz; Kuvars, Kal: Kalsit



Şekil 5.7 (A): S_4(b) nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafında bulunan kuvars içerisinde altın. (B): S_4(a) nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafında bulunan zonlu manyetit içerisinde elektrüm. Mt: Manyetit, Qz; Kuvars, Au: Altın, Elk: Elektrüm



Şekil 5.8 S_4 nolu örneğe ait N+ mikroskop fotoğrafında bulunan deforme kalsit gangi, manyetit cevherleşmesi ve radyal klorit. mgt: Manyetit, ca; Kalsit, chl: Klorit

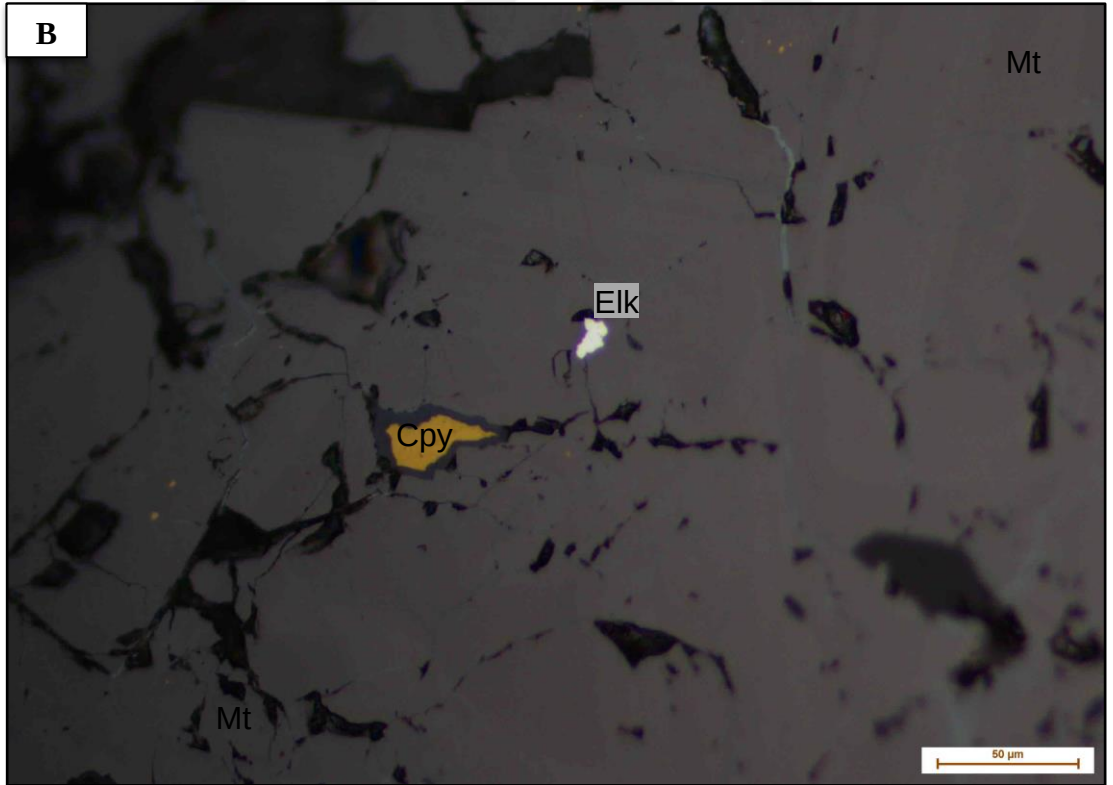
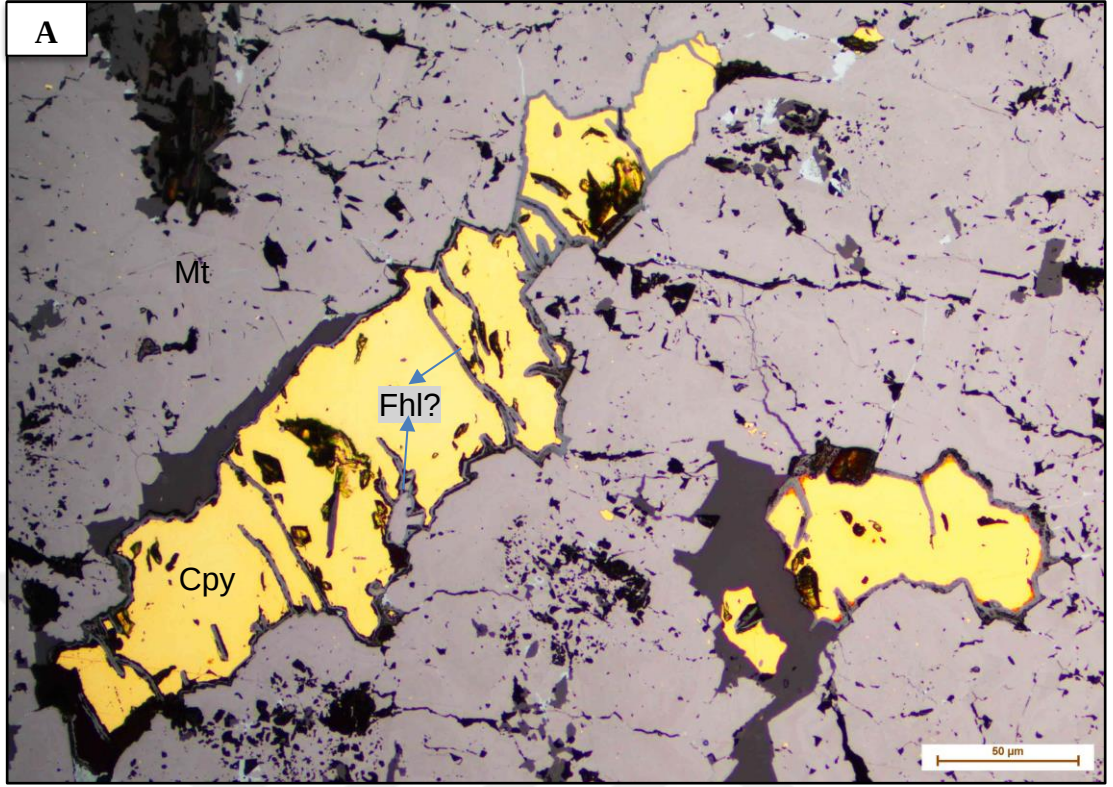
Örnek No:S_5_(P)_(I)

Şekil 4.2’te ki jeoloji haritasında, şekil 4.3 ve şekil 4.8 de yer alan manyetit-kalkopirit-granat-kuvars-kalsit zonundan alınan yüzey örneğidir. Şekil 5.1 ‘de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur. Ayrıca bu örnekten 2 farklı parlak kesit, 1 adet ince kesit hazırlanmıştır.

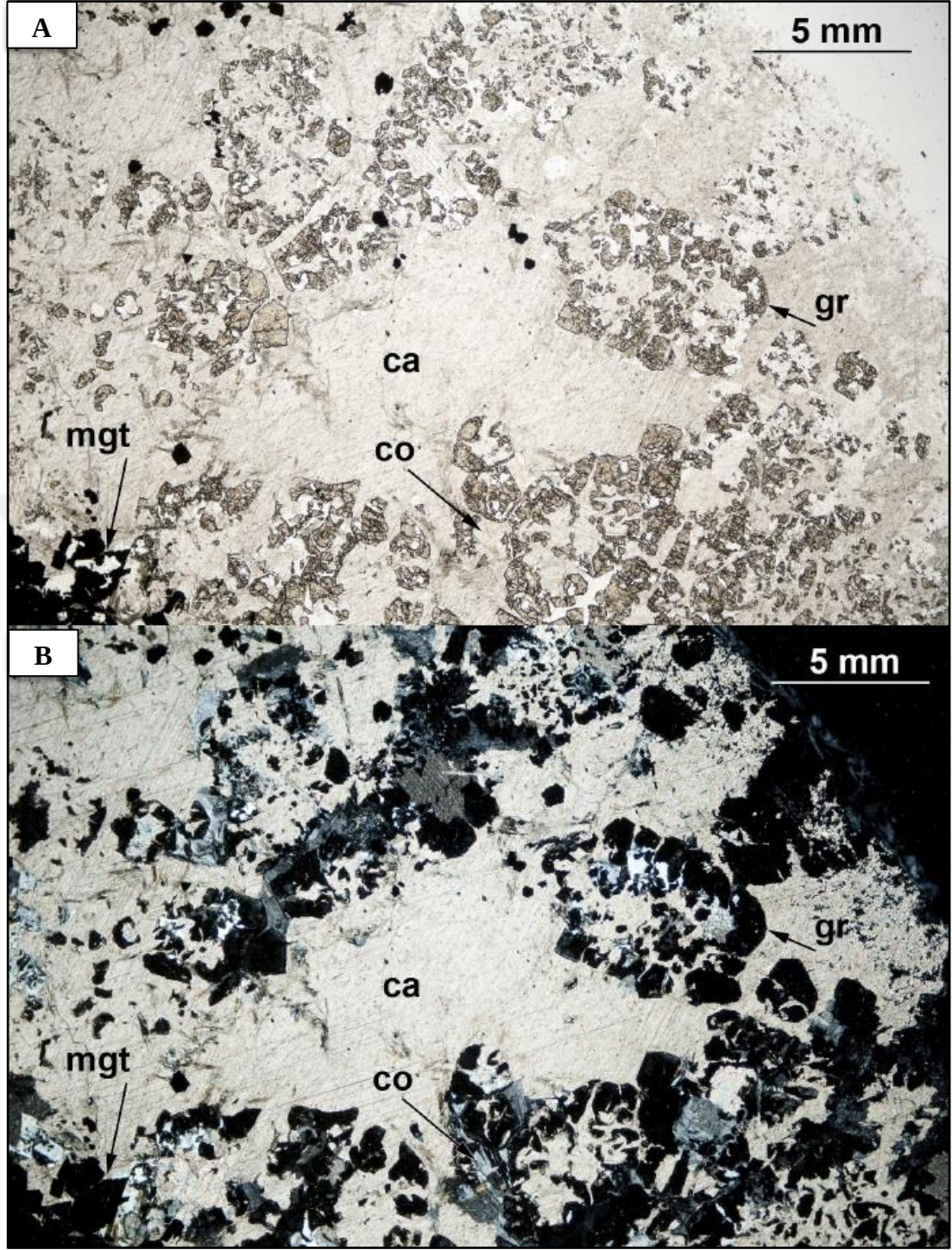
S_5 parlak örneğide diğer Esendemir Tepe örnekleri gibi manyetitçe zengindir. Manyetitler ritmik zonlu ve çatlaklı dokuda gözlenmektedir. Manyetitlerin kenar, çatlak ve dilinimleri boyunca martitleşerek hematite dönüştüğü gözlenmektedir. Zonlu manyetitin çatlaklarında ve merkezine yakın bölümlerde kalkopirit 10 µm ile 80 µm arası değişen oluşumları bulunur. Kalkopiritlerin farklı bir hidrotermal evrede, çatlaklarından veya kenarından, tek nikolde gri renkli fahlerz grubuna dahil bir mineral (tetrahedrit?) tarafından ornatıldığı gözlenmiştir (Şekil 5.9-A). Ayrıca Şekil 5.9-B’de bulunan fotoğrafta zonlu manyetit içinde 15 µm boyutunda elektum görülmektedir.

Bu zonü temsil eden Şekil 4.7’de makroskobik olarak gözlenen granat S_5 örneğinin ince kesitinde de gözlenmektedir (Şekil 5.10). Kalsit gangı içinde kalıntı olarak gözlenen granatların andradit olduğu düşünölmektedir. Özşekilli – yarı özşekilli kenetli kristallerden oluşmaktadır. Andraditler, kordiyerit ile birlikte gözlenmektedir (Şekil 5.10). Ayrıca iki tip andradit gözlenmektedir. Birincisi masif-kırıklı, çoğunlukla anizotropik ve hafif kahverengimsi, ikincisi ise, damarlarda, özşekilli, izotropik ve renksizdir.





Şekil 5.9 S_5 nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları: Mt: Manyetit, Cpy: Kalkopirit, Fhl: Fahlerz, Elk: Elektrum



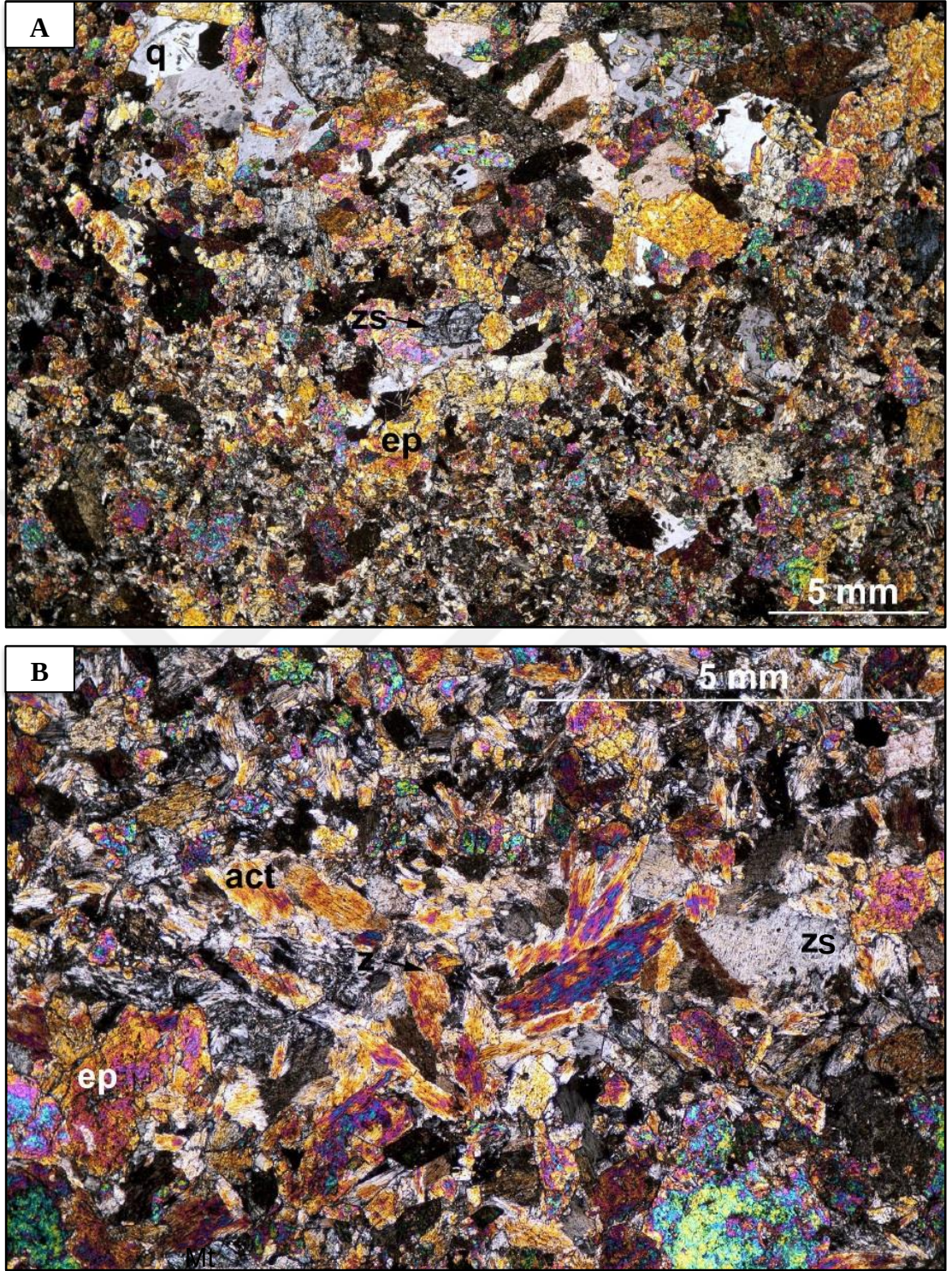
Şekil 5.10 S_5 nolu örneğe ait //N ve N+ mikroskop fotoğrafları: mgt: Manyetit, co: Kordiyerit, gr: Granat, ca: Kalsit

Örnek No:S_6_(I)

Şekil 4.2’te ki jeoloji haritasında, şekil 4.3 ve şekil 4.9 de yer alan epidot skarn zonundan alınan yüzey örneğidir. Şekil 5.1 ‘de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur. Bu örnekten 1 adet ince kesit örneği hazırlanmıştır.

S_6 örneğinde makroskobik olarak iri taneli (1-2 mm) ve yeşil renkli gözlenmiştir. İnce kesitte ise epidotlar yoğunlukta olup klinozoisit ile birlikte masif bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 5.11). Radyal, iğnemi agregat demetleri olarak ferroaktinolit gözlenmektedir (Şekil 5.11).



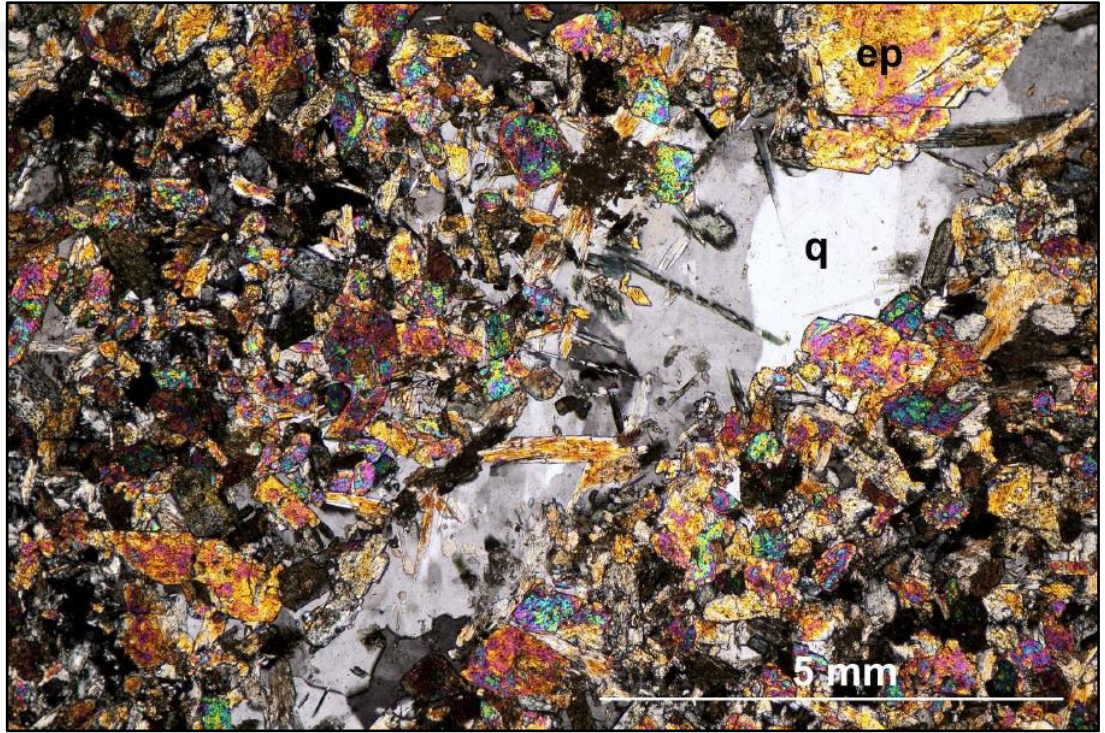


Şekil 5.11 S_6 nolu örneğe ait N+ mikroskop fotoğrafları: ep: epidot, zs: klinozoisit, act: ferroaktinolit, q: kuvars

Örnek No:S_7_(I)

Şekil 4.2’te ki jeoloji haritasında, şekil 4.3’de yer alan hornfels zonundan alınan yüzey örneğidir. Şekil 5.1’de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur. Bu örnekten 1 adet ince kesit örneği hazırlanmıştır.

S_7 örneğinden alınan örnekte epidot yoğunluğu çok fazladır. Epidotlar üzerinde iğnemi ferroaktinolitler gözlenmektedir (Şekil 5.12). Daha sonrasında epidot ve ferroaktinolitleri kesen kuvars ve kalsit damarcıkları bulunmaktadır.



Şekil 5.12 S_7 nolu örneğe ait N+ mikroskop fotoğrafı: ep: epidot, q: kuvars

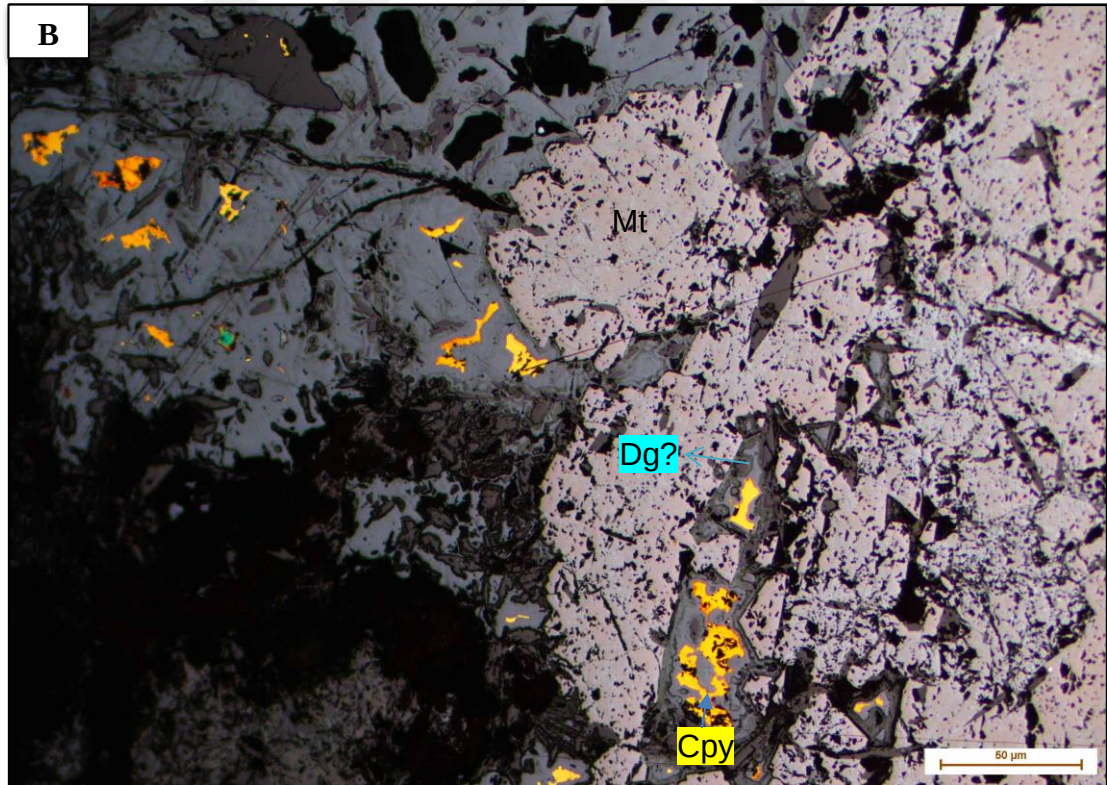
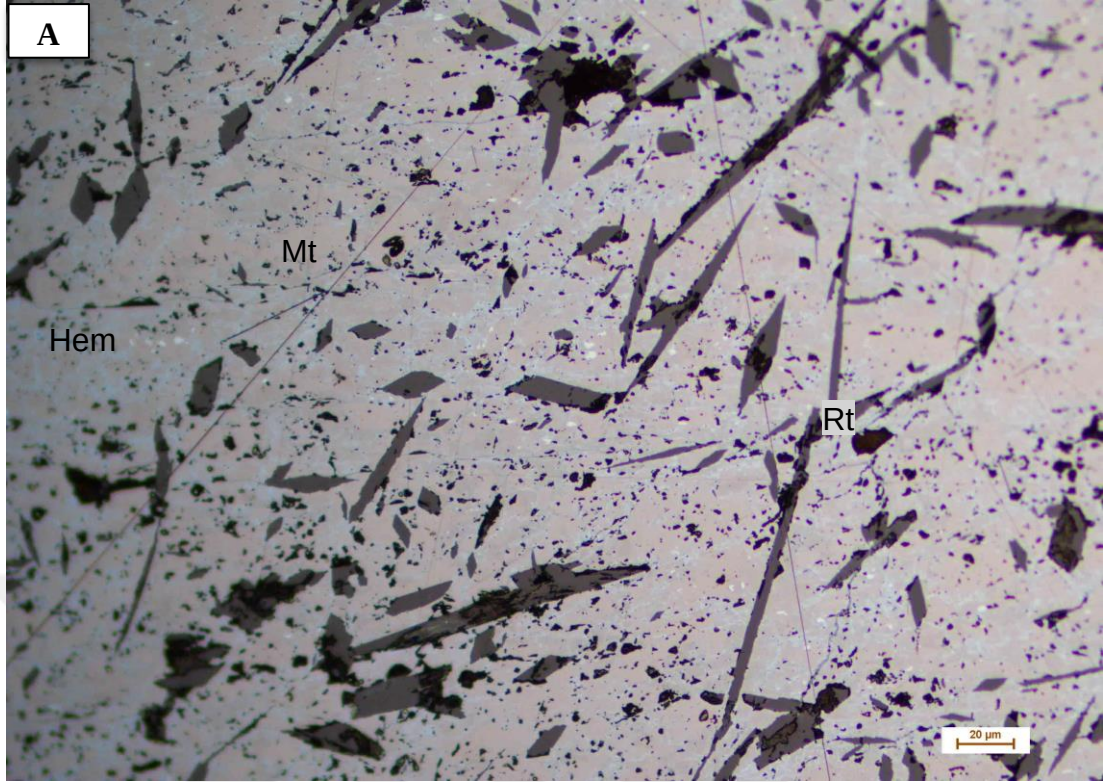
5.1.2 Esendemir Tepe Orta Bölgesi Cevherleşmesi Parlak ve İnce Kesitleri

Esendemir Tepe orta bölgesi cevherleşmesi K54D/44KB konumlu kireçtaşı ve volkanosedimenter kayaç arasında oluşmuştur (Şekil 4.10). Bölgede metasomatizma geçirmemiş olarak kireçtaşı katmanında gözlenmektedir. Bu skarn cevherleşmesinin merkezinde manyetit zonu bulunmaktadır. Bu zonun etrafını kaplayan tremolit-aktinolit zonu batı cevherlemesinden farklı olarak dikkat çekmektedir (Şekil 4.11). Bu zon içerisinde makroskobik gözlemlerde kalsit damarcıkları görülmektedir. Ayrıca öz şekilli piritler, kuvars ve limonit varlığı tespit edilmiştir. Toplam 8 metre gözlenen skarn zonunda, gerileyen evre oluşumu epidotlu zon en geniş alanı oluşturmaktadır. Volkanosedimenter kayaça yakın bölümlerinde hornfelsik zon daha dar görülürken kireçtaşına doğru hornfels daha yoğunlaşmaktadır. Bu zonun doğu cevherleşmesinden farklı olarak temsil edecek S_15 numaralı örnekten bir adet parlak kesit, bir adet ince kesit hazırlanmıştır.

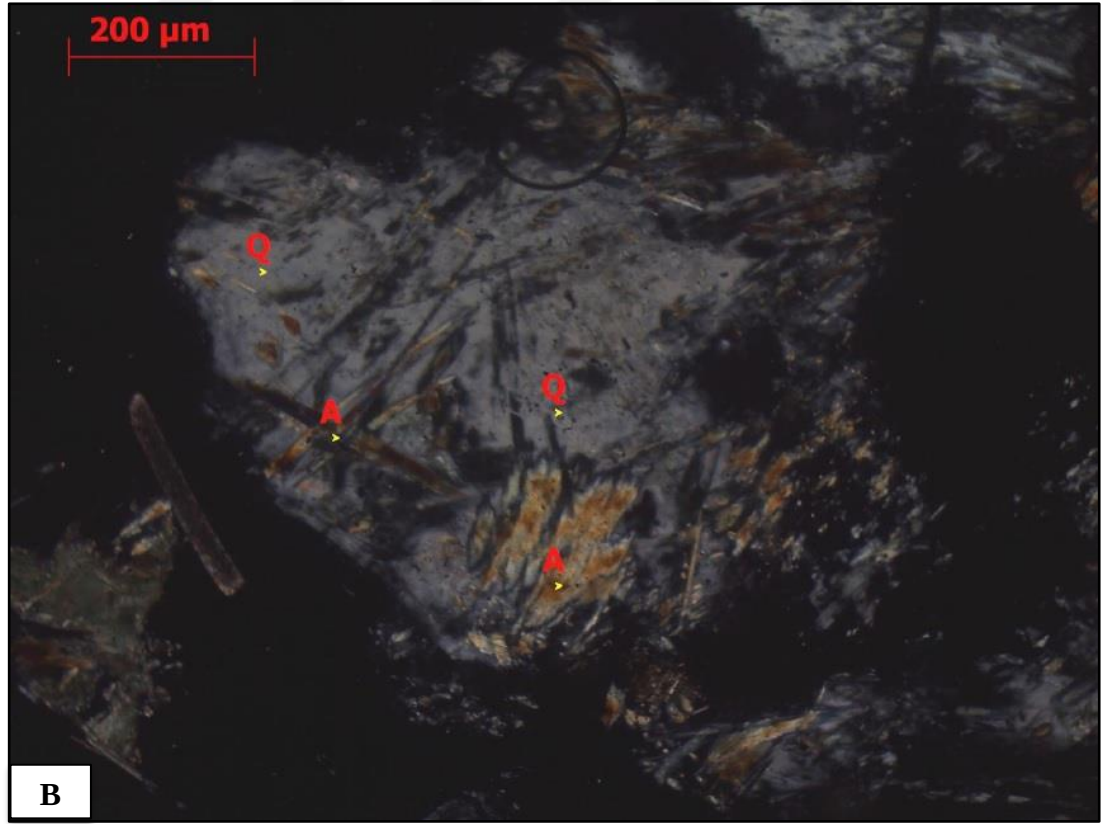
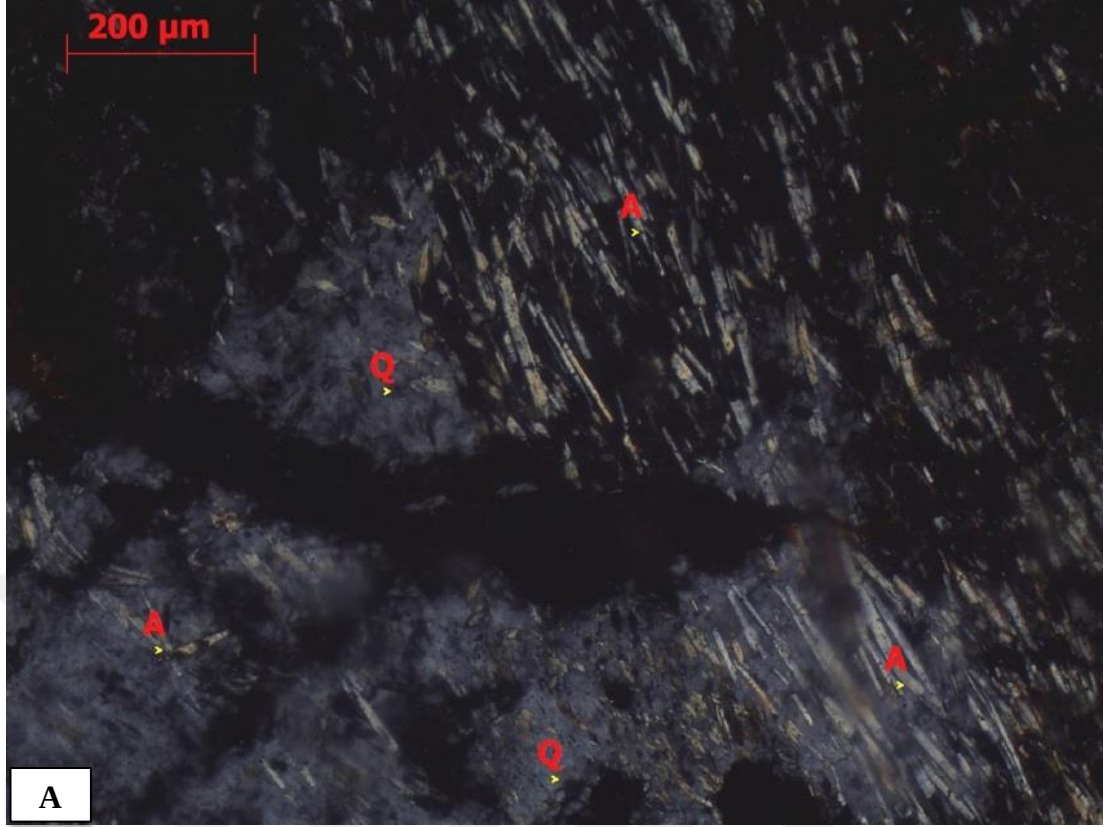
Örnek No: S_15_(P)_(I)

Şekil 4.2’te ki jeoloji haritasında ve Şekil 4.10’da yer alan manyetit-kalkopirit-tremolit-aktinolit zonundan alınmış yüzey örneğidir. Şekil 5.1 ‘de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur.

S_15 numaralı örneğin parlak kesitinde manyetit örneğin genelinde gözlenmektedir. Manyetitin çatlaklarında martitleşme ile hematite dönüşümler bulunmaktadır. Manyetitlerin üzerinde ise iğnemsî yapısı ile genellikle gri ve mavimsi görülen, aksesuar minerali olan rutiller bulunmaktadır (Şekil 5.13-A). Manyetitlerin çatlaklarında Yaklaşık 15-25 µm boyutlarında kalkopiritler oluşmuştur. Kalkopiritlerin etrafı nadiren menekşe mavimsi-gri renkli bir mineral tarafından ornatılmıştır (Şekil 5.13-B). Bu mineralin dijenit olabileceği yorumu yapılmıştır. Zondan oluşturulan ince kesitte ise çok yoğun amfiboller (tremolit-aktinolit) gözlenmektedir (Şekil 5.14).



Şekil 5.13 S_15 nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları: Mt: manyetit, Rt: rutil, Cpy: kalkopirit, Hem: hematit, Dg: dijenit



Şekil 5.14 S_15 nolu örneğe ait N+ mikroskop fotoğrafları: Q: kuvars, A: amfibol

5.1.3 Esendemir Tepe Doğu Bölgesi Cevherleşmesi Parlak ve İnce Kesitleri

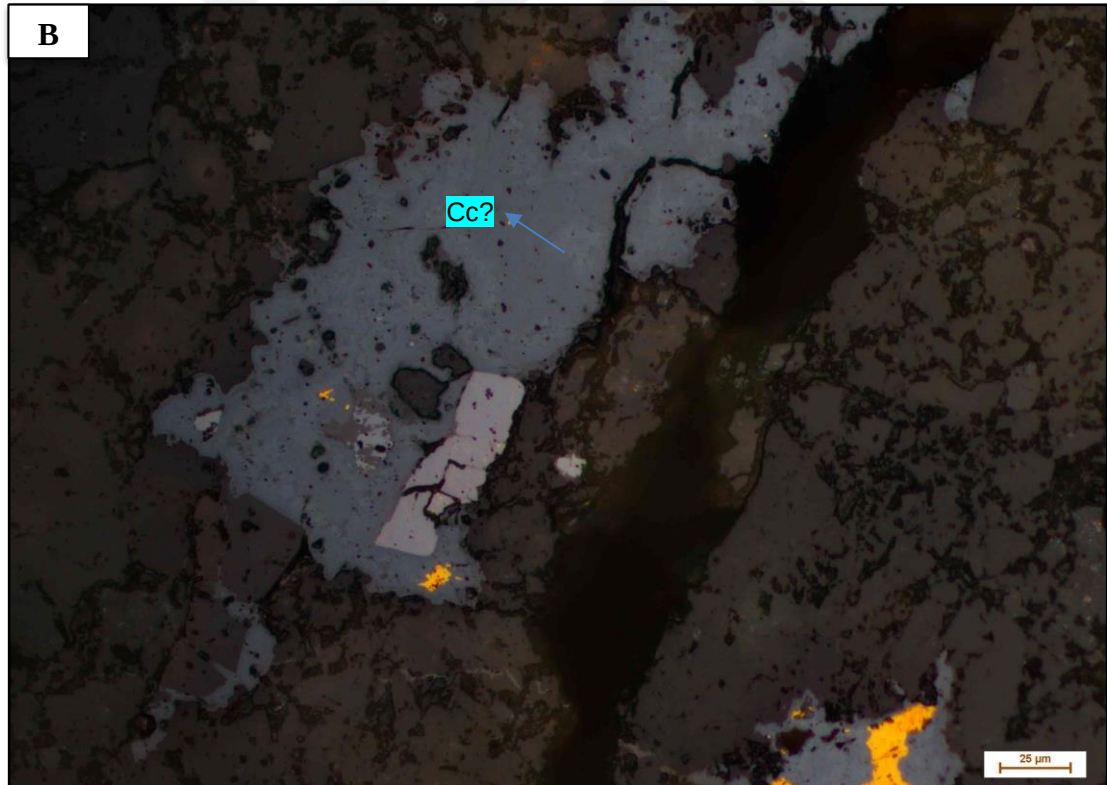
Esendemir Tepe doğu bölgesi cevherleşmesi, K40B/70KD konumlu kuvars damarı içerisinde gözlenir. Bu damar zonunun yerleştiği yapısal hat, yaklaşık K54D/44KB konumlu duran skarn cevherleşmesine dik konumlanmıştır (Şekil 4.2). Bu süt kuvars damarının içerisinde breşik dokulu sülfid içerikli dumanlı kuvars breşleri bulunmaktadır. Kalkopirit ana cevher minerali olarak gözlenmektedir.

Örnek No: S_16_(P)_(I)

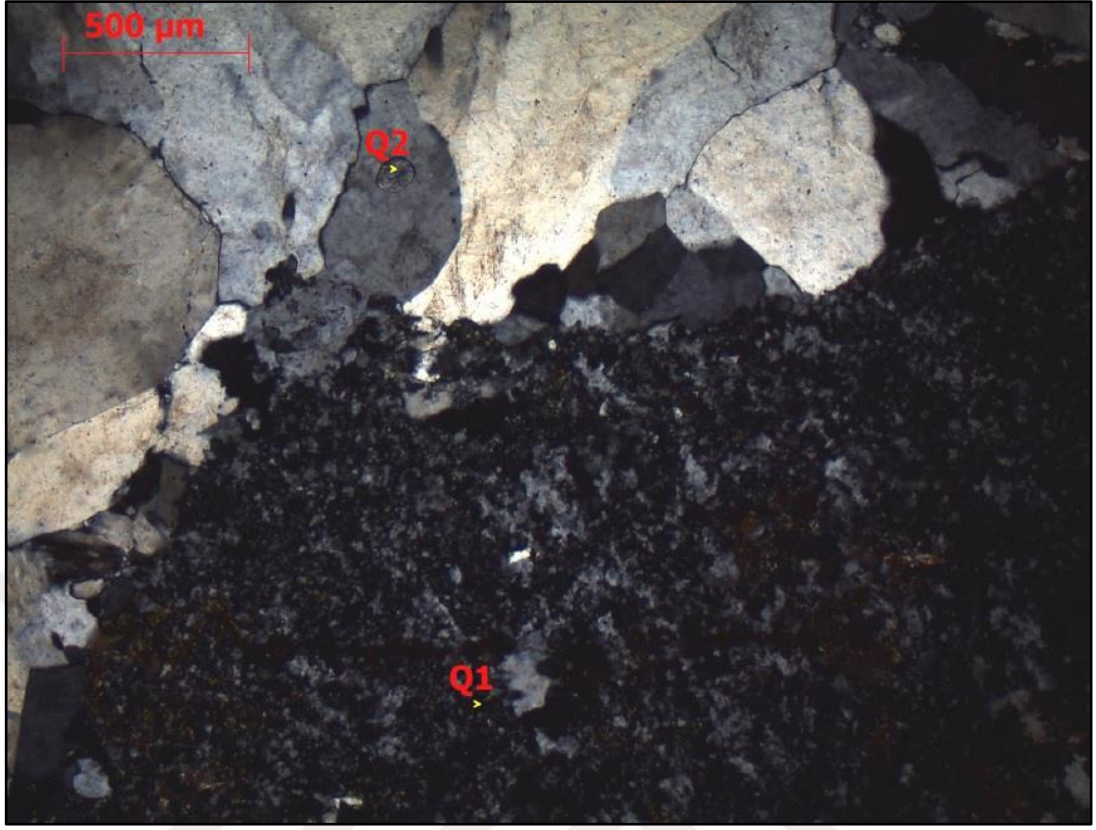
Şekil 4.2’te ki jeoloji haritasında ve Şekil 4.12 ve 4.13’te yer alan kuvars damarından alınmış yüzey örneğidir. Şekil 5.1 ‘de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur.

S_16 numaralı örneğin parlak kesitinde kuvars, baskın gang minerali olarak gözlenir. İçerisinde hipojen evrede gelişmiş manyetitler ve kalkopiritler bulunmaktadır. Kalkopiritler kenarlarından mavimsi gri renkli bir minerale dönüştüğü gözlenmiştir. Bu mineral dijenit olarak yorumlanmıştır. Daha sonrasında ise tek nikolde menekşe mavimsi-gri renkte görülen kalkozin olabileceği düşünülen mineral tarafından ornatılmıştır (Şekil 5.15).

Örneğin ince kesitinde ise 2 faz kuvars gözlenmektedir. İri taneli kuvars üzerinde anizotrop sülfid mineralleri bulunan ince taneli kuvarsı içerisinde bulundurmaktadır. Bu kuvarsın içerisinde epidotlu oluşumlarda mevcuttur (Şekil 5.16).



Şekil 5.15 S_16 nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları: Cpy: kalkopirit, Dg: dijenit, Cc: kalkozin



Şekil 5.16 S_16 nolu örneğe ait N+ mikroskop fotoğrafları: Q1: kuvars-1, Q2: kuvars-2

Esendemir Tepe Skarn Cevherleşmesine ait Parajenez ve Süksesyon:

Esendemir Tepe cevherleşmesine ait arazi-makroskobik cevher mikroskobisi incelemeleri sonucunda çalışma alanı; skarn mineralizasyonlarında spesifik olarak gözlenen ilerleyen 2 farklı evre, gerileyen evre, daha sonrasında gelişen hidrotermal evre 2 farklı olay olarak ve en sonda süperjen evre olmak üzere 6 evreye ayrılmıştır.

Esendemir cevherleşmesinin kot olarak alt bölümlerinde yüzlek veren diyorit kayacının Şekil 2.17'de bulunan ince kesit incelemesinde görüldüğü üzere; ilerleyen 1.evrede biyotit ve piroksen gelişmiştir. Cevherleşmede geniş olarak, merkez zonda görülen manyetit damarı başta olmak üzere, granat skarn mineralizasyonlarının ilerleyen 2. evresini temsil etmektedir. Granatlar andradit olarak yorumlanmıştır. Piroksenler diyopsit-hedenberjit olarak yorumlanmıştır. Ayrıca, manyetitler içerisinde kapanım şeklinde öz şekilli gözlenen, sfen ve anatas yine bu evrenin ürünleridir. Özellikle Esendemir Tepe Orta bölümde çok sık görülen tremolit-aktinolit amfibol grubu mineralleri, kloritler ve en dış zonlarda görülen epidotlar ise skarn mineralizasyonlarının gerileyen evresini temsil eden mineral grupları olarak, bu cevherleşmede de tanımlanmıştır. Granatlar epidot tarafından, piroksenlerde amfiboller tarafından ornatılmıştır. Ayrıca manyetitlerin çatlak ve dilinimlerinde martitleşme sonucu oluşan hematit de gerileyen evrede oluşmuştur. Daha sonrasında hidrotermal evrede gang mineralleri tarafından kesilen pirit ve kalkopiritler olduğu düşünülürse, pirit ve kalkopiritinde gerileyen evrede sisteme dâhil olması daha olasıdır. Fahlerz(?) kalkopiriti kenarlarından ornatarak 1. Hidrotermal evrenin sonlarında, 2. Hidrotermal evreni başında oluşur. 2. Hidrotermal evrede ise muhtemelen dijenit, kalkopirit kırık-çatlak ve çevresinde gelişir. Ayrıca birinci hidrotermal evrede kuvars-1 ve kalsit, ikinci hidrotermal evrede kuvars-2 oluşmuştur. En son gelişen süperjen evrede ise malakit, azurit ve nadiren kalkozin(?) gözlenir. Yüzey suları sebebi ile de yer yer süperjen hematitler görülmektedir. Parlak kesit mikroskobik incelemelerinde manyetitler içerisinde elektrik gözlenirken, kuvarsin içerisinde altın gözlenmektedir. Bu veriler ışığında elektrimum altından daha önce oluştuğu söylenebilir.

Yukarıda belirtilen cevherleşme sistemi içerisinde yer alan mineral parajenezine ait süksesyon tablosu Şekil 5.17’ de sunulmuştur.



<i>ESENDEMİR TEPE</i>	1. PROGRAD EVRE	2. PROGRAD EVRE	RETROGRAD EVRE	1. HİDROTERMAL EVRE	2. HİDROTERMAL EVRE	SÜPERJEN EVRE
BIYOTİT	-----					
PİROKSEN	=====					
GRANAT	=====					
MANYETİT		=====				
AMFİBOL			=====			
EPİDOT			=====			
KLORİT			=====			
HEMATİT			=====			-----
KUVAR				=====	=====	
KALSİT				=====		
PİRİT			=====			
KALKOPİRİT			=====			
FAHLERZ?				-----		
DİJENİT					=====	
KALKOZİN?					-----	-----
MALAKİT						=====
AZURİT						=====
SFEN	-----					
RUTİL		-----				
ANATAS	-----					
ELEKTRUM		=====				
ALTIN				=====		

Şekil 5.17 Esendemir Tepe Skarn cevherleşmesi süksesyon tablosu

5.2 Horoz Cevherleşmesi İnce Ve Parlak Kesit Çalışması

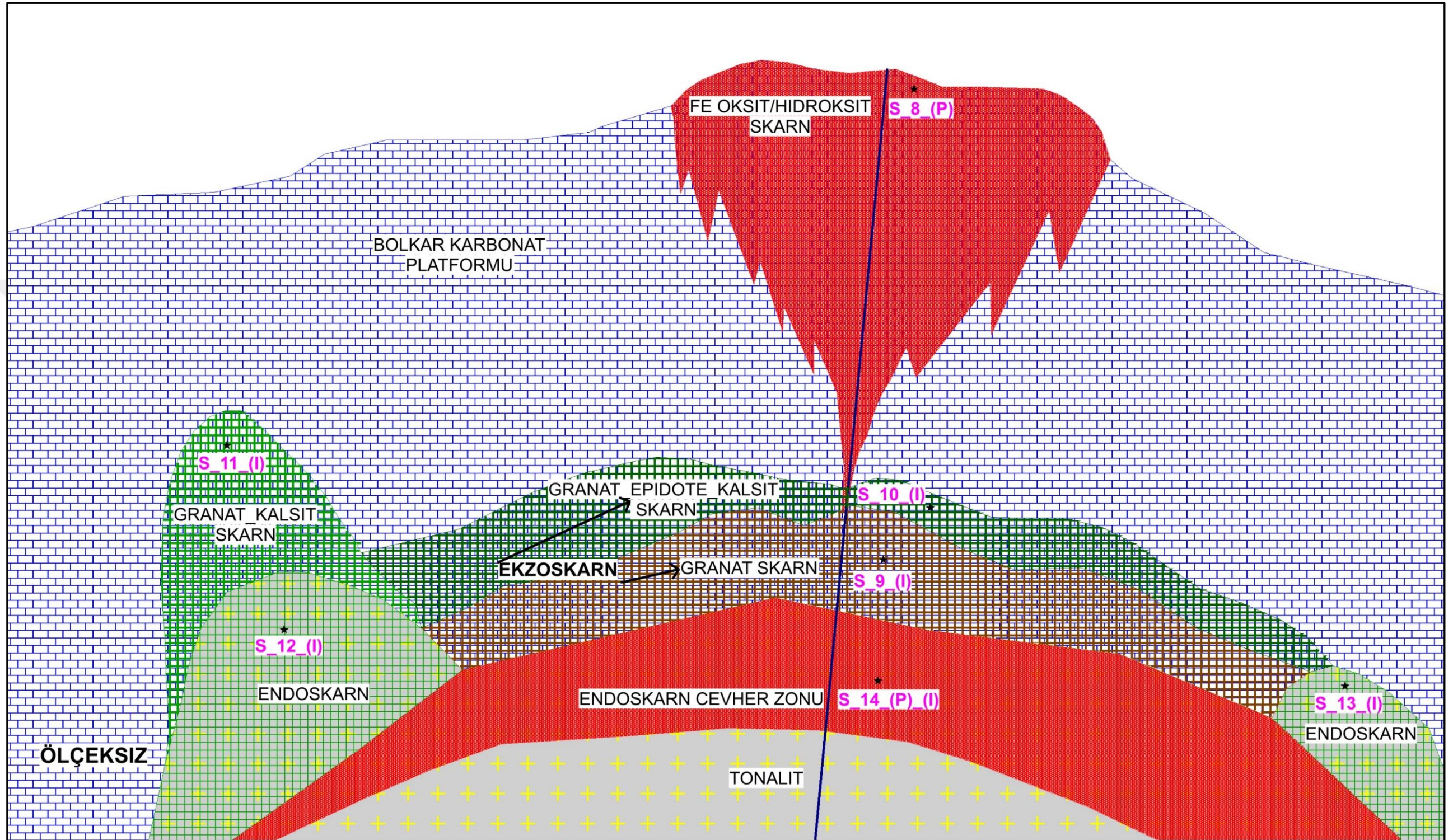
Horoz Granitoyit'i ile Bolkardağ Karbonat Platformu kayaçları ile kuzeybatı dokanağında ve yakınlarında skarn tipi mineralizasyonlar 3 ayrı bölümde olmak üzere (Karataş Tepe çatı askısı Fe skarn zonu, granat zonu ve endoskarn cevher zonu) yukarıda bölüm 4.3'te anlatılmıştır. Bu zonlardan; Karataş Tepe çatı askısı demir şapka Fe skarnından 1 adet parlak kesit, granat skarn zonundan 6 ince kesit ve endoskarn cevher zonundan 1 parlak, 1 ince kesit hazırlanarak incelenmiştir.

5.2.1 Karataş Tepe Fe Skarn(Çatı Askısı) Cevherleşmesi Parlak Kesitleri

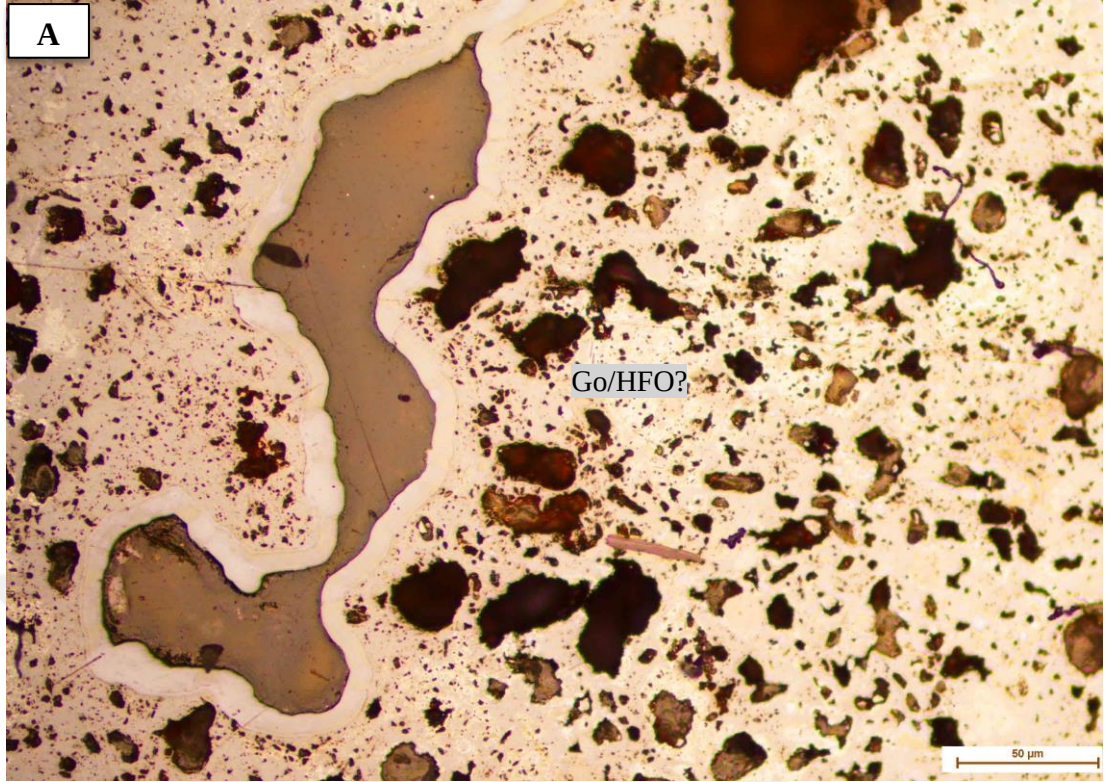
Örnek No: S_8_(P)

Şekil 4.14'te ki jeoloji haritasında bulunan, şekil 4.17'da mostra görüntüsü görülen, Karataş Tepe çatı askısı demir şapka Fe skarnından makroskobik fotoğraflar Şekil 4.18'de mevcuttur. Parlak kesit bu yüzey örneğinden oluşturulmuştur. Örnek koordinatı tablo 5.1'de belirtilmiştir. Şekil 5.18'de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur.

Yoğun oksidasyona maruz kalmış zondan alınan örneğin mikroskop altında incelenmesinde genellikle Fe-oksit ve hidroksit mineralleri gözlenmiştir. Örneğin jeokimyasal analiz sonuçlarında 10000 ppm üzeri As değeri varlığı, bu Fe-oksit/hidroksit birlikteliğinde arsenik içeren bir bileşenin bulunduğunu göstermektedir. Ancak, lepidokrosit ($\gamma\text{-Fe}^{3+}\text{O(OH)}$) – götit ($\alpha\text{-Fe}^{3+}\text{O(OH)}$) ve skorodit ($\text{Fe}^{3+}\text{AsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) – arsenosiderit ($\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}_3(\text{AsO}_4)_3\text{O}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) gibi bir ayırım parlak kesit üzerinde tam olarak yapılamamıştır. Şekil 5.15-B'de ise, kuvars gangi içerisinde elektrik kapağını gözlenmektedir. Ayrıca makroskobik olarak smitsonit, hidrozinkit gibi çinko mineralleri de görülmüştür.



Şekil 5.18 Horoz skarn zonları ve ince-parlak kesit örnek lokasyonları (tasarımsal)



Şekil 5.19 S_8 nolu örneğe ait //N mikroskop fotoğrafları: Go: Götüt, HFO: Sulu Hidroksit, Qz: Kuvars, Elk: elektrum

5.2.2 Granat Skarn Zonu İnce Kesitleri

Örnek No: S_9_(I)

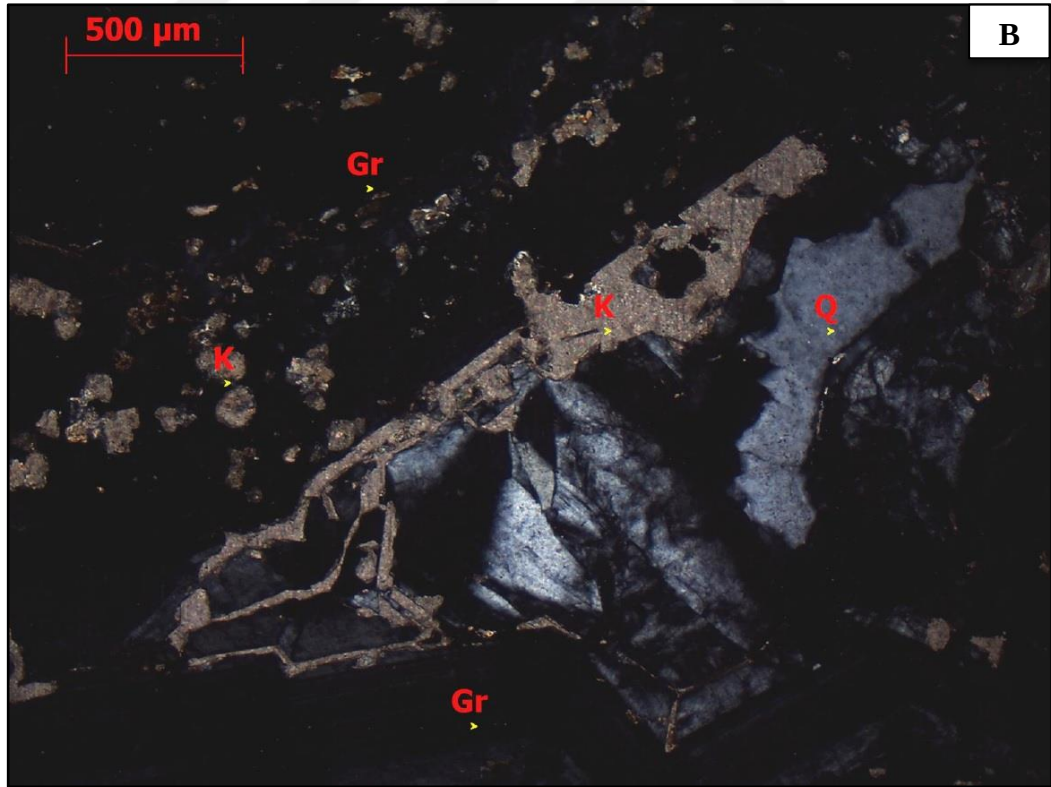
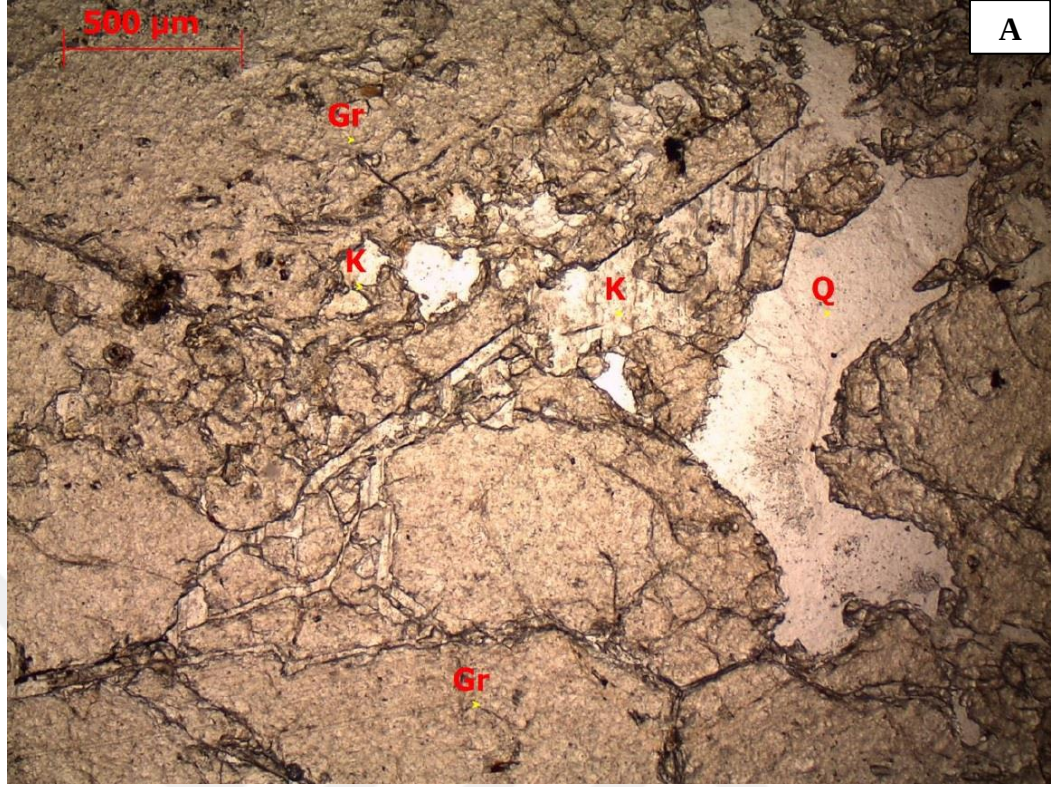
Şekil 4.15'te ki jeoloji haritasında bulunan, granat zonu olarak tanımlanan, merkez bölümün makroskobik fotoğraflar Şekil 4.19'da mevcuttur. Örnek koordinatı tablo 5.1'de belirtilmiştir. Şekil 5.18'de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur.

İzotrop granatların bazılarının altıgen-sekizgen şekilli ve zonlu dokulu oldukları saptanmıştır. Gözlenen optik özellikleri ile kayacın kimyasal analiz sonuçları birlikte değerlendirildiğinde, granatlar, andradit ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$) bileşimli olarak yorumlanmışlardır. Granat oluşumları arasında yer yer kalsitler daha az oranda da kuvarslar gözlenmiştir. Çok az miktarda da sfen, epidot ve aktinolit-tremolit mineralleri izlenmiştir (Şekil 5.20).

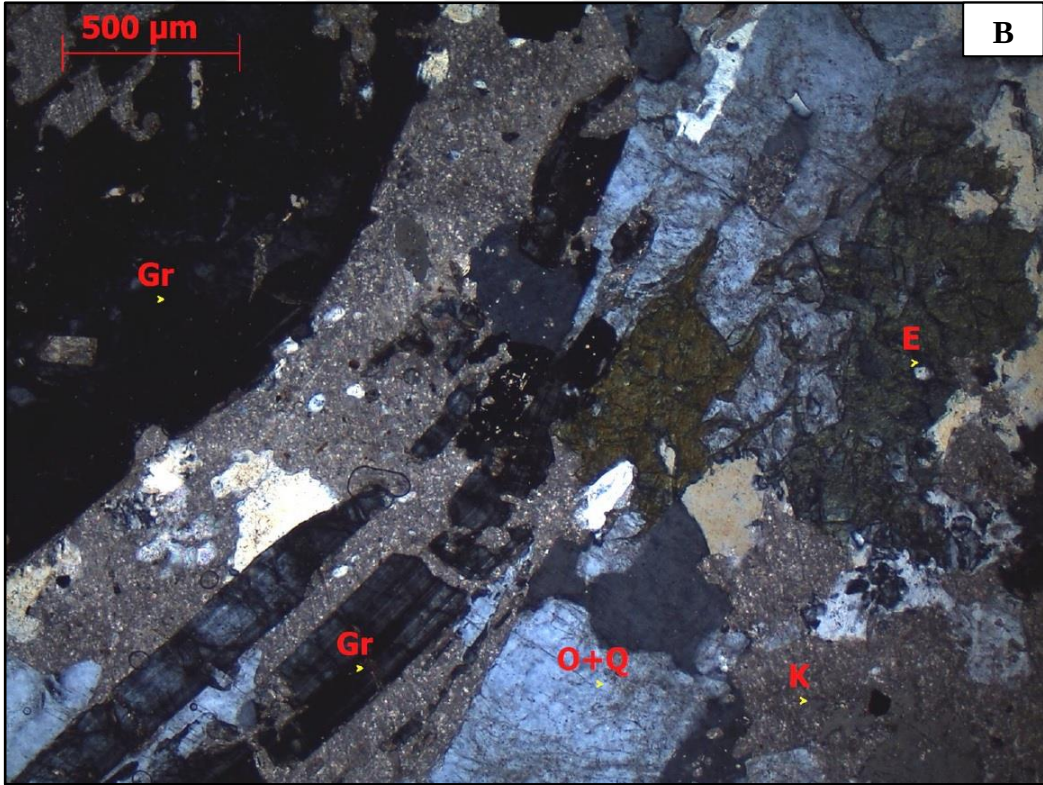
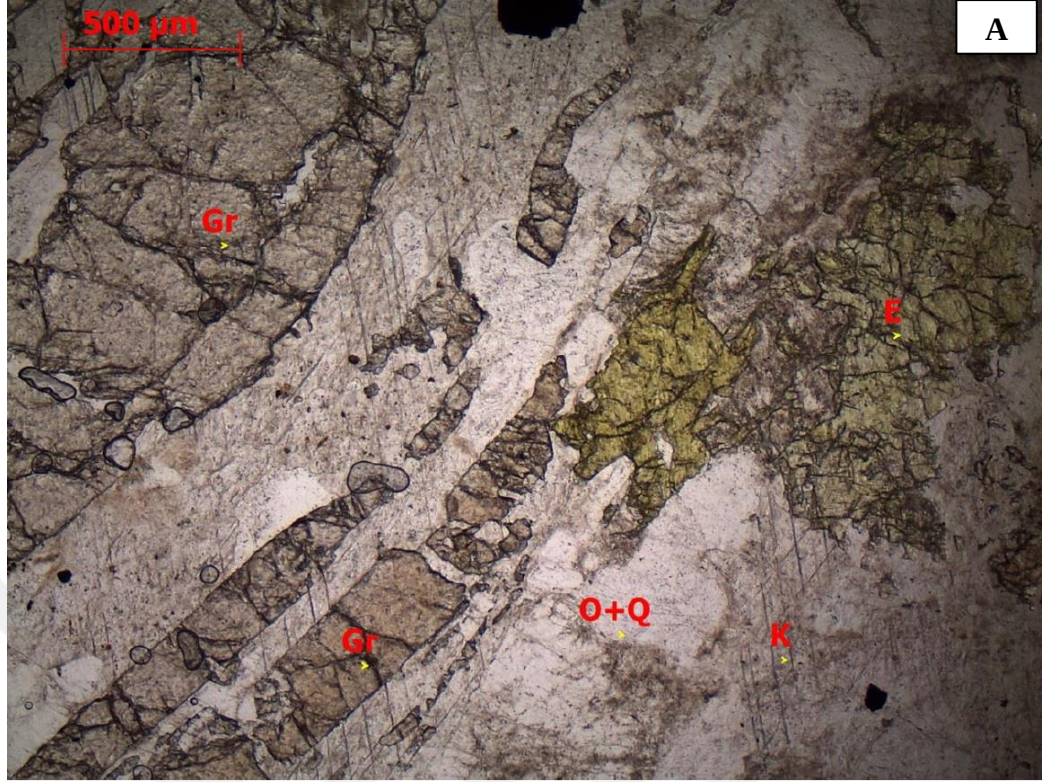
Örnek No: S_10_(I)

Şekil 4.15'te ki jeoloji haritasında bulunan, ekzoskarn zonunda, granat – epidot-kalsit olarak ayrımlanmış bölümün makroskobik fotoğrafı Şekil 4.20'de mevcuttur. Örnek koordinatı tablo 5.1'de belirtilmiştir. Şekil 5.18'de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur.

Örnek incelendiğinde granatların yoğunluğunun devam ettiği fakat tane boylarının küçüldüğü gözlenmiştir. Çoktan aza granat, kalsit, epidot, kuvars ve ortoklaz mineralleri gözlenmiştir. İzotrop granatların genellikle altıgen-sekizgen şekilli ve zonlu dokulu oldukları saptanmıştır. Oldukça yaygın alanlar kapsayan kalsitler iri kristallidir. Epidotlar genellikle pistazit-klinozoisit bileşimli kümelenmeler oluşturmaktadır. Çok az miktarda opak cevher mineralleri içeren örnek ince kesitinde aksesuar oranlarda da sfen ve klorit mineralleri izlenmiştir (Şekil 5.21).



Şekil 5.20 S_9 numaralı örneğin ince kesit fotoğrafları A) //N görüntüsünde yüksek rölyefli granatlar (Gr) çok daha belirgindir. Granat çatlak ve boşluklarını dolduran kalsitler hafif sarımsı renkli ve dilinimli (K), kuvarslar (Q) ise şeffaf görülmektedir. B) Aynı bölgenin +N görüntüsü



Şekil 5. 21 S_10 numaralı örneğin ince kesit fotoğrafları A) //N görüntüsünde yüksek rölyefli granatlar (Gr) ve sarımsı yeşil tonlarında epidotlar çok daha belirgindir. Kalsit matriks genellikle dilinimli (K), birlikte bulunan ortoklazlar killeşme nedeniyle hafif kirli kuvarslar ise (O+Q) şeffaf görülmektedir. B) Aynı bölgenin +N görüntüsü

Örnek No: S_11_(I)

Şekil 4.15'te ki jeoloji haritasında bulunan, genel çerçevede skarn zonunun en dış bölümünde tanımlanan yüzey örneğinin makroskobik fotoğraflar Şekil 4.22'de mevcuttur. Örnek koordinatı tablo 5.1'de belirtilmiştir. Şekil 5.18'de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur.

Örneğin şekil 5.22'de bulunan ince kesitinde ana bileşen granat mineralleridir. Granatlar yapısal hareketlerden etkilenerek bol çatlaklı ve yer yer ufalanmalar-breşleşmeler gösteren dokular kazanmışlardır (Şekil 5.22). Granatların az miktarlarda da altıgen-sekizgen şekilli ve zonlu dokulu mineralleri saptanmıştır. Granatların çatlak ve boşluklarında kalsit, kuvars, ortoklaz ve epidot mineralleri gözlenmiştir. Ayrıca bünyesinde ufak taneli götit mineralleri içeren demir oksitler kayacı ağsal damarcıklar halinde sarmaktadır. Çok az miktarda opak cevher mineralleri içeren örnek ince kesitinde aksesuar oranlarda da klorit ve sfen mineralleri izlenmiştir.

Örnek No: S_12_(I)

Şekil 4.15'te ki jeoloji haritasında bulunan, endoskarn olarak ayrılmış bölümün makroskobik fotoğrafı Şekil 4.21'de mevcuttur. Örnek koordinatı tablo 5.1'de belirtilmiştir. Şekil 5.18'de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur.

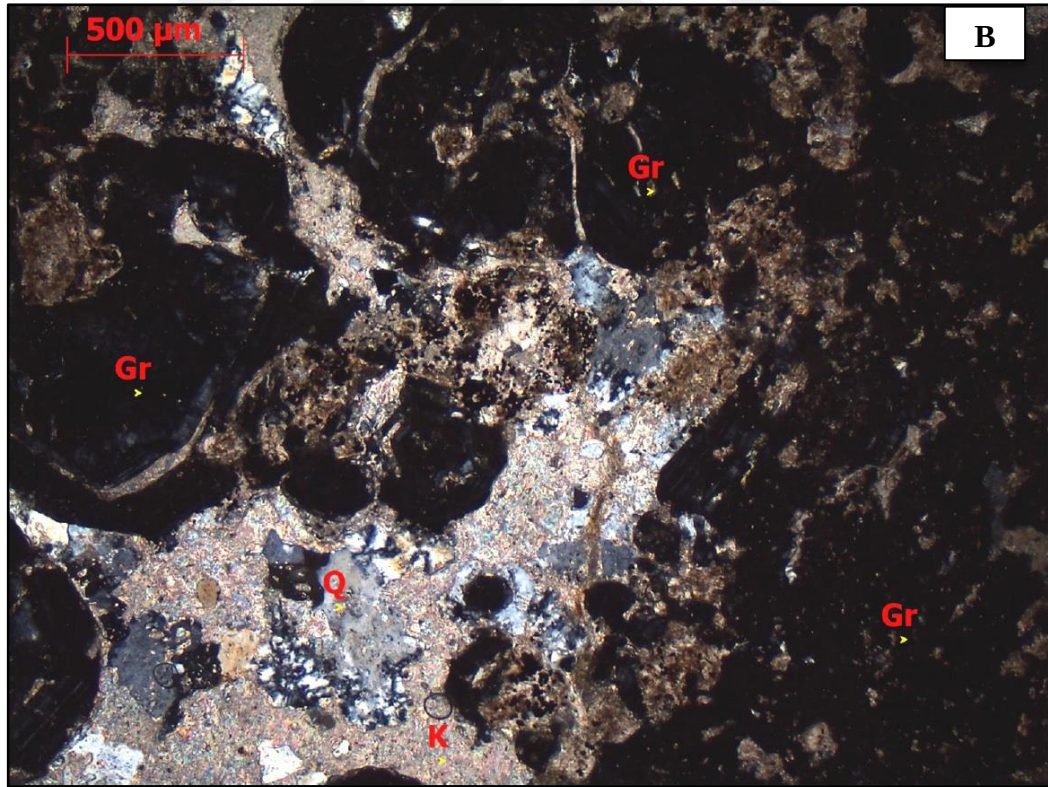
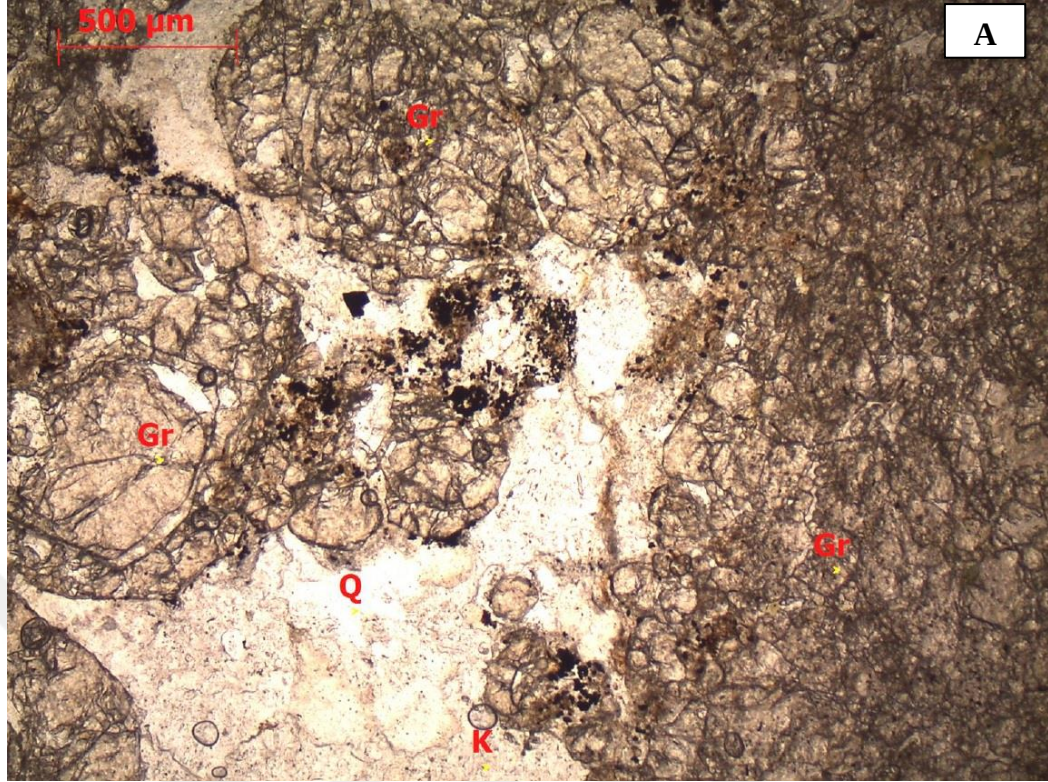
Örneğin şekil 5.23'de bulunan ince kesitinde, ortaç bileşimli subvolkanik bir magmatik kayacın, granat ağırlıklı skarn kayacıyla olan ilişkisi görülmektedir. Porfirik dokulu subvolkanik kayacın feldispat ve mafik mineral fenokristallerinin, ufak taneli feldispat, kuvars ve mafik mineraller karışımı bir matriks içerisinde bulunduğu gözlenmiştir. Hidrotermal alterasyon nedeniyle gelişen, serizitleşme, killeşme, karbonatlaşma ve kloritleşmeler nedeniyle hem feldispatları, hemde mafik mineralleri kesin tanımlayabilmek mümkün değildir. Granat ağırlıklı skarn kayacı kesimde ise granatların bol miktarda altıgen-sekizgen şekilli ve zonlu dokulu mineralleri saptanmıştır. Granatların çatlak ve boşluklarında ise kalsit, kuvars ve epidot

mineralleri gözlenmiştir. Ayrıca bünyesinde ufak taneli götit mineralleri içeren demir oksit damarcıkları ile az miktarda opak cevher mineralleri içeren örnek ince kesitinde aksesuar oranlarda da klorit ve sfen mineralleri izlenmiştir.

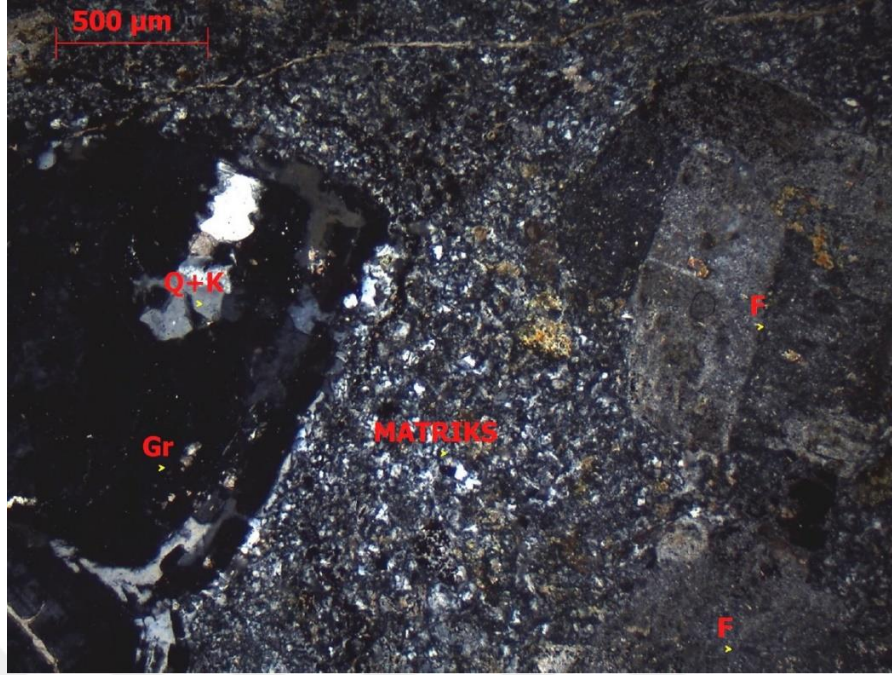
Örnek No: S_13_(I)

Şekil 4.15'te ki jeoloji haritasında bulunan, endoskarn olarak ayrımlanmış bölümün makroskobik fotoğrafı Şekil 4.19'de mevcuttur. Örnek koordinatı tablo 5.1'de belirtilmiştir. Şekil 5.18'de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur.

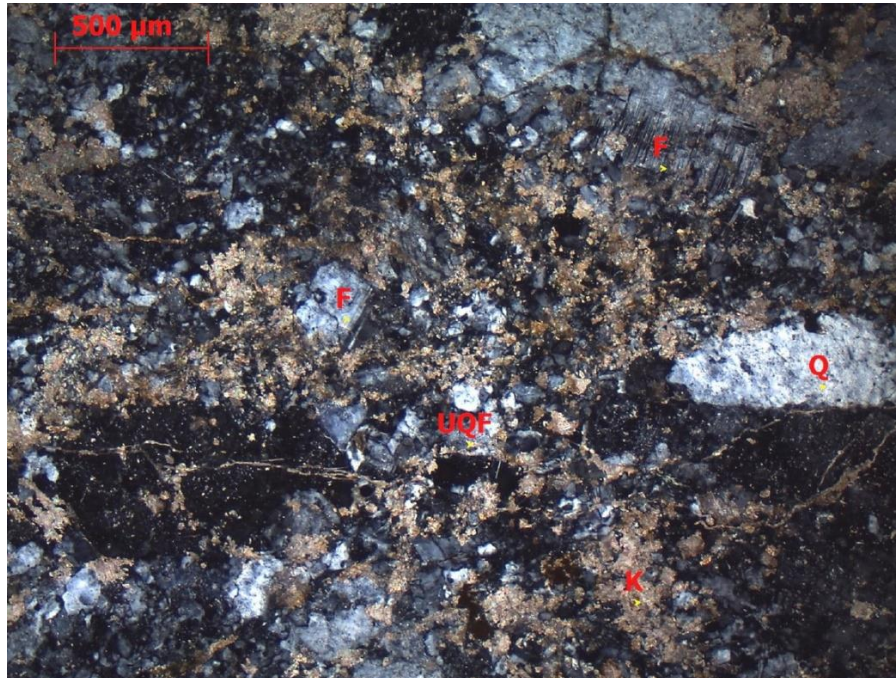
Örneğin şekil 5.24'de bulunan ince kesitinde, kayaç feldispat, kuvars ile az miktardaki mafik minerallerden oluşmaktadır. Hipidiyomorf kristalin dokulu kayaçta feldispatlar genellikle albit-oligoklaz bileşimli plajiooklastlarla, daha az orandaki ortoklaz bileşimli alkali feldispatlardan oluşmaktadır. Kuvarslar özşekilsiz mono ve polikristalin taneler halinde, az miktardaki mafik mineraller kloritleşmiş veya opasitleşmiş haldedir. Bu özellikler ince kesitin sadece kalıntılar halindeki sınırlı kesimlerinde gözlenebilmektedir (Şekil 5.24). Yoğun karbonatlaşmalar, kısmen de serizitleşmeler ve limonitleşmeler halinde gelişen hidrotermal alterasyonlar kayacın ilksel mineralojik ve dokusal özelliklerini geniş ölçüde maskeleymiştir. Ayrıca yapısal hareketler minerallerin uzamasına, bazı kesimlerde yönlenmelere, bazı kesimlerde de mineral tane kenerlarından itibaren ufalanmalara-breşleşmelere neden olmuştur.



Şekil 5.22 S_11 numaralı örneğin ince kesit fotoğrafları A) //N görüntüsünde granatların (Gr) yapısal hareketlerden etkilenecek bol çatlaklı ve yer yer ufalanmalı dokular kazandıkları çok daha belirgindir. Yüksek rölyefli granatlar (Gr) arasındaki çatlaklara yerleşmiş kalsitler tek nikolde kirli beyaz (K), kuvars (Q) mineralleri ise şeffaf görülmektedir.. B) Aynı bölgenin +N görüntüsü



Şekil 5.23 S_12 numaralı numune ince kesitinin polarizan mikroskop N+ genel görünümü. Sol tarafta izotrop olduğu için siyah gözükten granatlar (Gr) arasındaki çatlaklara yerleşmiş kalsit (K) ve kuvars (Q) mineralleri bulunmaktadır. Bu granat skarnlı kesim sağ tarafta yer alan porfirik dokulu subvolkanik kayaçla kontak ilişkilidir. Subvolkanik kayacın altere olmuş feldispat (F) fenokristalleri, ufak taneli feldispat, kuvars ve mafik mineraller karışımı bir matriks içerisinde bulunmaktadır



Şekil 5.24 S_13 numaralı numune ince kesitinin polarizan mikroskop N+ genel görünümü. Yoğun ikincil karbonatlaşma (K) maskeleyesine maruz kalmış örnekte orjinal feldispat (F) ve kuvars (Q) mineralleri ve bunların yapısal hareket nedeniyle ufalanmış taneleri (UQF) görülmektedir

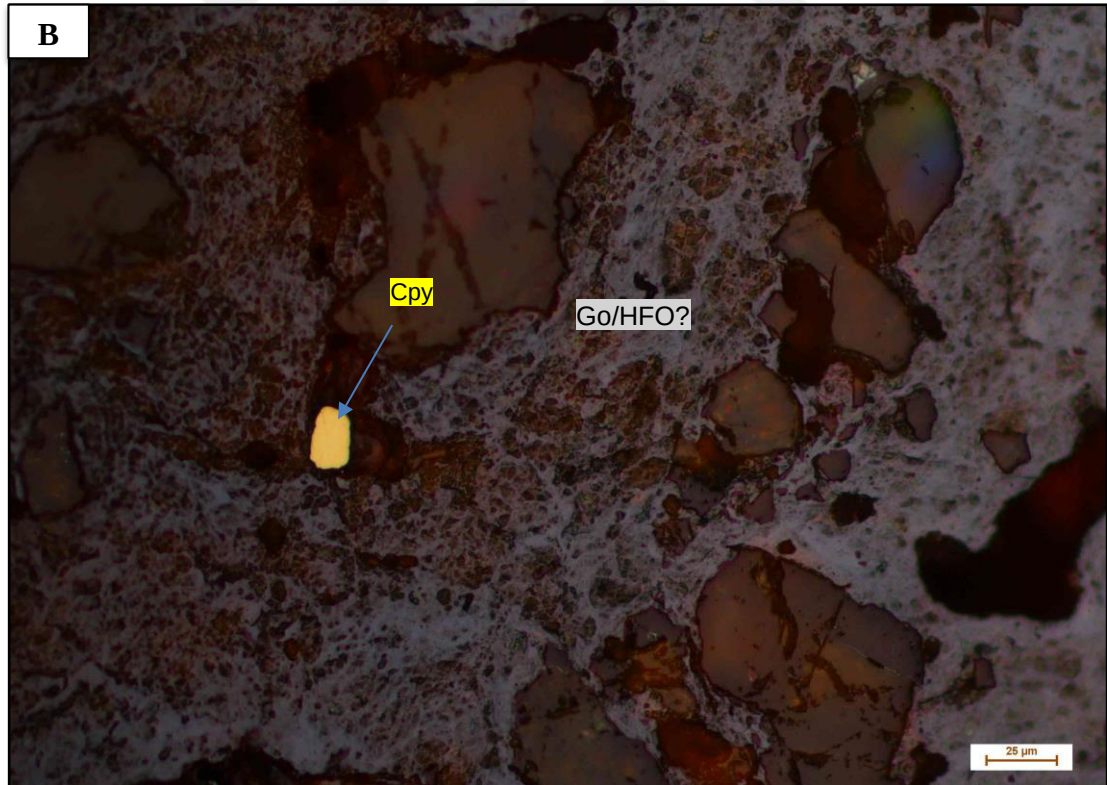
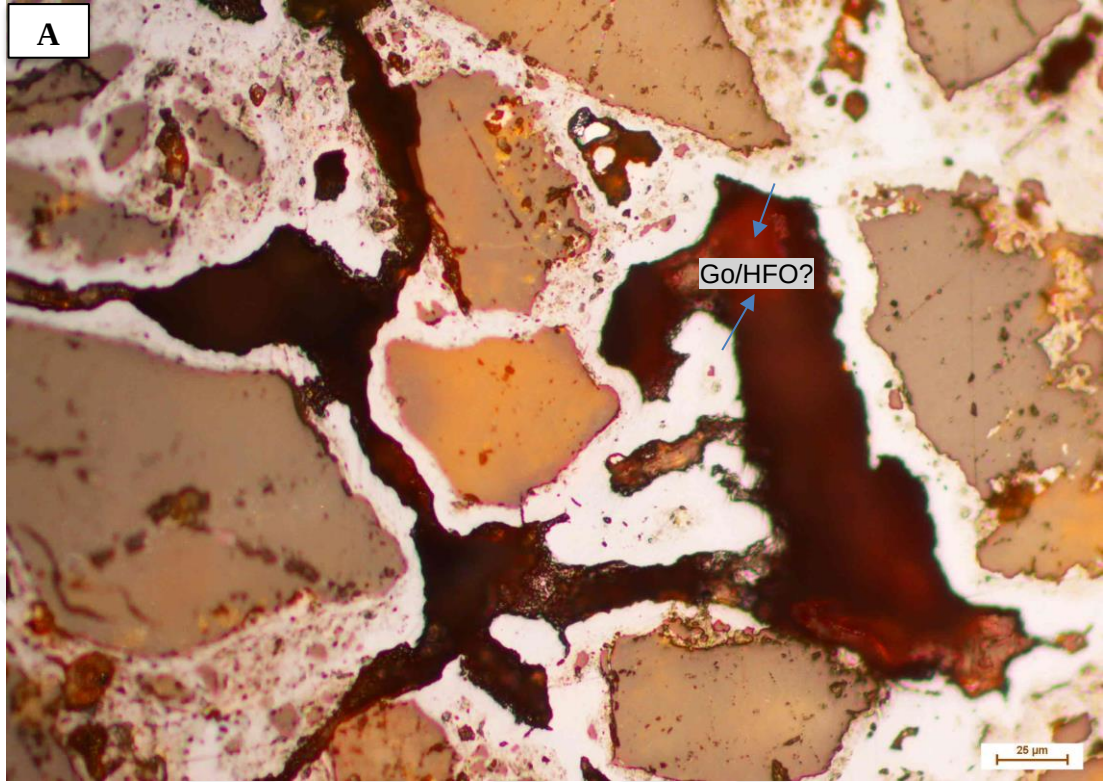
5.2.3 Endoskarn Cevherleşmesi Parlak ve İnce Kesitleri

Örnek No: S_14_(P)_(I)

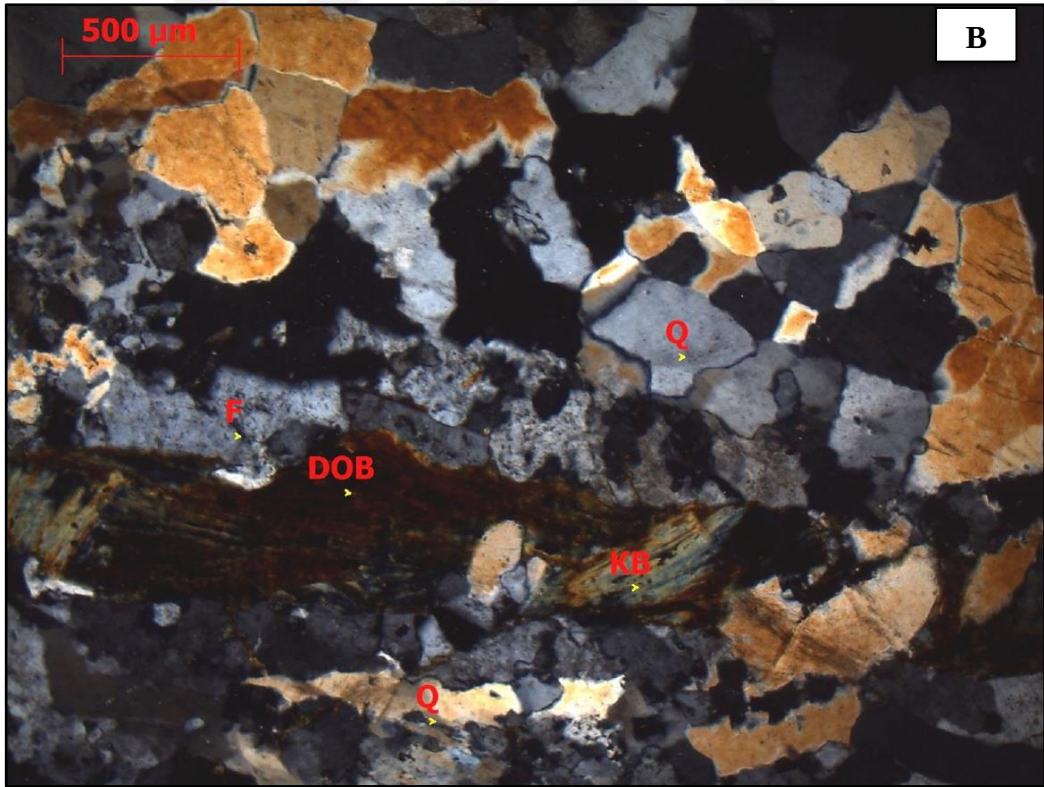
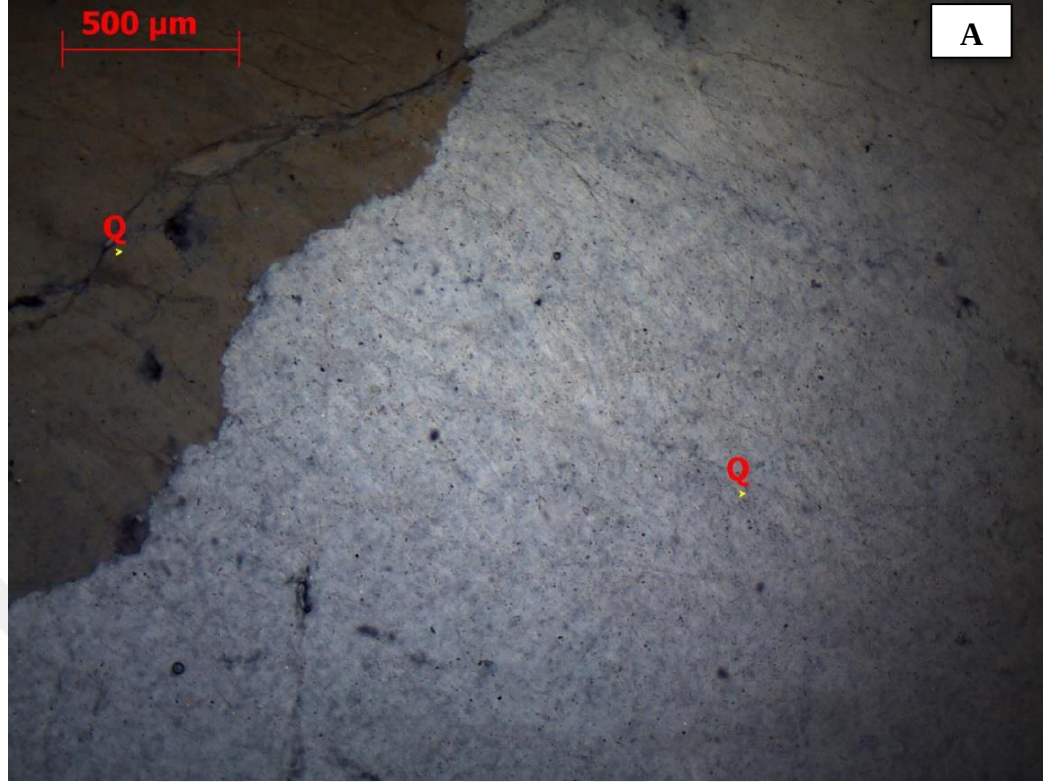
Şekil 4.15'te ki jeoloji haritasında bulunan, Şekil 4.16'da endoskarn cevherleşmesi olarak tanımlanan zonun makroskobik fotoğraflar Şekil 4.25'de mevcuttur. Örnek koordinatı tablo 5.1'de belirtilmiştir. Şekil 5.18'de oluşturulmuş kesitte, örneğin zonlanmadaki yeri mevcuttur.

S_14 numaralı örneğin hazırlanan parlak kesitinde oksitli mineraller çok yoğundur. Gang mineralleri arasına dolgu şeklinde genellikle hematitler gözlenmektedir. Daha küçük boyutlarda limonitler bulunmaktadır. Hematitler ile birlikte götitlerde bulunmaktadır. Götitler çift nikolde kırmızı- alev kırmızı renginde gözlenirken anizotropi sunmaktadır. Ayrıca bu yoğun okside zon içerisinde kalıntı olarak kalkopirit 10 µm boyutlarında gözlenmektedir (Şekil 5.25).

İnce kesitlerin incelenmesinde ana bileşenin oldukça iri taneli kuvarslardan oluştuğu gözlenmiştir (Şekil 5.26). Bu kuvarsların oluşturduğu damarlar arasında, ufak taneli kuvars, hafif killeşmiş feldispat ve kloritleşmiş biyotit minerallerini içeren ince seviyeler bulunmaktadır. Bu seviyelerde ayrıca yer yer götit kalıntıları içeren demir oksit boyanmaları da gözlenmiştir.



Şekil 5.25 S_14 nolu örneğe ait N+ ve //N mikroskop fotoğrafları: Go: Götite, HFO: Sulu Hidroksit, Cpy: Kalkopirit



Şekil 5.26 S_14 nolu örneğe ait N+ görüntüleri A) İri taneli kuvarsların (Q) farklı sönme konumlarında olan kuvars damarının kesmesi B) ince seviyeler oluşturan ufak taneli kuvars (Q), hafif killeşmiş feldispat (F), kloritleşmiş biyotit (KB) mineralleri ile götüt kalıntıları içeren demir oksit boyanmaları (DOB)

Horoz Skarn Mineralizasyonuna ait Parajenez ve Süksesyon:

Skarn Mineralizasyonuna ait cevher mikroskobisi incelemeleri sonucunda “Skarn ilerleyen Evre”, “Skarn Gerileyen Evre”, “Hidrotermal Evre” ve “Süperjen Evre” olmak üzere dört ayrı süksesyon evresi tayin edilmiştir.

Mineralizasyona ait parajenezde; granatlar ilerleyen evrede yoğun bir şekilde, hem endoskarnda hemde ekzoskarn evresinde gözlenmektedir. Gözlenen optik özellikleri ile kayacın kimyasal analiz sonuçları birlikte değerlendirildiğinde granatlar andradit ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$) bileşimli olarak yorumlanmışlardır. Skarn gerileyen evresinde epidotlar genellikle bütün zonlarda hâkimdir. Epidotlar genellikle pistazit-klinozosit bileşimli kümelenmeler oluşturmaktadır. Gerileyen evrenin bir diğer oluşumu kloritlerdir. Kloritler genelde endoskarn zonlarında gözlenmektedir. Gerileyen evrede nadir olarak tremolit-aktinolit amfibol mineralleri gözlenmektedir. Hidrotermal evrede ise kuvars ve kalsit yoğun bir şekilde ilerleyen ve gerileyen evre minerallerini keserler. Hidrotermal kuvarslar cevher minerali olarak kalkopirit ve pirit içermektedir. Piritler makroskobik örneklerde gözlenirken kalkopirit kalıntı olarak parlak kesitlerde gözlenmektedir. Hidrotermal evrenin alterasyon ürünleri ise karbonatlaşma, serizitleşme, kloritleşme ve killeşme olarak ince kesitlerde gözlenmektedir. Ayrıca hidrotermal evrede gelişen kuvars damarı içerisinde yaklaşık 5-10 μm boyutunda elektrik oluşumu bulunmaktadır. Süperjen evre ise en çok Karataştepe çatı askısı zonunda gözlenmektedir. Yoğun Fe-oksit/hidroksitler bulunmaktadır. Bunlar götit ve lepidokrosit olarak yorumlanmıştır. Bu bölgeden alınan kayaç analiz sonuçları göz önünde bulundurulduğunda bu Fe-oksit/hidroksitlerin bir kısmının As içerikli olduğu, muhtemelen bunlar arasında skorodit ve/veya arsenosiderit gibi fazların bulunduğu düşünülmüştür. Ayrıca makroskobik örneklerde çok nadir olarak gözlenen malakit minerali süperjen evrede gelişmiş bir bakır karbonat mineralidir. Bir diğer makroskobik örneklerden gözlenen süperjen evre mineralleri ise smitsonit ve hidrozinkit olarak çinko karbonatlardır.

Yukarıda belirtilen cevherleşme sistemi içerisinde yer alan mineral parajenezine ait süksesyon tablosu Şekil 5.27’de sunulmuştur.

<i>HOROZ</i>	SKARN İLERLEYEN EVRE	SKARN GERİLEYEN EVRE	HİDROTHERMAL EVRE	SÜPERJEN EVRE
GRANAT				
AMFİBOL				
EPİDOT				
KLORİT				
KUVAR				
KALSİT				
PİRİT				
KALKOPİRİT				
SERİZİT				
Fe-OKSİT/HİDROKSİT (Bazıları As içerikli)				
BAKIR KARBONATLAR				
ÇİNKO KARBONATLAR				
ELEKTRUM				

Şekil 5.27 Horoz Skarn cevherleşmesi süksesyon tablosu

BÖLÜM ALTI

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

6.1 Skarn Mineralizasyonlara Sebep Olan İntrüzif Kayaçların Havza Evrimindeki Yeri

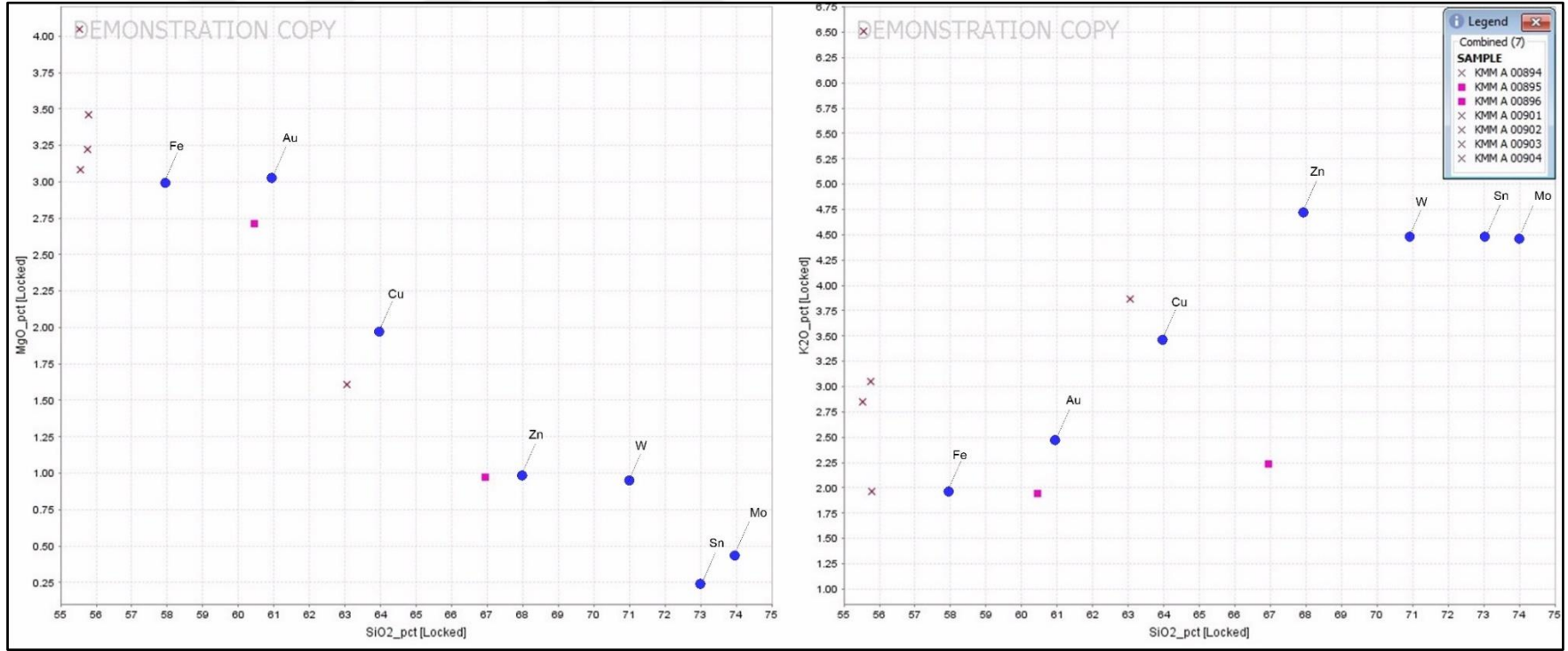
Torid Karbonat Platformu ile Niğde Masifi arasında, Geç Kretase'ye kadar gerçekleşen sıkışma, daha sonrasında ise bu sıkışma ile gerçekleşen çarpışma sonrası açılma tektonik rejimine dönüşür. Torid Karbonat Platformu ile Niğde Masifi arasında yüzeyleyen İç Torid Sütur Zonu (Alihoca Ofiyolitik Kompleksi) üzerine açılma tektonik rejiminde Ulukışla Havzası oluşur (Dilek ve Whitney, 2000; Görür ve diğer., 1984, 1998; Şengör ve Yılmaz, 1981; Whitney ve Dilek, 1998). Bu çarpışma sonrası açılma rejiminde, yiten kama penceresinden yükselen astenosferik ısı kaynağı sebebi ile metasomatizma geçiren litosferik mantonun bölümsel ergimesi kaynaklı, Ulukışla Formasyonu plütonik kayaçları oluşmuştur. Esendemir Tepe skarn cevherleşmesi kaynak kayası diyoritinin, kesen kesilen ilişkisine göre en yaşlı olduğu Ulukışla Formasyonu plütonik kayaçlarının yaşı 60-56 my arasındadır (Gürer ve diğer., 2017). Daha sonrasında, Bolkar Karbonat Platformu'nun bir antiklinale dönüşmesi ve Hasangazi Formasyonu'nundaki deformasyonlar havzanın yeniden sıkışmalı rejime geçtiğinin bir göstergesidir (Gürer ve diğer., 2016). Sıkışmalı rejimde devam eden Torid ile Orta Anadolu Kristalen Kompleksi arasındaki çarpışma kıtasal kalınlaşmaya sebep olmuştur. Yoğun mafik alt kabuk ile bu kalınlaşmış orojenik kök litosferin kısmi delaminasyonu ile sonuçlanmıştır. Astenosferik yükselim etrafındaki yiten kök aşırı bir ısı sağlayarak jeotermal gradyanı arttırdı. Bu da alt kıtasal kabuk kayaçları ve sulu litosferik mantonun bölümsel ergimesini tetiklemiştir (Kadioğlu ve Dilek, 2010). Yüksek Al içerikli adakitik Horoz Granitoyiti ise bu şekilde oluşmuştur. Horoz Granitoyiti yaş verileri 56,1 My – 47 My arasındadır. (Gürer ve diğer., 2017; Kadioğlu ve Dilek, 2010; Kuşçu ve diğer., 2010; Parlak ve diğer., 2013) Tablo 3.1'de bulunan jeokimyasal verilere göre zenginleşmiş LILE, tüketilmiş HFSE elementler, düşük Sr/Y, La/Yb, SiO₂, MgO ve Mg yüksek Al değerleri adakitik magma oluşumu için uyumludur.

6.2 Skarn Mineralizasyonlara Sebep Olan İntrüzif Kayaçların Jeokimyası ve Skarn Tipleri ile İlişkisi

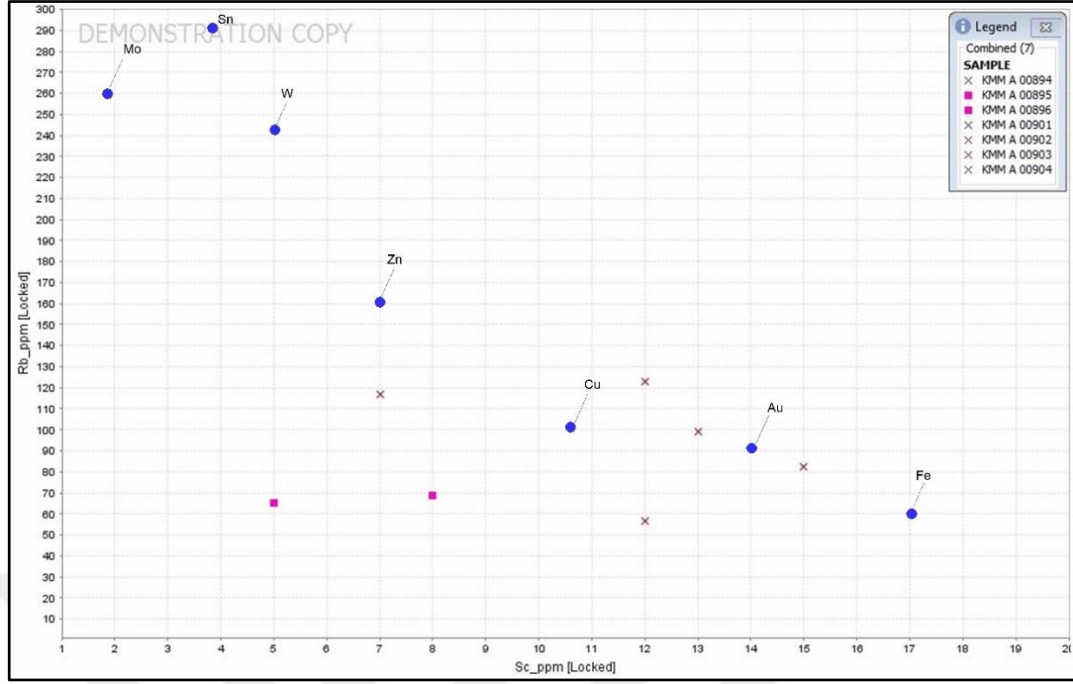
Magmatik kayaçların bileşimleri ile skarn tipi ve metal içerikleri arasındaki ilişkiler pek çok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Kuşçu ve diğer., 2001; Kwak ve White, 1982; Meinert, 1983; Meinert ve diğer., 1991; Meinert, 1995; Meinert ve diğer., 2005; Newberry ve Swanson, 1986; Oyman, 2010; Öztürk ve diğer., 2005). Gerçekleştirilen bu çalışmalarda dünyadan örneklerle çeşitlenmiş verilere göre skarnla ilişkili granitoyitler kalkalkalen bileşimlidir. Şekil 3.2’de görüldüğü üzere Ulukışla havzasında gözlenen intrüzif kayaçlarda kalkalkalen bileşimlidir. Şekil 3.4’de bulunan molar A/NK’ya karşılık A/CNK değişimine bağlı alümino bazlı Shand (1943) grafiğine göre, örnekler metalüminalı alanda Zn ve Cu skarnları değerlerine yakın alanlarda bulunmaktadır. Fe, Au ve Cu skarnları oluşturan plütonların MgO içerikleri W, Sn ve Mo skarnları oluşturan plütonlardan daha yüksektir. Buna karşın Fe, Au ve Cu skarnları oluşturan plütonların K₂O içerikleri W, Sn ve Mo skarnlardan daha düşüktür. Şekil 6.1’de görüldüğü üzere, Esendemir Tepe diyoritinden alınan örnekler MgO-SiO₂ değerine göre Au ve Fe skarnı değerlerine yakın sonuçlar vermektedir. Horoz diyorit/tonalitinden alınan örnek, Au ve Fe skarnına yakın değer verirken, granodiyorit kayacından alınan örnek Zn skarnlarına yakın değer vermiştir. K₂O-SiO₂ grafiğine göre ise yüksek K’lu kalkalkalen seride bulunan, Esendemir Tepe Skarnı Cu, Au ve Fe skarnları ile uyumlu görülürken, Horoz granitoyitinden alınan örnekler kalkalkalen seride sadece Fe ve Au skarnlara yakın bir alana düşmektedir. Şekil 6.2’de bulunan Rb-Sc iz element diyagramına göre ise Esendemir Tepe diyoritleri Fe, Au ve Cu skarnlar ile uyumludur. Horoz granitoyiti kayaçları ise Zn skarnlarına yakınlık gösterir. Tektonik ortam sınıflama diyagramlarından Nb-Y değişimlerine göre Volkanik Ada Yayı Granitoyiti + Çarpışma İle Birlikte Gelişmiş Granitoyit bölgesine düşen Esendemir Tepe ve Horoz plütonik kayaçları, Au, Cu, Fe ve Zn skarnları ile uyumluluk göstermektedir (Şekil 6.3). Şekil 6.4’de görülen Rb-Nb+Y değişimlerine göre hazırlanmış grafikte de Horoz ve Esendemir plütonik kayaçları, Au, Cu ve Zn skarnlar ile aynı alanlara düşmektedir. Bu sonuçlara göre Esendemir Diyoriti ve Horoz Granitoyiti farklı zamanlarda oluşmuş ve farklı kimyalara sahip olsa da

oluşturabileceği skarn cevherleri dünyadaki diğer örneklerle karşılaştırıldığında Au, Cu, Fe ve Zn skarnlarıdır.

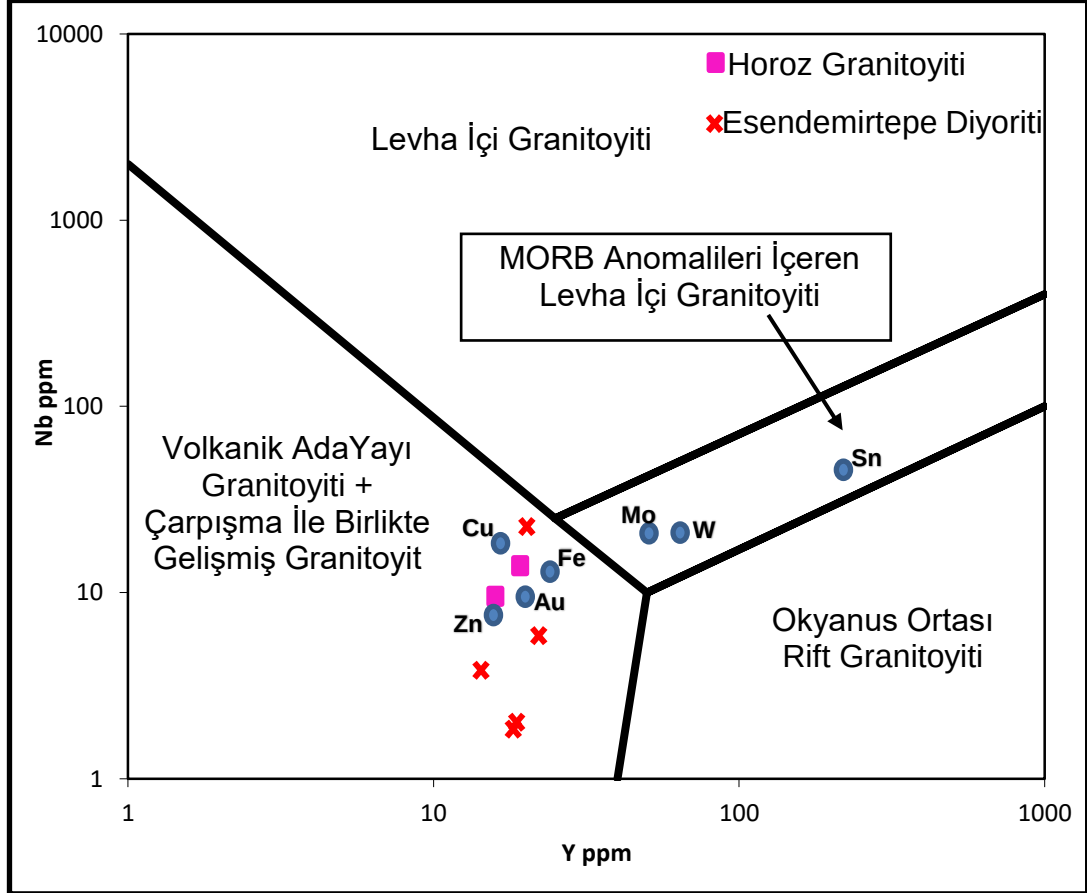




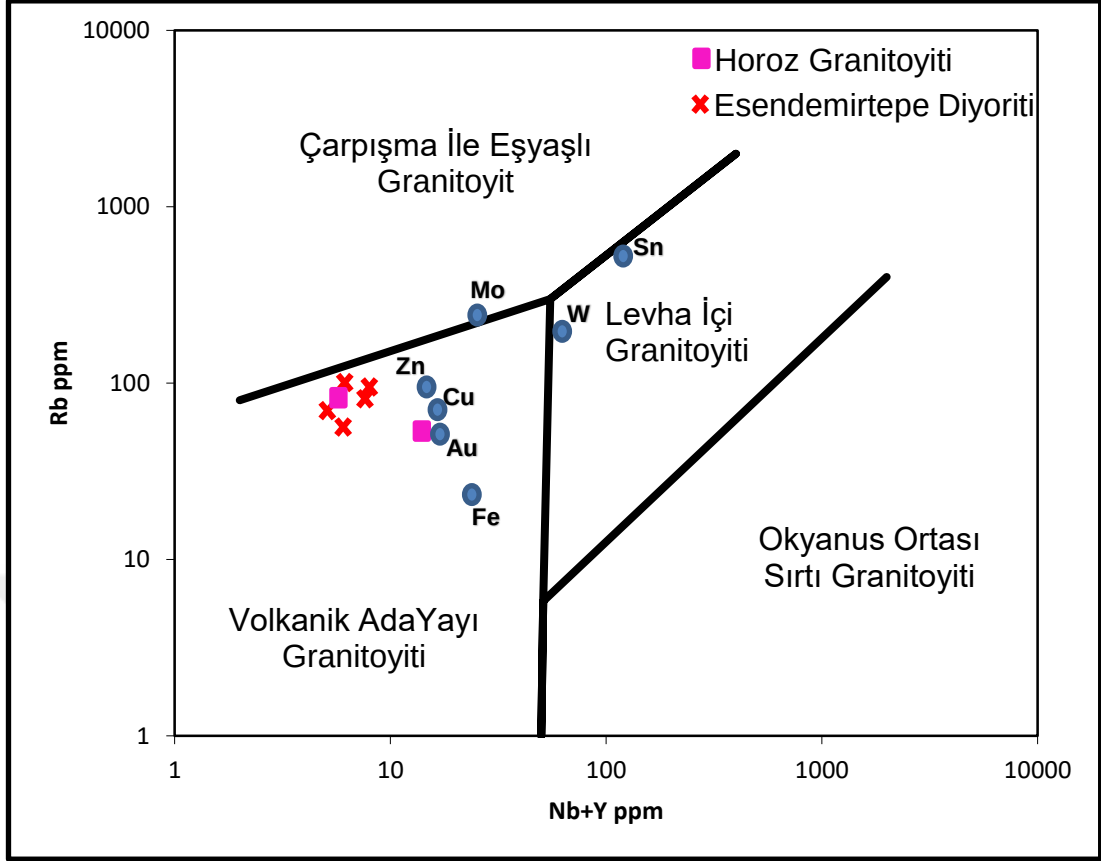
Şekil 6.1 Esendemir Tepe ve Horoz plütonik kayalar örneklerin SiO_2 'ye karşılık MgO ve K_2O değişimleri ve bunların farklı tipteki skarn granitoyitleri ile karşılaştırılması (Meinert, 1995)



Şekil 6.2 Esendimir Tepe ve Horoz plütonik kayalar örneklerin Rb-Sc değişimleri ve bunların farklı tipteki skarn granitoyitleri ile karşılaştırılması (Meinert, 1995)



Şekil 6.3 Esendimir Tepe ve Horoz plütonik kayalar örneklerin Nb-Y değişimleri ve bunların farklı tipteki skarn granitoyitleri ile karşılaştırılması (Meinert, 1995)



Şekil 6.4 Esendemiterte Tepe ve Horoz plütonik kayaçları örneklerin Rb-Nb+Y değişimleri ve bunların farklı tipteki skarn granitoyitleri ile karşılaştırılması (Meinert, 1995)

6.3 Skarn Mineralizasyonların Parajenetik Karşılaştırması

Gerçekleştirilen arazi ve mikroskobik çalışmalar sonucunda; Esendemiterte Tepe skarnı ilerleyen evrede sırasıyla piroksen ve granatları oluştururken Horoz skarnı ilerleyen evrede sadece granatı oluşturmuştur. Bir diğer fark olarak Esendemiterte Tepe Skarnının kaynağı olan diyoritlerde gözlenen ikincil biyotitler ve ilerleyen evrede cevher minerali olarak gözlenen manyetitlerdir. Gerileyen evrede Esendemiterte Tepe’de ferroaktinolit ve klorit bolluğu Horoz skarnına göre daha fazladır. Hidrotermal evrelerde gelişen cevher minerallerinden kalkopirit benzerlik sunsa da Esendemiterte Tepe’de hidrotermal evrede nadir olarak gözlenen dijenit ve fahlerz(?) ve süperjen evrede gelişen diğer bakır minerallerinden malakit – azurit ve nadiren kalkozin(?), Esendemiterte Tepe Skarnını, Horoz Skarnına göre bakırca daha zengin bir mineralizasyon yapmıştır. Arsenik bakımından ise Horoz skarnı Esendemiterte skarnına göre çok fazla bir zenginlik sunmaktadır. Horoz skarnı sonrasında gelişen süperjen

alterasyon neredeyse tümüyle sülfidli mineralleri ornatmış olup bir kısım As içerikli Fe-oksit ve hidroksitler (hematit, limonit, götit-lepidokrosit, skorodit ve/veya arsenosiderit) tüm mostrayı kaplayan demir şapka çatı askısını oluşturmuştur. Fakat Esendemir Tepe skarnında böyle geniş yayımlı ve etkili süperjen Fe-oksit/hidroksit alterasyonu mevcut değildir. İçerdikleri altın bakımından karşılaştıracak olursak Esendemir Tepe skarnı hem kuvars hem manyetitler içerisinde serbest altın ve elektrik şeklinde, Horoz ise sadece kuvars içerisinde elektrik barındırmaktadır.

Elde edilen tüm veriler değerlendirildiğinde, Esendemir Tepe ve Horoz skarn mineralizasyonlarını, içerdikleri cevherin yüksek anomalileri baz alınarak düşünüldüğünde, iki bölgede, Fe anomalisini diğer metallerle göre daha fazla sunmaktadır. Esendemir Tepe bölgesi Cu anomalileri Horoz bölgesine kıyasla daha fazladır. Horoz bölgesindeki Zn varlığı ise Esendemir Tepe'ye göre çok daha fazladır. İki bölgede de Au içeriği önem teşkil etmektedir. Bu verilere göre daha fazla önem teşkil eden cevheri ilk sırada yazarak bölgeleri adlandıracak olursak;

- Esendemir Tepe : Fe – Cu – Au içeren skarn cevherleşmesi
- Horoz : Fe – Zn – Au – Cu içeren skarn cevherleşmesi denilebilir.

6.4 Skarn Mineralizasyonları Oluşturan Kaynak Plütonların Porfiri Tip Mineralizasyon için Potansiyeli

Richards ve diğer. (2012) Tetis Metalojenik Kuşağı'nda gerçekleştirdiği çalışmada yüksek magmatik su içeriği olan, Sr/Y, La/Yb iz element oranları yüksek ve negatif Eu anomalileri barındıran magmaların porfiri tip mineralizasyon üretebileceğini belirtir. Kuşçu ve diğer. (2010) ise Horoz Granitoyiti'nin, porfiri tip mineralizasyona kaynak kayaçlığı yapan, Horoz Granitoyiti ile eş yaşlı (Erken – Orta Eosen) Çöpler Granitoyiti ile jeokimyasal olarak çok benzer olduğunu belirtmiştir. Bu temellerde bakılacak olunursa; Şekil 3.16'da bulunan Sr/Y - SiO₂ diyagramında Esendemir Tepe ve Horoz granitoyitleri KB Pasifik volkanik yayı, iç okyanusu ve kıtasal kenar yayında oluşan Cu-Au yataklanmalarına sebep olan magmatik kayaçlar ile aynı alana düşmektedir. Şekil 3.17'de bulunan La/Sm - Dy/Yb grafiğinde, Orta ve Doğu İran ve Batı Pakistan'da bulunan Porfiri cevherleşmeleri üreten zengin magma alanına, Ulukışla Havzasındaki intrüziflerden, Horoz granitoyiti, Elmalı ve

Kamışlı'dan alınan monzogabroik kayaçlar düşmektedir. Şekil 3.18'de bulunan $Eu_n/Eu - SiO_2$ grafiği ise, Orta ve Doğu İran ve Batı Pakistan'da bulunan Porfiri cevherleşmeleri üreten zengin magmalar ile Esenemir Tepe Diyoriti'nden 3 örnek ve Horoz Granitoyidi'nden 1 örneğin aynı alanda olduğunu göstermektedir. Şekil 3.19'da bulunan $V/Sc - Nb/Ti$ grafiğide, özellikle Esendemir Tepe diyoriti'nin porfiri tip cevherleşme üretebilecek su oranı yüksek magmaya sahip olduğunu göstermektedir.

Bu veriler ışığında, çalışmadaki skarn mineralizasyonlarını oluşturan, Esendemir Tepe diyoriti ve Horoz granitoyitinin, porfiri tip cevherleşmeler oluşturabilecekleri temelinde çalışmalar gerçekleştirilmesi kanısı ön plana çıkmaktadır.



KAYNAKLAR

- Abu El-Enen, M.M., Okrusch, M. ve Will, T.M. (2004). Contact metamorphism and metasomatism at a dolerite-limestone contact in the Gebel Yelleq area, Northern Sinai, Egypt. *Mineralogy and Petrology* 81, 135-164.
- Alpaslan, M., Frei, R., Boztuğ, D., Kurt, M. ve Temel, A. (2004). Orta Anadolu (Türkiye)'daki geç Kretase-erken Tersiyer volkanizmasının zenginleşmiş manto kökeni için izotopik ve jeokimyasal kanıtlar. *International Geology Review*, 46, 1022-1041.
- Alpaslan, M., Boztuğ, D., Frei, R., Temel, A. ve Kurt, M. A. (2006). Geochemical and Pb–Sr–Nd isotopic composition of the ultrapotassic volcanic rocks from the extension-related Çamardı-Ulukışla basin, Niğde Province, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Science*, 27, 613–627.
- Alpaslan, M., Boztuğ, D., Uçurum, A., ve Özdemir, Z. (2003). Çamardı-Ulukışla yöresi Paleosen-Eosen yaşlı volkanitlerin petrolojisi ve hidrotermal oluşumların altın potansiyeli. *TUBİTAK YDABCAG-100Y010, 115 numaralı proje raporu*.
- ALS Schedule of services and fees. (2019). 9 Temmuz, 2019 <https://www.alsglobal.com/en/services-and-products/geochemistry/geochemistry-testing-and-analysis/whole-rock-analysis-and-lithogeochemistry>.
- Ateş, Z. (1986). *Esendemir Tepe (Koçak-Ulukışla-Niğde) manyetit yatağı*. Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi, Adana.
- Bevins, R., Kokelaar, P. ve Dunkley, P. (1984). Petrology and geochemistry of Lower to Middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. *Proceedings of the Geologists Association*, 95, 337-347.
- Blumenthal, M. (1947). Beledik Paleozoik penceresi ve bunun Mesozoyik kalker çerçevesi (Klikya Torosları). *MTA Dergisi*, 3, 93.

- Blumenthal, M. (1956). Yüksek bolkardağının kuzey kenarı bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi. *MTA Dergisi*, 7, 1-53.
- Clark, M. ve Robertson, A.H.F. (2002). The role of the Early Tertiary Ulukisla Basin, southern Turkey, in suturing of the Mesozoic Tethys ocean. *Journal of the Geological Society, London*, 159, 673-690.
- Cohen D.R., Kelley, D.L, Anand, R. ve Coker W.B. (2010). Major advances in exploration geochemistry, 1998–2007. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 10, 3-16.
- Collins, B.I. (1977). Formation of scheelite-bearing and scheelite-barren skarns of Lost Creek, Pioneer Mountains, Montana. *Economic Geology* 72, 1505-1523.
- Cox, K.G., Bell, J.D. ve Pankhurst, R.J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. London: George Allen and Unwin.
- Çalapkulu, F. (1980). Horoz Granodiyoriti'nin jeolojik incelemesi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 23, 59-68.
- Çevikbaş, A. ve Öztunalı, O. (1991). Ulukışla – Çamardı (Niğde) havzasının maden yatakları. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 39, 22-40.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, A. Z., Erenler, F., Işıklar, S., Sanlı, D.Y., Selim, M. ve diğer. (1973). The geology of Bolkar Mountains. *congress of 50th anniversary of the Turkish Republic. Ankara, MTA*, 42–57.
- Demirtaşlı, E., Turhan, N., Bilgin, A. Z. ve Selim, M. (1984). Geology of the Bolkar mountains. *Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Mineral Resources and Exploration Institute of Turkey, Ankara*, 12-141.
- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B. ve Grundvig, S. (1999a). Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey). *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1192–1216.

- Dilek, Y. ve Whitney, D.L. (1997). Counterclockwise P-T-t trajectory from the metamorphic sole of a Neo-Tethyan ophiolite (Turkey). *Tectonophysics*, 280 (34), 295-310.
- Dilek, Y. ve Whitney, D.L. (1998). Syn-metamorphic to neotectonic evolution of the Ecemis strike-slip fault zone (Turkey). *American Geophysical Union*, 80, 915.
- Dilek, Y., Whitney, D.L. ve Tekeli, O. (1999b). Links between tectonic processes and landscape morphology in an alpine collision zone, south – central Turkey. *Geomorphology* 118, 147 – 164.
- Dilek, Y. ve Whitney, D.L. (2000). Cenozoic crustal evolution in central Anatolia: Extension, magmatism and landscape development. *Geological Survey Department*. 183–192.
- Einaudi, M., Meinert L ve Newberry, R. (1981). Skarn deposits. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, 317–391.
- Engin, C. (2013). *Structural architecture and tectonic evolution of the Ulukisla Sedimentary Basin in south-central Turkey*. MSc, Miami University, Oxford, OH, USA.
- Frey, F.A., Green, D.H. ve Roy, S.D. (1978). Integrated models of basalt petrogenesis study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journal of Petrology*, 19, (3), 463-513.
- Gao, Y., Hou, Z., Kamber, B.S., Wei, R., Meng, X., ve Zhao, R. (2007). Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: Evidence for slab melt metasomatism. *Mineralogy and Petrology*, 153, 105–120.
- Göncüoğlu, M. C., (1986). Orta Anadolu Masifinin güney ucundan jeokronolojik yaş bulguları. *MTA Dergisi*, 105, 111-124.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, I. ve Şengör, A.M.C. (1984). Palaeotectonic evolution of the Tuzgölu basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a

- Neo-Tethyan closure. *Geological Society of London Special Publications*, 17, 467-482.
- Görür, N., Tüysüz, O. ve Şengör, A.M.C. (1998). Tectonic evolution of the central Anatolian basins. *International Geology Review*, 40, 831–850.
- Green, T.H. ve Pearson, N.J. (1985). Rare Earth element partitioning between clinopyroxene and silicate liquid at moderate to high pressure. *Mineralogy and Petrology* 91, 24-36.
- Gürer, D., Hinsbergen, D.J.J., Matenco, L., Corfu, F. ve Cascella, A. (2016). Kinematics of a former oceanic plate of the Neotethys revealed by deformation in the Ulukışla basin (Turkey). *Tectonics* 35, 2385–2416.
- Gürer, D., Plunder, A., Kirst, F., Corfu, F., Schmid, S.M., Douwe, J., ve diğer. (2017). A long-lived Late Cretaceous–early Eocene extensional province in Anatolia? Structural evidence from the Ivriz Detachment, southern central Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 481, 111–124.
- Halley, S. (2016). *Using the ALS ME-MS61 method to characterize igneous rocks in porphyry Cu systems*. Ottawa: Mineral Mapping.
- Hanson, G.N. (1980). Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8, 371-406.
- Özgül, N (1976). Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 65-78.
- Özgül, N. (1984). Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, *Mineral Resources and Exploration Institute of Turkey, Ankara*, 77–90.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.

- İşler, F. (1988). Mineralogic-petrographic and geochemical investigation of the Çiftehan (Niğde) Volcanics. *Geological Bulletin of Turkey* 31, 29-36.
- Jaffey, N. ve Robertson, A.H.F. (2001). New sedimentological and structural data from the Ecemiş Fault Zone, southern Turkey: implications for its timing and offset and the Cenozoic tectonic escape of Anatolia. *Journal of the Geological Society of London*, 158, 367–378.
- Kadioğlu, Y.K., Dilek, Y. ve Foland, K.A. (2006). Slab breakoff and Syncollisional origin of the Late Cretaceous magmatism in the Central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Geological Society of America Special Paper*, 409, 381–415.
- Kadioğlu, Y.K. ve Dilek, Y. (2010). Structure and geochemistry of the adakitic Horoz granitoid, Bolkar Mountains, south-central Turkey, and its tectonomagmatic evolution. *International Geology Review*, 52, 2–3.
- Karaoğlu, F. (2016). Tracking the uplift of the Bolkar Mountains (south-central Turkey): Evidence from apatite fission track thermochronology. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25, 64–80.
- Kartalkanat, A. (2014). Bolkar dağlarındaki eski işletmeler vadisinde yeni yaş bulguları ve ilk maden ruhsatı: Yazılıtaş (Niğde). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 57(2), 53-71.
- Ketin, İ. (1966). Anadolunun Tektonik Birlikleri. *MTA Dergisi* 66.
- Kurt, M. A., Alpaslan, M., Göncüoğlu, M. C. ve Temel A. (2008). Geochemistry of late stage medium to high-K calc-alkaline and shoshonitic dykes in the Ulukışla Basin (Central Anatolia, Turkey); Petrogenesis and Tectonic Setting. *Geochemistry International* 46 (11), 1145–1163.
- Kuşçu, İ., Gençlioğlu, G. ve Erler, A. (2001). Geochemical signatures of granitoids associated with skarn in central Anatolia. *International Geology Review* 43, (8), 722-735.

- Kuşçu, İ., Gencalioglu-Kuşçu, G., Tosdal, R.M., Ullrich, T. ve Friedman, R. (2010). Magmatism in the Southeastern Anatolian orogenic belt: Transition from arc to post-collisional setting in an evolving orogen. *Geological Society of London, Special Publication 340*, 437–460.
- Koçak K., Zedef V. ve Kansus G. (2011). Magma mixing/mingling in the Eocene Horoz (Niğde) granitoids, Central southern Turkey: evidence from mafic microgranular enclaves. *Miner Petrol*, 103, 149–167.
- Kwak, T.A.P. ve White, A.J.R. (1982). Contrasting W-Mo-Cu and W-Sn-F skarn types and related granitoids. *Mining Geology* 32, (4), 339-351.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. ve Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- Meinert, L.D. (1983). Variability of skarn deposits-guides to exploration. S.J. Boardman (Ed.), *Revolution in the earth sciences* içinde 301-316. Kendal-Hunt Publishing.
- Meinert, L.D. (1989). Gold skarn deposits – geology and exploration criteria. D. Groves, R.Keays ve R. Ramsay, (Ed.), *The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988* içinde (537-552). New Heaven: The Economic Geology Publishing Company.
- Meinert, L.D. (1992). Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19, 145–162.
- Meinert, L.D. (1995). Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits, chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. *Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 23*, 401-418.
- Meinert, L.D., Brooks, J.W. ve Myers, G.L. (1991). Whole rock geochemistry and contrast among skarn types. R.H. Bufo, ve A.R. Coyner, (Ed.), *Geology and ore deposits of the Great Basin* içinde (72-80). Nevada: Geological Society of Nevada Fieldtrip Guidebook Compendium.

- Meinert, L.D., Dipple, G. ve Nicolescu, S. (2005). World skarn deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 299–336.
- Middlemost, E.A.K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Review*, 37, 215–224.
- Nakano, T. (1998). Pyroxene geochemistry as an indicator for skarn metallogenesis in Japan. *Short Course series of Mineralogical Association of Canada*, 26, 147-167.
- Nakano, T., Yoshino, T., Shimazaki, H. ve Shimizu, M. (1994). Pyroxene composition as an indicator in the classification of skarn deposits. *Economic Geology*, 89, 1567-1580.
- Newberry, R.J. (1983). The formation of subcalcic garnet in scheelite-bearing skarns. *Canadian Mineralogist* 21, 529-544.
- Newberry, R.J. (1991). Scheelite-bearing skarns in the Sierra Nevada region, California: Contrast in zoning and mineral compositions and tests of infiltration metasomatism theory. A.B. Kyriakidis (Ed.), *Skarns their genesis and metallogeny içinde* (343-384). Nevada: Theophrastus Publications.
- Newberry, R.J. ve Swanson, S.E. (1986). Scheelite skarn granitoids: An evaluation of the roles of magmatic source and process. *Ore Geology Reviews*, 1, 57-81.
- Niğde Çiftehane Projesi, (2016). 23 Haziran, 2019, <http://www.kozametal.com.tr/operasyonlar-ve-projeler/nigde-ciftehan-projesi/>
- Okay, A.I., Tansel, İ. ve Tüysüz, O. (2001). Obduction, subduction ve collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimantary record of Western Turkey *Geology Magazine*, 138 (2), 117-142.
- Okay, A.I. ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156, 475–515.
- Oktay F. Y. (1982). Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 25, 1-23.

- Orhan, A. ve Mutlu, H. (2009). Susurluk (Balıkesir) skarn yatağının mineralojik ve petrografik özellikleri, *ESOGÜ Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi*, 22, (2), 65-90.
- Oyman, T. (2010). Geochemistry, mineralogy and genesis of the Ayazmant Fe-Cu skarn deposit in Ayvalık, (Balıkesir), Turkey. *Ore Geology Reviews*, 37, 75–101.
- Oyman, T., Özgenç, İ., Tokçer, M., ve Akbulut, M. (2012). Petrology, geochemistry ve evolution of the iron skarns along the northern contact of the Eğrigöz Plutonic Complex, Western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 1-41.
- Öztürk, Y.Y., Helvacı, C. ve Satır, M. (2005). Genetic relations between skarn mineralization and petrogenesis of the Evciler Granitoid, Kazdağ, Çanakkale, Turkey and comparison with world skarn granitoids. *Turkish Journal of Earth Science*, 14, 255-280.
- Parlak, O., Höck, V. ve Delaloye, M. (2000). Suprasubduction zone origin of the Pozantı–Karsanti ophiolite (southern Turkey) deduced from whole-rock and mineral chemistry of the gabbroic cumulates. *Geological Society, London, Special Publications*, 173, 219–234.
- Parlak, O., Karaoğlu, F., Rızaoğlu, T., Klötzli, U., Koller, F. ve Billur, Z. (2013). U–Pb and ⁴⁰Ar–³⁹Ar geochronology of the ophiolites and granitoids from the Tauride belt: implications for the evolution of the Inner Tauride suture. *Journal of Geodynamics*, 65, 22–37.
- Parlak, O. ve Robertson, A.H.F. (2004). The ophiolite related Mersin Melange, southern Turkey: its role in the tectono-sedimentary setting of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Geological Magazine*, 141, 257–286.
- Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Chichester*, 525-548.
- Pearce, J. A. (1996). *A user's guide to basalt discrimination diagrams*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.

- Pearce, J.A., Haris, N.B.W. ve Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Pearce, J.A. ve Norry, M.J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Mineralogy and Petrology* 69, 33–47.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Pourteau, A., Candan, O. ve Oberhänsli R. (2010). High-pressure metasediments in central Turkey: Constraints on the Neotethyan closure history, *Tectonics*, 29, 5004.
- Pourteau, A., Sudo, M., Candan, O., Lanari, P., Vidal, O. ve Oberhänsli, R. (2013) Neotethys closure history of Anatolia: Insights from ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology and P-T estimation in high-pressure metasedimentary rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 31, 585–606.
- Richards, J.P. ve Kerrich, R. (2007). Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology*, 102, 537–576.
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. ve Fletcher, T. (2012). High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au potential: Example from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107, 295–332.
- Sarıfakıoğlu, E., Dilek, Y. ve Winchester, J. A. (2012). Late Cretaceous subduction initiation and Palaeocene–Eocene slab breakoff magmatism in South-Central Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 55, 66-87.
- Seyitoğlu, G., Işık, V., Gürbüz, E. ve Gürbüz, A. (2017). The discovery of a low-angle normal fault on the Taurus Mountains: the İvriz detachment and implications concerning the Cenozoic geology of southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 26, 189-205.

- Shand, S.J. (1943). *Eruptive rocks*. New York: D. Van Nostrand Company.
- Sun, S.S. ve McDonough, W.F. (1989). Chemical and Isotope Systematics of Oceanic Basalts; Implication for Mantle Compositions and Processes. A.D., Saunders ve M.J., Nory (Ed.), *Magmatism in the Ocean Basins*(45) içinde (313-345). London: Geological Society of London, Special Publication.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181–241.
- Temur, S. (1991). Bolkardağı (Ulukışla-Niğde) yöresi çinko-kurşun yataklarının petrografik incelemesi. *MTA Dergisi* 112, 71-84.
- Temur, S. ve Baş, H. (1992). Çiftehane-Koçak (Ulukışla/Niğde) yöresi demir yataklarının mineralojik ve jeenetik incelemesi. *Jeoloji Mühendisliği*, 41, 91-103.
- Whitney, D.L. ve Dilek, Y. (1997). Core complex development in Central Anatolia, Turkey. *Geology*, 25, 1023 – 1026.
- Whitney, D.L. ve Dilek, Y. (1998). Metamorphism during crustal thickening and extension in central Anatolia: The Niğde metamorphic core complex. *Journal of Petrology*, 39 (7), 1385–1403.
- Whitney, D.L. ve Dilek, Y. (2000). Syn-kinematic andalusite-sillimanite-quartz veins as indicators of P-T-t conditions during late-stage unroofing of a metamorphic core complex, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 18 (1), 59-66.
- Whitney, D. L. ve Hamilton M. A. (2004). Timing of high-grade metamorphism in central Turkey and the assembly of Anatolia. *Journal of the Geological Society of London* 161, 823–828.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. New York: Unwin Hyman Ltd.