

**LEFKE-DOĞU (LEFKE, KKTC) KIBRIS TİPİ MASİF
SÜLFİT CEVHERLEŞMESİNİN JEOLJİSİ,
MİNERALOJİSİ VE KÖKENİ**

**GEOLOGY, MINERALOGY AND GENESIS OF LEFKA-
EAST (LEFKA, TRNC) CYPRUS TYPE MASSIVE SULFIDE
DEPOSIT**

HAŞİM ERAY YURTSEVEN

PROF. DR. YURDAL GENÇ

Tez Danışmanı

Hacettepe Üniversitesi

Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliğinin

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı için Öngördüğü

YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak hazırlanmıştır.

2018

HAŞİM ERAY YURTSEVEN' in hazırladığı **"Lefke-Doğu (Lefke, KKTC) Kıbrıs Tipi Masif Sülfür Cevherleşmesinin Jeolojisi, Mineralojisi Ve Kökeni"** adlı bu çalışma aşağıdaki jüri tarafından **JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI'** nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Şükrü KOÇ

Başkan

Prof. Dr. Yurdal GENÇ

Üye (Danışman)

Prof. Dr. Erkan AYDAR

Üye

Prof. Dr. M. Tekin YÜRÜR

Üye

Dr. Ali İMER

Üye

Bu tez Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tarafından **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak onaylanmıştır.

Prof. Dr. Menemşe GÜMÜŞDERELİOĞLU

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

YAYINLAMA VE FİKRİ MÜLKİYET HAKLARI BEYANI

Enstitü tarafından onaylanan lisansüstü tezimin/raporumun tamamını veya herhangi bir kısmını, basılı (kağıt) ve elektronik formatta arşivleme ve aşağıda verilen koşullarla kullanıma açma iznini Hacettepe Üniversitesine verdiğimi bildiririm. Bu izinle Üniversiteye verilen kullanım hakları dışındaki tüm fikri mülkiyet haklarım bende kalacak, tezimin tamamının ya da bir bölümünün gelecekteki çalışmalarda (makale, kitap, lisans ve patent vb.) kullanım hakları bana ait olacaktır.

Tezin kendi orijinal çalışmam olduğunu, başkalarının haklarını ihlal etmediğimi ve tezimin tek yetkili sahibi olduğumu beyan ve taahhüt ederim. Tezimde yer alan telif hakkı bulunan ve sahiplerinden yazılı izin alınarak kullanması zorunlu metinlerin yazılı izin alarak kullandığımı ve istenildiğinde suretlerini Üniversiteye teslim etmeyi taahhüt ederim.

- Tezimin/Raporumun tamamı dünya çapında erişime açılabilir ve bir kısmı veya tamamının fotokopisi alınabilir.**

(Bu seçenekle teziniz arama motorlarında indekslenebilecek, daha sonra tezinizin erişim statüsünün değiştirilmesini talep etmeniz ve kütüphane bu talebinizi yerine getirirse bile, tezinin arama motorlarının önbelleklerinde kalmaya devam edebilecektir.)

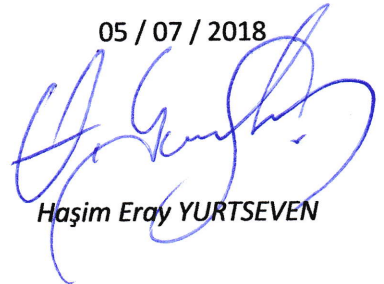
- Tezimin/Raporumun 05/07/2021 tarihine kadar erişime açılmasını ve fotokopi alınmasını (İç Kapak, Özet, İçindekiler ve Kaynakça hariç) istemiyorum.**

(Bu sürenin sonunda uzatma için başvuruda bulunmadığım takdirde, tezimin/raporumun tamamı her yerden erişime açılabilir, kaynak gösterilmek şartıyla bir kısmı ve ya tamamının fotokopisi alınabilir)

- Tezimin/Raporumun tarihine kadar erişime açılmasını istemiyorum, ancak kaynak gösterilmek şartıyla bir kısmı veya tamamının fotokopisinin alınmasını onaylıyorum.**

- Serbest Seçenek/Yazarın Seçimi**

05 / 07 / 2018


Haşim Eray YURTSEVEN

ETİK

Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez çalışmada,

- tez içindeki bütün bilgi ve belgeleri akademik kurallar çerçevesinde elde ettiğimi,
- görsel, işitsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçları bilimsel ahlak kurallarına uygun olarak sunduğumu,
- başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda ilgili eserlere bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunduğumu,
- atıfta bulunduğum eserlerin tümünü kaynak olarak gösterdiğimi,
- kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapmadığımı,
- ve bu tezin herhangi bir bölümünü bu üniversitede veya başka bir üniversitede başka bir tez çalışması olarak sunmadığımı

beyan ederim.

12/06/2018

HAŞİM ERAY YURTSEVEN

ÖZET

LEFKE-DOĞU (LEFKE, KKTC) KIBRIS TİPİ MASİF SÜLFİT CEVHERLEŞMESİNİN JEOLJİSİ, MİNERALOGİSİ VE KÖKENİ

Haşim Eray YURTSEVEN

Yüksek Lisans, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Yurdal GENÇ

Haziran 2018, 120 Sayfa

Lefke-Doğu maden yatağı, Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti'nin batısında, Lefke ilçesi sınırlarında yer almaktadır. Geçmiş araştırmalar, maden yatağının jeolojisi ve mineralojisi hakkında sınırlı bilgi sunmaktadır. Ayrıca, yatağın oluşumu için, geçmişte önerilen oluşum modeli kapsamlı değildir ve cevherin yapısı ile örtüşmemektedir. Bu tez çalışmasında elde edilen veriler ışığında, maden yatağı detaylı olarak irdelenmiştir. Buna göre, Troodos Ofiyoliti'nin batısında, fosil bir okyanus tabanı yayılması olduğu düşünülen Solea Grabeni içerisinde, Geç Kretase (Senomaniyen-Turoniyen) yaşlı üst yastık lavlar içerisinde yer alan maden yatağı, doğu ve batı cevher kütlelerinden oluşmaktadır. Cevher zonları; sülfid çakıl ve blokları ile birlikte, farklı litolojilerde volkanojenik çakıl ve blokları da içeren polimiktik breş yapısındadır. Cevherli zonlarda gözlenen sülfidler; başlıca pirit, yer yer kalkopirit ve nadiren sfalerit minerallerinden oluşmaktadır. Kalkopiritler yaygın olarak kovelline dönüşmüştür. Bazı metal içeriği bakımından Kıbrıs'taki çoğu masif sülfid cevherleşmesi ile paralel şekilde, bakırca zengin ve çinko bakımından fakirdir. Maden yatağını oluşturan polimiktik breş cevherin, deniz tabanında oluşan ilksel masif sülfid cevherleşmelerinin bir kanal boyunca mekanik taşınması (moloz akması) ve depolanması ile oluştuğu düşünülmektedir. Bu depolanma sürecinde, doğu cevher kanadı yastık lavlar ile örtülürken, batı cevher kanadı üzerine kalın kimyasal sedimanlar (amber/umber) çökelmiştir. Tüm bulgulardan hareketle, Lefke-Doğu "taşınmış" Kıbrıs-tipi VMS

yatağının; oluşum mekanizması açısından, Kıbrıs'ta keşfedilmiş sıradışı bir maden yatağı olduğu dışunılmektedir.

Anahtar Kelimeler: masif sülfit, Kıbrıs-tipi, Troodos Ofiyoliti, Solea Grabeni, Lefke-Doğu.

ABSTRACT

GEOLOGY, MINERALOGY AND GENESIS OF LEFKA-EAST (LEFKA, TRNC) CYPRUS TYPE MASSIVE SULFIDE DEPOSIT

Haşim Eray YURTSEVEN

MSc, Department of Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Yurdal GENÇ

June 2018, 120 pages

Lefka-East deposit is located within the boundaries of Lefka town in the west of the Turkish Republic of Northern Cyprus. Early researches submitted limited information on geology and mineralogy of the ore deposit. Also, early suggested model for formation of the deposit was not comprehensive and did not correspond to the ore characteristics. Thanks to the data obtained in this thesis study, the ore deposit is studied in detail. Accordingly, the deposit consists of east and west ore bodies within the Late Cretaceous upper pillow lavas of the Solea Graben (fossil seafloor spreading centre) in the west of Troodos Ophiolite. Ore zones of the deposit are characterised by polymictic breccias, which consist of sulfide pebbles/blocks and volcanogenic pebbles/blocks with various lithologies. The sulfide assemblage of the ore is dominated by pyrite, together with chalcopyrite and rare sphalerite. Chalcopyrite commonly transformed into covellite. Similar to most of the volcanogenic massive sulfide deposits in Cyprus, the deposit is copper-rich and zinc-poor. Polymictic breccia ore is interpreted to have been formed with seafloor massive sulfide deposits mechanically transported downslope as a series of debris flows and deposited. During this deposition, the east wing of the deposit is covered by lava pile and chemical sediments (umbers) settled on the west wing of the deposit. According to

the findings, Lefka-East “transported” Cyprus-type VMS deposit is interpreted as an unusual ore deposit discovered in Cyprus in terms of formation.

Keywords: massive sulfide, Cyprus-type, Troodos Ophiolite, Solea Graben, Lefka-East, East Lefka.

TEŞEKKÜR

Tez çalışmamın her aşamasında mesleki bilgi ve birikimiyle yol gösteren, yardımlarını hiçbir zaman esirgemeyen danışmanım Prof. Dr. Yurdal GENÇ'e,

Gerek yüksek lisans derslerine devam etmem konusunda, gerekse yürütülen maden arama projesi kapsamında elde edilen şirkete ait verileri tez çalışmamda kullanmam konusunda anlayış ve desteğini esirgemeyen Kuzey Kıbrıs Santral Madencilik Ltd./Santral Madencilik A.Ş. üst düzey yöneticisi Oral SÖNMEZ'e,

Kıbrıs'taki maden arama projesinde, çeşitli sürelerde birlikte çalıştığım, bilgi ve tecrübelerinden faydalandığım uzman jeolog Murat ER, eski koordinatörüm Metin AVGAN ve koordinatörüm Halil TÜRKMEN'e,

Birlikte ahenkle çalıştığım, yardımlarını esirgemeyen iş arkadaşlarım şef jeoloji mühendisi Hasan FİLİK'e ve inşaat mühendisi Tevfik Doğan GÜLABOĞLU'na,

Çalışmalar süresince, destek ve yardımlarını esirgemeyen KKTC Jeoloji ve Maden Dairesi mühendislerine,

Bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden Doç. Dr. Ender SARIFAKIOĞLU, Dr. Ebru KAVUKÇU, Dr. Banu PARLAK, Dr. Sezin ÖZAKSOY ve Güney Kıbrıs Rum Yönetimi Jeoloji Dairesi eski müdürü Dr. George Constantinou'ya,

Troodos Dağları'nda çektiği levha dayk fotoğrafını, tez çalışmamda kullanmama olanak veren Victoria Üniversitesi (Wellington, Yeni Zelanda) araştırma görevlisi Leo Purê'a,

Ayrıca çalışmalarım boyunca desteklerini sürekli hissettiğim değerli aileme;

Yürekten ve sonsuz teşekkür ederim.

Haşim Eray YURTSEVEN

Lefke/KKTC, Haziran 2018

İÇİNDEKİLER

ÖZET	i
ABSTRACT	iii
TEŞEKKÜR	v
İÇİNDEKİLER	vi
SİMGELER VE KISALTMALAR	vii
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı	1
1.2. Önceki Çalışmalar	1
1.3. Bölgesel Jeoloji	4
1.3.1. Mamonya Kompleksi	5
1.3.2. Beşparmak Dağları Bölümü ve Troodos Çevresi Sedimanter İstifi	6
1.3.3. Troodos Ofiyoliti	13
1.3.4. Lefke Bölgesinin Jeolojisi	23
1.4. Volkanojenik Masif Sülfür Yatakları	26
1.4.1. Giriş	26
1.4.2. Ofiyolitlerle İlişkili VMS Yatakları	28
1.4.3. Troodos Ofiyoliti'nde Yer Alan VMS Yatakları	30
1.4.4. Solea Grabeni'nde Yer Alan VMS Yatakları	40
2. LEFKE-DOĞU (LEFKA-EAST) KIBRIS TİPİ VMS YATAĞI	47
2.1. Genel Bilgi	47
2.2. Stratigrafi	48
2.2.1. Batı Kanadı	49
2.2.2. Doğu Kanadı	62
2.3. Cevher Zonu	67
2.3.1. Okr (Ochre)	68
2.3.2. Oksitlenmiş Breş Cevher	70
2.3.3. Sülfür Fakir Breş Cevher	73
2.3.4. Sülfür Çakıllı Breş Cevher	76
2.3.5. Sülfür Bloklü Breş Cevher	86
2.4. Köken ve Oluşum Modeli	97
3. SONUÇLAR VE TARTIŞMA	105
KAYNAKLAR	112

SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler

ρ Yoğunluk

Kısaltmalar

KKTC	Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti
m	Metre
km	Kilometre
m.yıl	Milyon yıl
m.ton	Milyon ton
Fm.	Formasyonu
UTM36	Universal Transverse Mercator, 36 Zonu
ED50	European Datum 1950
ppm	Milyonda bir birim
ppb	Milyarda bir birim
IP	Yapay uğlaşma (Induced polarization)
SEM	Taramalı elektron mikroskobu (Scanning Electron Microscopy)
EDS	Enerji Dağılımı Spektrometresi
MTA	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
CMC	Cyprus Mines Corporation
HMC	Hellenic Mining Company
HCM	Hellenic Copper Mines
XRD	X Işını Kırınımı (X-ray diffraction)
ICP-MS	İndüktif Olarak Eşleştirilmiş Plazma - Kütle Spektrometresi
MLA	Mineral Serbestleşme Analizi (Mineral Liberation Analysis)
LILE	Büyük İyon Yarıçaplı Elementler
GKRY	Güney Kıbrıs Rum Yönetimi

1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı

Akdeniz'in üçüncü büyük adası olan Kıbrıs'ta, eski çağlardan itibaren bilinen ve bakır elde edilen sülfid yatakları, yirminci yüzyıla gelindiğinde madencilik operasyonları açısından büyük bir ivme kazanmıştır. Bu ivme ile birlikte 1974 yılına kadar, literatüre Kıbrıs-tipi volkanojenik masif sülfid yatakları olarak geçen sülfid cevherleşmelerinden; başlıca bakır, çinko ve az miktarda kıymetli metaller elde edilmiştir. Bakır ve çinko içermeyen bazı pirit yataklarından ise sülfirik asit üretimi yapılmıştır. Ayrıca Troodos Dağları'nda (ofiyolitik istifin alt birimlerinde) keşfedilen asbest ve krom yatakları da yine bu süreçte işletilmiş ve büyük oranda tüketilmiştir. Adada bozulan barışı yeniden tesis eden, 1974 Kıbrıs Barış Harekatı sonrası süreçte, Güney Kıbrıs Rum Yönetimi'nde 1994 yılında tekrar bakır madenciliğine başlanmıştır. Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti'nde ise, ilk kez 2013 yılında özel bir firmanın metalik maden arama projesi ile masif sülfid yatakları araştırılmaya başlanmıştır. Bu tez çalışmasında; bahsi geçen metalik maden arama projesi kapsamında detaylı olarak araştırılan cevherleşmelerden biri olan Lefke-Doğu cevherleşmesi ele alınmaktadır. Çalışma kapsamında, KKTC'nin batısında, Lefke ilçesi sınırları içerisinde yer alan Lefke-Doğu cevherleşmesine yönelik yapılan; jeofizik etütler, jeokimya çalışmaları, karotlu sondajlar, petrografi ve cevher mikroskopisi incelemeleri ile geçmiş araştırmalardan yararlanılarak cevher yatağının jeolojisinin, mineralojisinin ve kökeninin ortaya koyulması amaçlanmaktadır.

1.2. Önceki Çalışmalar

20. yüzyılın başlarında Kıbrıs'taki bakır yataklarının gündeme gelmesi ile birlikte, Troodos Ofiyoliti ve ilişkili maden yatakları ile ilgili birçok araştırmacı çalışmalar yürütmüştür. Bu çalışmalar; gerek literatüre girmiş yayınlar, doktora ve yüksek lisans tezleri, gerekse maden şirketlerince yapılan-yaptırılan yayınlanmayan etüt ve raporlardır. Aşağıda söz konusu çalışmalardan öne çıkanlar kronolojik sıra ile verilmiştir.

- Bellamy, Juker-Browne, 1905; Pliyosen yaşlı sedimanter istifler tanımlanmış ve adanın ilk jeoloji haritaları yapılmıştır.
- Cullis, C.G., Broughton, E., 1927; Troodos Ofiyoliti ile ilişkili ilk maden jeolojisi bilgileri ortaya konmuştur.
- Browne, R.V., Ginty, M.J., 1946; Kıbrıs'ın ilk detaylı jeolojik haritaları hazırlanmıştır.

- Henson vd, 1949; Beşparmak (Girne) Dağları sedimanter istifinin stratigrafisi ve tektoniği ilk kez yorumlanmıştır.
- 1950 sonrasındaki süreçte, İngiliz Kolonyel Yönetimi ve sonrasında kurulan Kıbrıs Cumhuriyeti Hükümeti tarafından jeolojik araştırmalara ve ekonomik jeoloji çalışmalarına önem verilmiştir.
- Bishop, D.W., 1952; Troodos masifi ve Kıbrıs jeolojisi üzerinde çalışarak, Türkiye ve Suriye'deki jeoloji ile karşılaştırmıştır.
- Dr. Zeki Doğan (MTA), 1960; Troulli bakır yatağında incelemelerde bulunmuş, geçmişte yapılan sondajlara göre kaynak hesabı yapmıştır.
- Moore, 1960; Beşparmak Dağları batı bölümü stratigrafisi ve litolojisini incelemiştir.
- Bear, L. M., 1960-1963; Kıbrıs Cumhuriyeti Jeolojik Araştırmalar Dairesi bünyesinde, mevcut bütün çalışmalardan faydalanarak, Kıbrıs maden yatakları ve endüstriyel hammaddeleri ile ilgili detaylı bir envanter hazırlamıştır. Bu envanterde, özellikle Mavrovouni (Karadağ) madenine ilişkin detaylı bilgilere yer verilmiştir.
- Baroz, F., 1966-1972; Beşparmak Dağları jeolojisi üzerine doktora tezini tamamlamıştır.
- Ducloz, 1965; Troodos Sedimanter İstifi'nin Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı birimlerini incelemiştir.
- N. Turhan, 1966; Beşparmak ile Misis Dağları'nın jeolojisini karşılaştırmıştır.
- Gass, 1968; Makalesinde Troodos Masifi'ni Mezozoik okyanus tabanının bir parçası olarak yorumlamış ve güncel okyanus ortası sırtlar ile karşılaştırmalı olarak incelenebileceğini ifade etmiştir.
- Constantinou, G., 1972; Doktora tezinde, Kıbrıs'taki yedi farklı masif sülfür cevherleşmesinin jeolojisini, stratigrafisini, yapısal özelliklerini, mineralojisini, dokusunu ve jeokimyasal özelliklerini saha ve laboratuvar çalışmaları ile ortaya koymuştur. Bu çalışmada Lefke-Doğu cevherleşmesinden bahsedilmemiştir.
- Ducloz, 1972; Beşparmak Dağları'nın Girne bölümünde mostra veren Mezozoik karbonatlarını, Üst Kretase-Tersiyer ve Pleyistosen birimlerini incelemiştir.

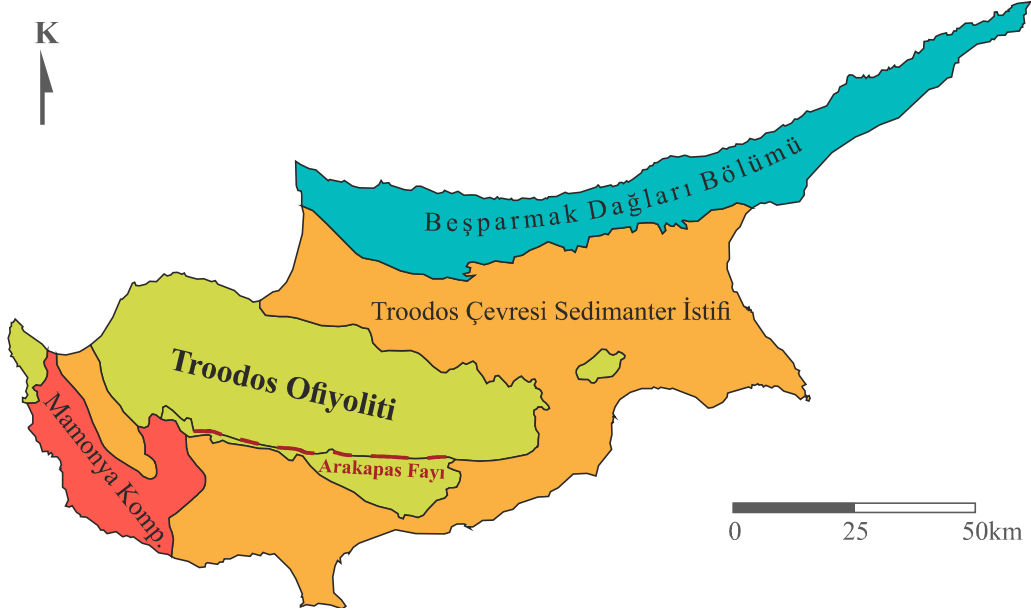
- Constantinou, G., Govett, G.J.S., 1973; Kıbrıs sülfür yataklarının jeolojisi, jeokimyası ve kökeni detaylı olarak çalışılmıştır. Mathiati, Kokkinoyia, Agrokippa ve Skouriotissa cevherleşmelerinin detaylı olarak ele alındığı çalışmada, Lefke-Doğu cevherleşmesine değinilmemiştir.
- Robertson, Hudson, 1974; Troodos Ofiyolitik İstifi'nin en üstünde yer alan Geç Kretase-Erken Tersiyer yaşlı umber, radyolarit, radyolarya şeylleri ve çörtlerin kökenlerini incelemiş, günümüz okyanuslarındaki taban çökelleri ile mukayese etmiştir.
- Robertson, 1977; Troodos Masifi'nin Erken Kretase'den günümüze yükselimini ve bu yükselimin kontrol ettiği sedimanter ortamları ayrıntılı bir şekilde ortaya koymuştur.
- Robertson, 1977; Troodos Masifi'ni çevreleyen Geç Kretase-Erken Tersiyer yaşlı umber, radyolarit, radyolarya şeylleri ve çörtlerin köken ve oluşumlarını ayrıntılı olarak incelemiştir.
- MTA, 1977-1978; Yapılan araştırma gezileri ve çalışmalar sonrasında Kıbrıs Türk Federe Devleti maden yatakları ile ilgili detaylı raporlar hazırlanmıştır. Bu raporlarda, Lefke-Doğu cevherleşmesine ait muhtemel kaynak tahminlerine yer verilmiştir.
- Baroz, 1979; Bugün KKTC sınırları içerisinde kalan, Beşparmak Dağları ile Troodos Ofiyoliti'nin kuzeyinde kalan bölgenin jeolojisini çok kapsamlı olarak ele almıştır.
- Adamides, N.G., 1984; Doktora çalışmasında Kıbrıs volkanojenik sülfür yataklarının oluşum ortamları ile ilişkilerini ortaya koymuştur. Bu çalışmada, Troodos Ofiyoliti'ndeki sülfür cevherleşmelerini oluşturan hidrotermal süreçler irdelenmiş ve Güney Kıbrıs'ta yer alan cevherleşmelerin özellikleri saha çalışmaları ile ortaya koyulmuştur.
- Robertson, Woodcock, 1986; Beşparmak Dağları ile ilgili geçmiş çalışmalar ile kendi bulgularını birleştirerek, dağ sırasına ait tektonostratigrafik irdemelerde bulunmuşlardır.
- Robertson, Xenophontos, 1993; Troodos Ofiyoliti ile ilişkili tüm çalışmaları incelemişler ve son bulguların Troodos'un Geç Kretase'de bir okyanus havzası

içerisinde, kuzey yönlü bir dalma-batma zonu üzerinde geliştiğini ortaya koyduğunu ifade etmişlerdir.

- Çuhadar vd, 1997; Beşparmak Dağları'nın kuzeyinde yer alan Miyosen yaşlı istifini incelemiştir.
- Hakyemez, Y. H., Turhan, N., ve Sönmez, İ., (MTA) 2002; KKTC jeolojisini çalışmış ve detaylı bir rapor hazırlamışlardır.
- Adamides, N.G., 2010; Troodos Ofiyoliti-Solea grabeninde yer alan önemli volkanojenik masif sülfid yataklarının maden jeolojilerini karşılaştırmalı olarak çalışmıştır. Lefke-Doğu cevherleşmesinin mineralojisi ve oluşumu hakkında ilk kez detaylı irdellemelere yer vermiştir.
- Hakyemez, Y.H., (MTA); KKTC'nin jeolojisini ve stratigrafisini içeren güncel çalışmasını tamamlamıştır.
- Bunların yanında yaklaşık 100 yıllık süreçte, başta Cyprus Mines Corporation (CMC) olmak üzere, Kıbrıs adasında faaliyet gösteren maden şirketleri bünyesinde hazırlanan raporlar, yapılan çalışma ve etütler de özellikle Troodos Ofiyoliti ve ilişkili maden yataklarının anlaşılmasına katkı sağlamıştır.

1.3. Bölgesel Jeoloji

Kıbrıs Adasının ilk bakışta, Doğu Akdeniz'de, güneyinde Afrika levhası, kuzeyinde Avrasya levhası ve doğusunda Arap levhası olmak üzere, tektonik yönden oldukça karmaşık bir alanda yer aldığı görülmektedir. Ada tektonik olarak üç bölümden oluşmaktadır. Bunlar; Beşparmak Dağları Bölümü, Troodos Masifi (jeolojik birliktelik açısından Troodos Ofiyoliti ve Troodos Sedimanter İstifi olmak üzere) ve Mamonya Kompleksi Bölümü'dür (Şekil 1.1.) [1]. Kıbrıs'ın jeolojik evrimi incelenirken, öncelikle Doğu Akdeniz ölçeğinde tektonik süreçler kısaca irdelenecek, ardından bu üç bölümün jeolojik özellikleri ve kökenleri anlatılacaktır. Tezimizin ana konusu bölgedeki metalik maden yatakları olduğundan, Troodos Ofiyoliti'nin jeolojisi daha detaylı olarak ele alınacaktır.



Şekil 1.1. Kıbrıs Adası'nın başlıca tektonik bölümleri ([1]'den değiştirilerek)

Tetis Okyanusu'nun kapanmaya başlaması ile gelişen Alpin orojenezi, Akdeniz'i tektonik olarak çok hareketli ve karmaşık süreçlerle şekillendirmiştir [2]. Kıbrıs, Doğu Akdeniz'de temel olarak güneyde Afrika levhası, kuzeyde Avrasya levhası ve doğuda Arap levhasının kesiştiği bir alanda yer almaktadır. Doğuda Tetis Okyanusu (Paleotetis) Triyas sonunda kapanırken, Afrika'nın kademeli olarak güneye doğru Avrasya levhasından uzaklaşması ile, Neotetis Okyanusu Jura ve Erken Kretase boyunca açılmaya devam etmiştir [3]. Orta Kretase'de Afrika levhası kuzeye doğru yönelerek Neotetis Okyanusu'nun kapanmasını başlatmıştır [4].

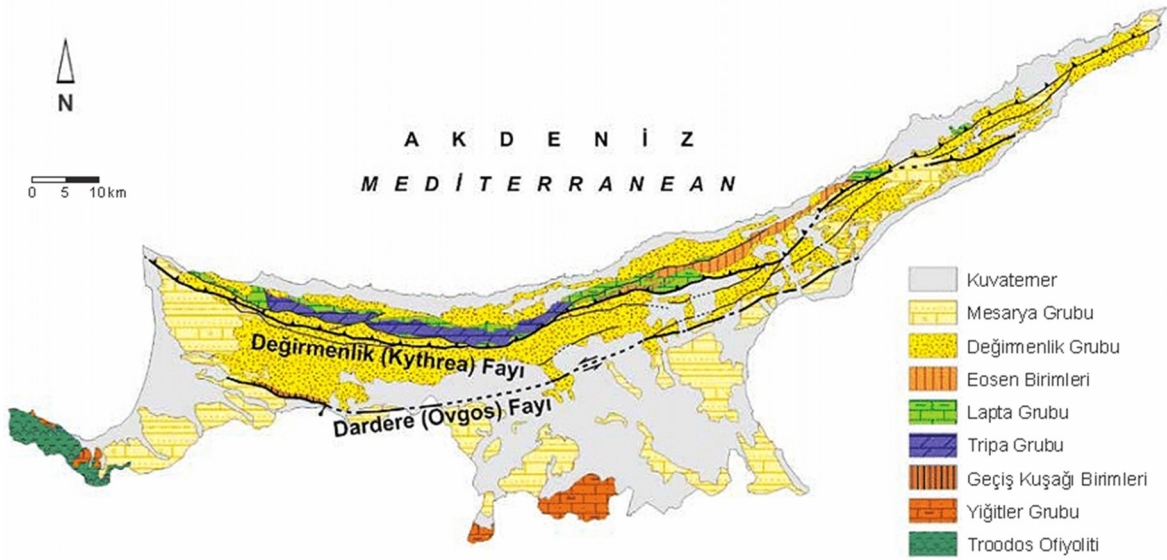
1.3.1. Mamonya Kompleksi (Mamonia Complex)

Mamonya Kompleksi, adanın güneybatısında aşınarak ortaya çıkmış pencereler şeklinde mostra verir. Kompleks içerisinde; Triyas volkanikleri, Mezozoik yaşlı çökel kayalar ve dar alanda Troodos Ofiyolitine ait parçalar yüzeyler. Troodos Ofiyolitine ait parçalar; serpantinler, volkanik kayalar ve az miktarda metamorfik bulunmaktadır. Mamonya Kompleksi tektonik olarak üç grupta ele alınmıştır. En altta Dhiarizos Grubu, Mezozoik yaşlı çökeller ve volkaniklerden oluşur [5]. İkinci grup, Üst Kretase yaşlı ofiyolitik kayalarından oluşmaktadır. Üçüncü grup ise, ofiyolitik kayaların üzerine uyumsuz olarak gelen, kalınlığı birkaç yüz metreye ulaşan, kum ve kil matriksli, kötü boylanmış, köşeli iri çakıl boyutuna ulaşan taneleri olan moloz akmalardan oluşan Kathikas Formasyonu olarak ayırtlanmıştır [6]. Mamonya Kompleksi'nde dar alanlarda mostra veren

metamorfiklerin, bir Mezozoik pasif kıta kenarının kalıntıları olduğu, bulunduğu mikro levhanın Troodos mikro levhası ile çarpışması sonucunda geliştiği düşünülmektedir [2].

1.3.2. Beşparmak Dağları Bölümü (The Kyrenia Terrane) ve Troodos Çevresi Sedimanter İstifi (The Circum Troodos Sedimentary Succession)

Beşparmak Dağları (Girne Dağları) Bölümü'nü incelerken, bu dağları oluşturan jeolojik birimler ile birlikte, Troodos Masifi'ni çevreleyen özellikle hakim yüzleklerini Mesarya Ovası'nda veren Troodos Sedimanter İstifi ile birlikte ele almak, ada üzerindeki hakim sedimanter süreçleri anlamak açısından daha uygun olacaktır (Şekil 1.2.). Robertson [7], Beşparmak Dağları'nın dört ana aşamada geliştiğini ortaya koymuştur. Bu dört aşama: 1) Permiyen-Orta Kretase aralığında riftleşen pasif kıta kenarında gelişen sedimantasyon; 2) Troodos Ofiyoliti'nin oluşması sonucu ortaya çıkan, Üst Kretase-Erken Tersiyer dönemindeki deformasyonlar; 3) Eosen dönemde hakim olan sıkışma ve kıvrımlanma rejimi etkisiyle, özellikle Beşparmakların batısının tektonik dilimler oluşturması ve güneyde Troodos Masifi ile kenetlenmesi; 4) Pliyo-kuaterner dönemde Afrika-Avrasya levhaları yakınlaşmasının devam etmesi ile Beşparmak Dağ Sırası'nın günümüzdeki şeklini alması; şeklindedir. (Aktaran: [8])



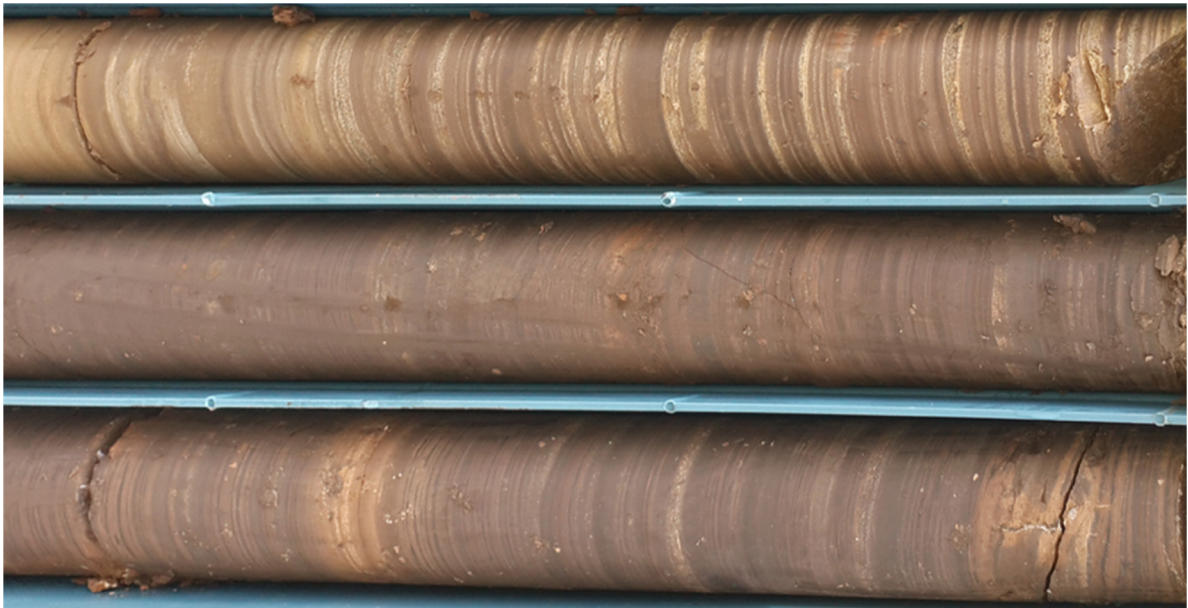
Şekil 1.2. K.K.T.C.'nin yalınlaştırılmış jeoloji haritası [9]

Yiğitler Grubu

Geç Kretase-Geç Miyosen döneminde çökelen Yiğitler Grubu, derin deniz sedimanları, kademeli olarak sığlaşan karbonatlar ve en üstte sığ denizel jipsler ve resifal kireçtaşlarından oluşur. Yiğitler Grubu, Troodos Çevresi Sedimanter İstifi temsil

etmektedir, ancak bazı dönemlerde çökme eksiklikleri bulunmaktadır [9]. Yiğitler Grubu, bu tez çalışmasına konu Lefke-Doğu maden yatağını ve Kıbrıs'taki diğer pek çok masif sülfür yatağını üzerleyen birimleri de içerdiklerinden detaylı olarak ele alınacaktır.

Ortatepe (Kannaviou) Formasyonu, Alt Kampaniyen-Orta Maastrichtiyen yaş aralığında, yeşil renkli kilaşı ve volkanojenik kumtaşlarından oluşur, en altta ise umberler ve radyolaryla şeylleri yer alır. Geçmiş çalışmalarda kilaşları ve kumtaşları Kannaviou Formasyonu ve altta bulunan umberler ve radyolaryla şeylleri ise Perapedhi Formasyonu olarak ayırtlanmıştır (Şekil 1.3.) [10]. Formasyonun tip lokalitesi Yiğitler Köyü'nün güneyinde; Orta Tepe, Teknelik Tepe ve Yastı Tepe arasında yüzeyler. Orta-kalın tabakalı volkanojenik kökenli kumtaşları ile başlayan formasyon, yeşil, yeşilimsi kahve, haki ve açık kahve renkli kilaşları ile devam eder [9]. KKTC'nde, Yiğitler Köyü'nde, Birleşmiş Milletler temas hattına oldukça yakın bir lokalitede, umberler mostra verir, ayrıca temas hattına çok yakın bir noktada Troodos Ofiyolitine ait yastık lavlarda gözlenmiştir. Yine KKTC'nde çeşitli amaçlarla yapılan sondajlarda umberlerin kesildiği bilinmektedir.



Şekil 1.3. Lefke bölgesindeki maden sondajında (MD-18) kesilen demir ve manganezce zengin Ortatepe Fm. umber seviyelerinde gözlenen bantlı yapı (karot çapı:6,35 cm).

Yastitepe (Alt Lefkara) Formasyonu, Üst Maastrichtiyen yaşlı, beyaz, krem, pembe renkli kalkerlerden oluşmaktadır. Daha önceki çalışmalarda, Alt Lefkara ismiyle tanımlanmıştır [11]. Birim, Ortatepe Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir [9].

Kocakıraç (Orta Lefkara) Formasyonu, Üst Paleosen-Alt Eosen yaş aralığında, ince-orta tabakalı kalker ve çört ardalanmalarından oluşur. Daha önceki çalışmalarda, Orta Lefkara ismiyle tanımlanmıştır [11]. Beyazımsı, grimsi renklerde ince-orta tabakalı kalkerler ve açık pembe, açık kahve renklerde ince-orta tabakalı çörtler içermektedir [9].





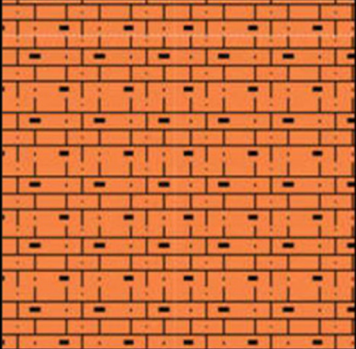

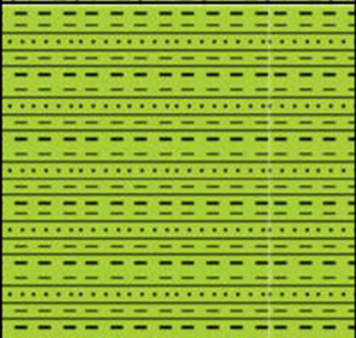

Çakmaklıtepe (Orta Lefkara) Formasyonu, Üst İpresiyen-Lütesiyeen yaş aralığında, çört ara tabakalı ve yumrulu kalkerlerden oluşur. Birimde yer alan kalkerler; açık sarı, krem renkli, oldukça kalın tabakalı olup, açık yeşil, kahve renkli çört ara tabakaları ve yumruları içerir [9].

Büyükgedik (Orta Lefkara) Formasyonu, Lütesiyeen-Bartoniyeen yaş aralığında, kalın tabakalı kalkerlerden oluşur. Formasyon, krem, beyaz renkli orta tabakalı kalkerler içerir ve bu kalkerler Çakmaklıtepe Formasyonu'nun aksine çört içermezken, planktonik foraminiferler içerir. Formasyon, Çakmaklıtepe Formasyonu üzerine uyumsuzlukla yerleşir [9].

Akiltepe (Pakhna) Formasyonu, Burdigaliyeen-Serravaliyeen yaş aralığında, kumtaşı, marn ve kalker ardalanması şeklindedir. Formasyonun kumtaşları; kalın-orta tabakalı, açık sarımsı kahve, krem renkli, bazı katmanlarda yoğun fosillidir. Kalkerler açık gri, krem, yer yer pembemsi ve çokça planktonik foraminifer içerir. Marnlar ise sarımsı ve gri renkli, yer yer kumludur. Akiltepe Formasyonu, Büyükgedik Formasyonu üzerine aşındırmalı uyumsuzlukla gelmektedir [12]. Lefke ve çevresinde ise, Troodos Ofiyoliti'ne ait yastık lavlar üzerine uyumsuzlukla gelmektedir.

Lefke (Koronia) Kireçtaşı, Orta-Üst Miyosen yaş aralığındaki, sığ denizel, yer yer resifal kireçtaşı çökeliminden oluşur. Daha önceki çalışmalarda Koronia Kireçtaşı olarak adlandırılan formasyon [13], KKTC'nin batısında tip yüzleklerini vermektedir. Kireçtaşları, ince ve orta taneli, bol fosilli, beyaz, gri ve pembe renkli kırıklı, kovuklu ve yer yer bloklu yapıdadır. Lefke Kireçtaşı, Akiltepe Formasyonu üzerine uyumlu olarak veya direkt Troodos Ofiyoliti yastık lavlarının üzerine uyumsuzlukla gelmektedir [9].

Mermertepe (Kalavassos) Jipsi, Messiniyeen yaşlı, masif jips oluşumlarıdır. Yiğitler Grubu içerisinde yalnız Kırıkkale Köyü güneyinde ve Akıncılar Köyü batısında yüzeyler. Jipsler, çok açık gri veya şeffaf renkli, orta-kalın tabakalı, paralel laminalıdır. Kırıkkale Jipsi olarak da adlandırılan istif, mostralarda yaklaşık 20 metre kalınlıkta gözlenmiştir (Şekil 1.4.) [9].

YAŞ	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
Pliyo-Kuvaterner		MESARYA GRUBU	
Üst Miyosen	20		UYUMSUZLUK Mermertepe Jipsi: Kalın katmanlı, laminalı, şekerli dokulu, selenitik jips
Burdigaliyen-Serravaliyen	70		Lefke Kireçtaşı: Beyaz, gri, pembe renkli, yer yer breşik dokulu, bol mercan, mollusk ve foraminiferli, yer yer yoğun algli sığ denizel ve resifal kireçtaşı. Akiltepe Fm.: Sarımsı kahve, gri, kirlili beyaz renkli, kalın-orta katmanlı kumtaşı-marn-tebeşir araldanması
Lütesiyen-Bartoniyen	50		UYUMSUZLUK Büyükgedik Fm.: Sarımsı ve kirlili beyaz renkli, orta katmanlı, çört içermeyen, planktik foraminiferli tebeşir
Üst İpresiyen-Lütesiyen	20		Çakmaklıtepe Fm.: Açık sarı-kirli beyaz renkli, kalın katmanlı, çört yumrulu tebeşir
Üst Paleosen-Alt Eosen	80		UYUMSUZLUK Kocakıraç Fm.: Kirlili beyaz-açık gri, ince-orta katmanlı tebeşir ile açık kirlili pembe-açık kahve rengi çört araldanması
Üst Maastrichtiyen	20		Yastıtepe Fm.: Kirlili beyaz-pembe renkli, ince katmanlı, çört içermeyen tebeşir
Alt Kampaniyen-Orta Maastrichtiyen	80		Ortatepe Fm.: Tabanda yeşil-gri renkli, kalın katmanlı, volkanik kırıntılı kumtaşları; üstte açık gri-boz renkli kumtaşı arakatmanlı, yeşil renkli, bentonitik kilaşları
			UYUMSUZLUK TROODOS OFİYOLİTİ

Şekil 1.4. Yiğitler Grubu genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (ölçeksiz) [9]

Tripa Grubu

Triyas-Geç Kretase yaş aralığında metamorfize ve yer yer dolomitik kireçtaşlarını içermektedir. Beşparmak Dağları'nın dik kayalık yamaçlarını oluşturan, yoğun tektonizma etkisi görülen grupta, formasyonlar birbirini uyumlu ve geçişli olarak üzerler. Grubun en altında Alt Triyas yaşlı, ince tabakalı, gri, koyu gri, pembe ve bej renklerde rekristalize olmuş kireçtaşı ile kırmızımsı, yeşilimsi renklerde kalkışist, fillit, kloritşist ve sleytten oluşan Dikmen (Dhikomo) Formasyonu yer alır. Dikmen Formasyonu üzerine, uyumlu olarak gelen Kaynakköy (Sykhari) Formasyonu; Orta-Üst Triyas yaş aralığında, gri, siyah renkli, kalın-çok kalın tabakalı, bol kırıklı dolomitler içerir. Üzerine geldiği Dikmen Formasyonu ile dokanakları faylıdır. Hilarion (St.Hilarion) Formasyonu, Jura-Üst Kretase yaş aralığında, masif rekristalize kireçtaşlarından oluşur. Bu kireçtaşları, masif çok kalın-kalın, yer yer orta tabakalı, yer yer dolomit ve dolomitik kireçtaşı ile paralel laminalı ve karstik yapıda gözlenir. Hilarion Formasyonu, Kaynakköy Formasyonu üzerine geçişli olarak gelir (Şekil 1.5.) [9].



Şekil 1.5. Hilarion Formasyonu üzerinde inşa edilmiş Saint Hilarion Kalesi

Lapta Grubu

Maastrichtiyen-Lütesiyen döneminde çökelen derin deniz sedimanları ile bazik ve asidik karakterli volkanikleri içerir. Lapta Grubunda yer alan kayaçlar metamorfize olmamıştır. Gruba ait birimler, Beşparmak dağ sırası boyunca yaygın olarak yüzlek verir. Grup, Tripa Grubu üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Maastrichtiyen-Lütesiyen döneminde, iki deformasyon süreci geçiren grup, kıvrılmış, kırılmış ve faylanmış ve bu sebeple

formasyonlarının birbiriyle olan ilişkileri bazı yerlerde bozulmuştur. Grup içerisinde yer alan birimlerden Çınarlı Volkaniti; yeşil, koyu yeşil, yeşilimsi gri renkte, yer yer yastık yapılı; bileşiminde başlıca plajiyoklaz, ojit, ortopiroksen, olivin, biyotit içeren bazaltlardan oluşur. Volkaniklerin küçük bir kısmı diyabaz ve trakibazalttır. Bunun yanında birimde yer yer mafik dayklar da gözlenir [14]. Çınarlı Volkanitlerinin, içerdiği bazik yastık lavlar ile ilk bakışta Troodos Ofiyoliti ile ilişkili olduğu düşünülse de, detaylı çalışmalar sonrası, farklı bir levha içi volkanizma ile geliştiği görüşü hakim olmuştur [15].

Eosen Yaşlı Birimler

Eosen yaşlı birimler, karbonat sedimantasyonunu bitiren, güneye ilerleyen Toros naplarının ürünleri olan Ardahan ve Kantara Formasyonlarıdır. Bu Eosen birimleri üzerine, havzada etkili olan genişleme tektoniğine bağlı olarak Değirmenlik Grubu çökelmiştir [9].

Değirmenlik Grubu

Oligosen-Messiniyen yaş aralığında, derinleşen ortamda transgresif olarak çökelime başlar, devamında Geç Miyosen dönemine kadar türbidit ve Geç Tortoriyen'den sonra ise şelf ortamında gerçekleşen çökelim ile temsil edilir. Grupta başlıca kumtaşları (kanal dolgusu şeklinde), çakıltaşları, kıta kenarında gelişen türbiditler ile daha az oranda kalsitürbiditler, şelf ortamının ürünü çamurtaşları ve sığ denizel jips tuzları yer alır [9]. Değirmenlik Grubu, Lapta ve Tripa Grubu kayalar üzerine açısız uyumsuzlukla ve yer yer Eosen birimleri üzerine uyumsuz olarak gelmektedir [9,16].

Geçiş Kuşağı Birimleri

Mesarya Havzası; kuzeyde Değirmenlik Grubu kayaları, güneyde ise Troodos Sedimanter İstifi (Yiğitler Grubu) kayalarını üzerlemektedir. Geçiş Kuşağı Birimleri ise havzanın ortasında, Erken-Orta Miyosen döneminde çökelmiş, eş yaşlı olduğu Değirmenlik ve Yiğitler Grubu kayalardan farklı litolojide, marn ve pelajik kireçtaşlarından oluşan iki formasyon ile temsil edilir [9]. Gökçebeldere (Upper Lefkara) Formasyonu, Akitaniyen-Burdigaliyen yaş aralığında marnlardan oluşur ve öncel çalışmalarda, Upper Lefkara ismiyle ayırtlanmıştır. Kraltepeler (Upper Lefkara) Formasyonu, Langiyen yaşlı pelajik ve killi karbonatlardan oluşmaktadır. Öncel çalışmalarda Gökçebeldere Formasyonu ile birlikte Upper Lefkara ismiyle ayırtlanmıştır [11].

Mesarya Grubu

Pliyosen-Erken Kuvaterner yaş aralığında, sırasıyla; şelf ortamında çökelmiş marnlar, sığ denizel kumtaşları, yanalda girik çakıltası-çamurtaşı-kumtaşı ardalanması, sığ denizel kalkarenitler ve en üstte akarsu önü deltası çakıltaşlarından oluşur. Mesarya Grubu kayaçları, Mesarya Ovası ve Karpaz Bölgesi'ndeki daha yaşlı tüm birimleri uyumsuzlukla üzerler [9]. Mesarya Grubu'nda yer alan birimlerden Taşpınar (Potami) Formasyonu, Alt-Üst Pliyosen yaş aralığında, çokluk sırasına göre, çakıltası, kumtaşı, marn ardalanmasından oluşur. KKTC'nde sadece Lefke ilçesi ve bağlı köylerinde görülmektedir. Formasyon, Troodos yastık lavları veya Yiğitler Grubu kayaçları üzerine uyumsuzlukla gelir. Formasyon en altta, bir çakıltası seviyesi ile başlar, üzerine bir marn seviyesi veya çakıltası arakatmanlı kumtaşı-marn ardalanması gelir; en üstte ise, ince marn ara tabakalı kumtaşı-çakıltası ardalanması çökelmiştir. [9]. Birimin çakıltaları kalın-çok kalın ara tabakalar halindedir ve çoğunlukla Troodos Ofiyolitine ait çakıllar içerir.

Karasal ve Denizel Dolgu Sekileri

Kıbrıs adasında Kuvaterner döneminde de devam eden yükselim sebebiyle karasal ve denizel dolgu sekileri oluşmuştur [14]. Karasal dolgu sekileri, çoğunlukla fluvial ve aluvial süreçlerle çökelmiş, türediği birimlere yakın yerlerde kötü boylanmış çakıltaşlarından oluşur (Şekil 1.6.). Karasal sekinin alt seviyelerinde daha çok yamaç molozları, yer yer de gölsel çökeller, kırmızı toprak ve piroklastiklerin ardalanması görülür. Denizel dolgu sekileri; kumlu, kavkı parçalı, çapraz tabakalı, bolca organizma taşınım izli, çoğunlukla sığ denizel kalkarenitlerden oluşmuştur [9]. Adada yer alan güncel sedimanlar; kumsal kumları, kıyı kumulları, akarsu çakıl ve kumları, yamaç molozları, heyalan kütleleri ve nadiren travertenlerdir [16].



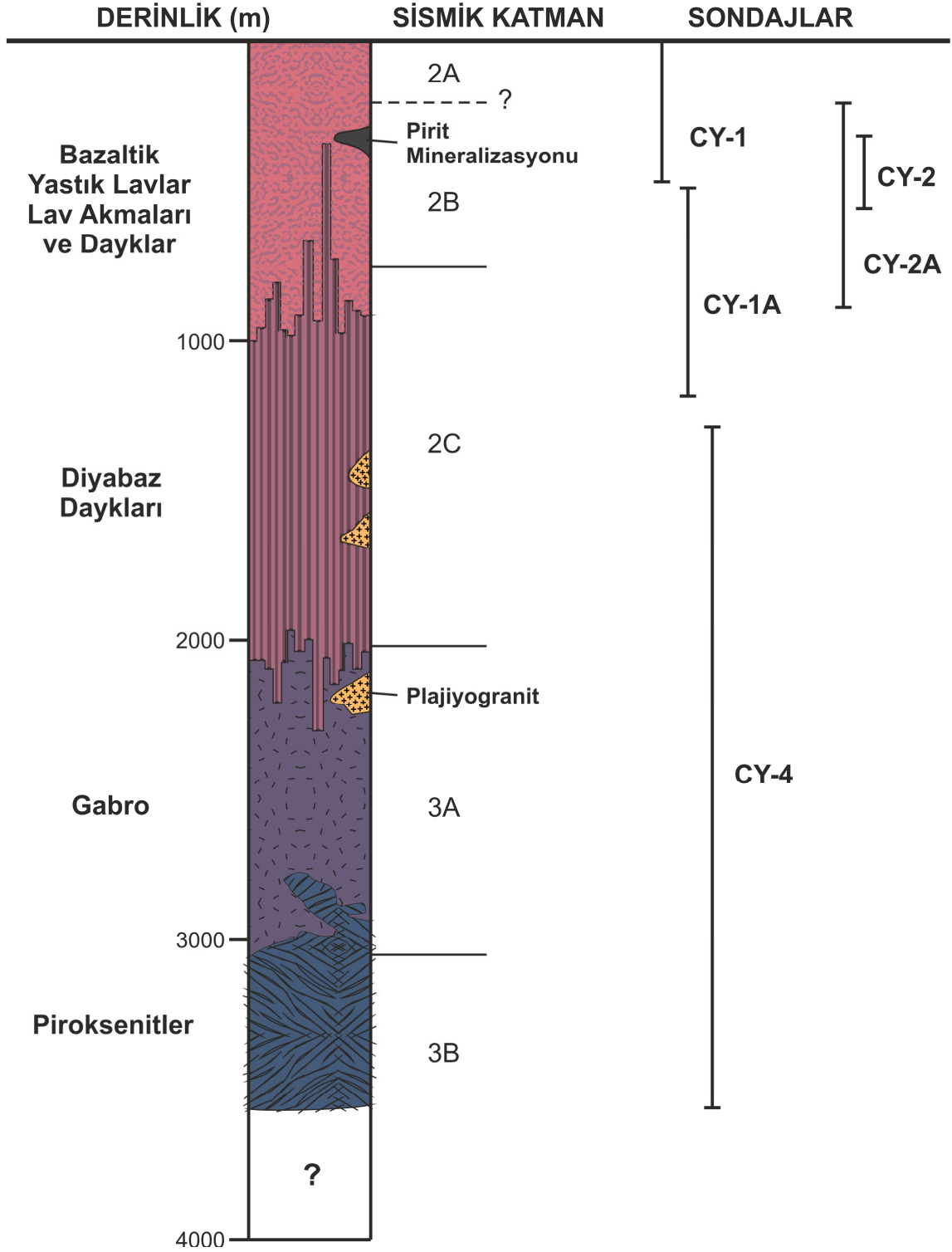
Şekil 1.6. Lefke-Gemikonağı'nda karasal seki istif

1.3.3. Troodos Ofiyoliti

Troodos Ofiyoliti, topografik olarak adanın en yüksek bölümlerini (Olimpos Dağı: 1951 metre) oluştururken, stratigrafik olarak en altta yer alan birimleri ile adanın çekirdeğini oluşturmaktadır. Stratigrafik olarak, diğer Tetis ofiyolitleri ile benzer özellikler gösterir ancak diğerlerinin aksine istifte metamorfik bir taban gelişmemiştir. Troodos, altta manto serisi, petrolojik Mohorovicic süreksizliği ve üzerine gelen okyanus kabuğu ile eksiksiz bir ofiyolitik istif sunmaktadır [2]. Plütonik kompleksin birimlerinde uygulanan radyometrik yaşlandırma sonucunda, ofiyolit in oluşum yaşı Üst Kretase olarak belirlenmiştir [17]. Plütonik kompleks; ofiyolitik istifin manto kökenli kayalarından ve aynı zamanda okyanusal kabuğun tabanına ait birimlerden oluşmaktadır. Adanın en yüksek tepesi olan Olimpos Dağı ve çevresinde ofiyolit in tabanına ait birimler bir kompleks halinde gözlenirken (aşınma ve tektonik yükselim neticesinde) , bu merkezden uzaklaştıkça daha genç gabroik kayalar, levha dayklar ve yastık lavlar yüzlek verir ve en üstte Troodos Çevresi Sedimanter İstifi ile üzerlenirler [5]. Troodos Ofiyoliti'nde yer alan birimler, ilerleyen kısımlarda detaylı olarak incelenecektir.

1.3.3.1. Troodos Ofiyolitinin Oluşumu

Troodos Ofiyoliti; üzerinde en detaylı araştırma yapılan ofiyolit olduğu halde, okyanus kabuğu oluşum modeli ve ofiyolit oluşum modelinde hala tartışmalı konular ve problemler bulunmaktadır [18]. 1950'lerde, klasik bir jeosenkinal modeline göre yorumlanan Troodos Ofiyoliti, bu çerçevede üzerine çökeldiği düşünülen Mezozoik Sedimanları (Tripa Grubu) sebebiyle, Paleozoik veya daha yaşlı olarak yorumlanmıştır [19,20]. Yine aynı dönemde, levha diyabazlar ilk kez plütonik kayalardan ayırt edilerek haritalanmıştır [21]. Diyabaz daykların, bir dizi intrüzif levhalar olduğu ve uzun zaman aralığında devamlı olarak sokulumlar şeklinde ilerleyerek lav akıntıları (volkanikler) için besleyici kaynaklar olduğu ortaya koyulmuştur [22]. 1960'larda, Fred Vine ve Drummond Matthews [23] tarafından okyanus tabanı yayılması süreçlerinin keşfedilmesi sonrasında, Troodos'un; okyanus ortası sırtında, okyanus tabanı yayılması sonucu gelişen okyanus tabanının bir parçası olduğu öne sürülmüştür [18,24]. 1970'li yıllarda, daha önce otokton olduğu düşünülen Mezozoik yaşlı sedimanların (Tripa Grubu) Troodos üzerine allohton olarak yerleştiği kanıtlanmıştır [25]. Troodos volkaniklerinde Geç Kretase bentik foraminiferleri tespit edilince de, ofiyolit için Kretase yaşı kabul görmeye başlamıştır [26]. Sonraki dönemde, plaka tektoniği kuramının gelişmesi ile, Troodos Ofiyoliti'nde kapsamlı manyetik etütler yapılmıştır [27]. Manyetik sapmalar incelendiğinde, sapmaların Troodos masifi boyunca batıya doğru yönelim gösterdiği görülmüştür ve bundan çıkarımla Troodos'un oluşum döneminden başlayarak, doksan derecelik ve saat yönünün tersi yönde bir rotasyona uğradığı keşfedilmiştir [28] [18]. 1980'li yıllara gelindiğinde, Troodos'un; çoklu magma ocağı modeline göre [29,30], bir kenar havzası olarak, dalma-batma zonu üzerindeki genişleme rejiminde oluştuğu görüşü ortaya koyulmuştur [31,32]. Sonraki yıllarda, elden edilen yeni radyometrik ve radyolaryan mikrofossil bulguları; Troodos'a daha önceden verilen yaşın, sekiz milyon yıl öncesine, Senomaniyen-Turoniyen dönemine işaret etmiştir [33]. Ayrıca, okyanus kabuğunun tam bir stratigrafik kesitini elde etmek amacıyla yapılan sondajlar sonucunda, Troodos'un bozulmamış bir stratigrafik istifi koruduğu ortaya koyulmuştur (Şekil 1.7.) [18]. Elde edilen sondaj verileri ile ofiyolitinin stratigrafisi tam olarak oluşturulmuştur [34,35]. Bunun yanında, Troodos volkanikleri için, volkano-tektonik farklılıklara göre (yastık lavlar, lav akmaları ve breş akmaları) yeni bir sınıflandırma yapılmıştır [36].



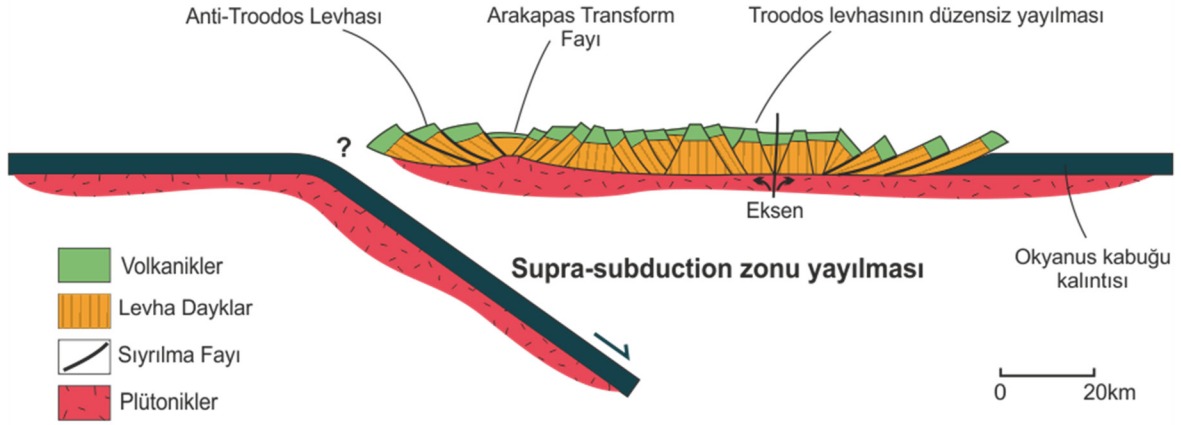
Şekil 1.7. Troodos Masifi'nde yapılan derin sondajlar sonucunda oluşturulan, Troodos okyanusal kabuğuna ait basitleştirilmiş stratigrafik kesit ([18]'den değiştirilerek)

Troodos volkaniklerinde petrolojik çalışmalar ile ortaya koyulan magnezyumca zengin lav seviyeleri (boninit lavları), bir dalma-batma zonu üzerinde oluşum tezini desteklemiştir [37]. Troodos volkanik serisinde görülen düşük ve yüksek sıcaklık alterasyon zonları

arasındaki belirgin sınırın ayırt edilmesi ile aynı zamanda yastık lavlardan levha dayklara geçiş sınırı da ortaya koyulmuştur [38]. Troodos Ofiyoliti kabuk serisinde yapılan tektonizma ve paleomagnetizma çalışmaları sonucunda, Troodos Masifi'nde birbirinden farklı okyanus-tabanı grabenlerinin varlığı ve bu grabenlerin, oluşum sırasındaki yayılma eksenleri olduğu ortaya koyulmuştur [39,40]. Troodos Levha (diyabaz) daykları ile volkanik seri arasındaki jeokimyasal bağlantı incelendiğinde, çoklu magma ocağı modeline uygun olarak, farklı karakterde magma ocaklarından beslenen ve karakterize olan bir dizi sokulumun bulunduğu ortaya koyulmuştur [41].

Günümüze dek yapılan tüm araştırmalar neticesinde, hala üzerinde uzlaşma sağlanamayan konular olsa da, Troodos Ofiyoliti'nin oluşum modeli aşağıdaki aşamalarla özetlenebilir.

- Mamonya Kompleksi ve Türkiye'nin güneybatısında Antalya Kompleksi'nde elde edilen bulgular, pasif kıta kenarıyla sınırlanan Kıbrıs'ın yer aldığı alanda, Triyas-Jura dönemindeki riftleşme ve yayılma sonucunda küçük bir okyanus havzası geliştiğini göstermektedir [15]. Troodos'un, Geç Kretase'de bir dalma-batma zonu üzerindeki yayılma ekseninde geliştiği (supra-subduction zonu) büyük oranda kabul görmektedir (Şekil 1.8) [5]. Ancak, bu dalma-batma zonunun yeri veya konumu ile ilgili doğrudan bulgular olmadığından, dalma-batmanın yönüyle ilgili görüş farklılıkları mevcuttur [42,43].
- Geç Kretase - Erken Tersiyer döneminde, Troodos Ofiyoliti oluşumunu tamamlamış ve daha sonra tektonizma etkisiyle deformasyona uğramış ve güneybatı Kıbrıs'taki Mamonya Kompleksi ile kenetlenmiştir. Beşparmak (Girne) Dağları, Geç Eosen'de güncel konumuna yakın bir pozisyon almıştır [15]. Bu dönemdeki jeolojik olaylar için bir uzlaşma sağlanmış değildir. [18].
- En son aşama ise, neotektonik dönem olarak adlandırılabilir ve Afrika levhasının Kıbrıs'ın altına ilerlemesi sonucunda gelişen, Troodos Masifi'nin yükselimi, Beşparmak Dağları'nın yoğun tektonizmaya uğraması ve diğer yapısal değişimlerle temsil edilir [18].



Şekil 1.8. Kuzey yönlü bir dalma-batma zonu üzerinde, yayılmaya bağlı oluşmuş ve bir transform fayla kesilen Troodos Ofiyoliti [5]

1.3.3.2. Troodos Ofiyolitinin Bölümleri

Troodos Ofiyoliti, günümüzde dört bölüm halinde yüzeylemekte ve Troodos Masifi olarak anılmaktadır. Merkezde, adanın topografik olarak en yüksek kesimi olan Olimpos Dağı ve çevresinde, dar bir alanda istifin tabanına karşılık gelen Manto Serisi kayalar, bu serinin etrafında daha geniş alanlarda yüzeyleyen Plütonik Kompleks görülür. Plütonikleri çevreleyen Levha Dayk Karmaşığı ve daha düşük kotlarda levha daykları üzerleyen Yastık Lav Serisi ile ofiyolitik istife ait magmatik kayalar tamamlanır. Kökensel olarak istifi sınıflandırdığımızda ise; üstte kabuksal kökenli kayalar, altta ise petrolojik Mohorovicic süreksizliği ile ayrılan manto kökenli kayalar yer almaktadır (Tablo 1.1.) [34].

Tablo 1.1. Troodos Ofiyoliti'nin basitleştirilmiş stratigrafisi ([74]'den değiştirilerek)

Petrolojik MOHO	Kabuk Bölümü	Yastık Lav Serisi	Üst Yastık Lavlar	Jeofiziksel MOHO
			Alt Yastık Lavlar	
	Levha Dayk Karmaşığı	Taban Grubu		
		Divabaz Daykları		
	Plütonik Karmaşık	Plajiyogranit Gabroik Kayalar		
		Ultramafik Kümülatlar		
Manto Bölümü		Ultramafikler		

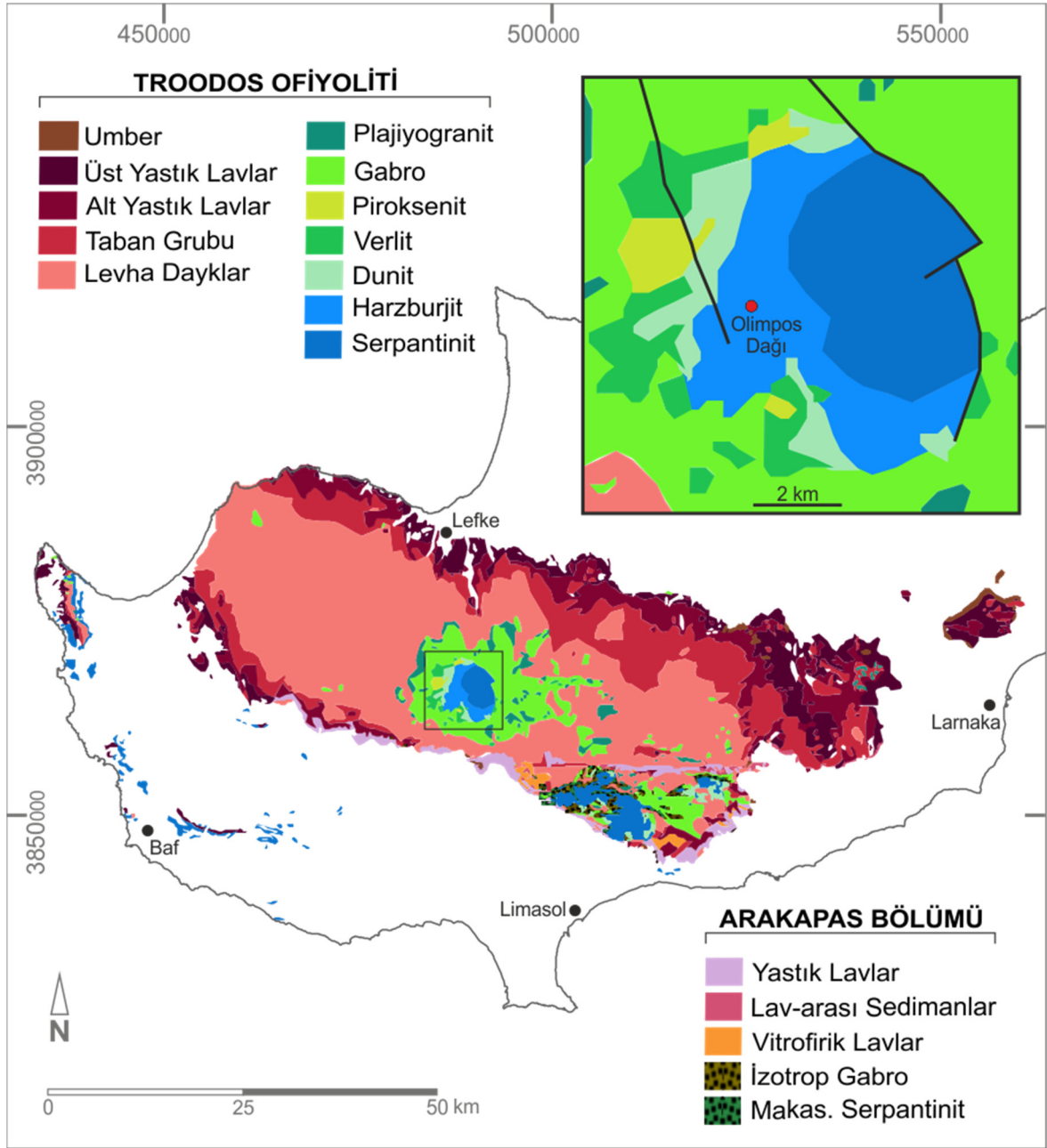
Manto Serisi

Manto kökenli kayalar; Olimpos Dağı çevresinde ve Arakapas (Güney Troodos Transform Fay Zonu) çevresinde de yer yer yüzeylemektedir. Manto Serisi birimler detaylı haritalandığında; yüzde sekseninin harzburjitik olduğu, kalan mostraların çoğunluğunun ise dünit zarflarından oluştuğu ortaya koyulmuştur [34]. İlk çalışmalarda; Manto Serisi, serpantinleşme derecesine göre farklı harzburjit birimlerine ayrılmıştır [22]. Ancak, sonraki çalışmalar sonucunda, manto serisinin mineralojik olarak daha karmaşık olduğu ortaya koyulmuştur. En doğudaki manto kökenli birimler; baskın olarak spinel-lerzolit ve görece daha az harzburjit ve dünittir. Batıda ise bütünüyle harzburjit ve dünitlerden oluşan birimler görülmektedir. Özetle Olimpos Dağı çevresinde yaklaşık bir kilometre çapındaki bu alanda, başlıca harzburjitler, dünitler, lerzolitler, verlitler ve gabroik kayalar görülmektedir (Şekil 1.9.) [44].

Troodos (Tüketilmiş) Manto Serisi için yapılan mineralojik ve jeokimyasal çalışmalar; serinin kısmı ergime ile bazaltik magmayı oluşturan lerzolit mantonun kalıntısından oluştuğunu göstermiştir. Manto Serisi içinde yer alan gabroik zarfların, bazaltik eriyiğin yerinde kristalleşmesi ile geliştiği düşünülmüştür ve bu bulgu da lerzolit manto kökenini desteklemektedir [45].

Plütonik Karmaşık

Manto serisini üzerleyen, Plütonik Karmaşık'a ait gabroik kayalar incelendiğinde; yayılma ekseninde gelişen farklı magma ocaklarını temsil ettiği görülmüştür. Bu durum, önceki bölümlerde bahsedilen, Plütonik Karmaşık'ın çoklu magma ocağında geliştiği model ile örtüşmektedir [34]. Plütonik Kompleks'in (Karmaşık'ın) en altında katmanlı seri yer alır, bu seri ultramafik kümülatlar (başlıca piroksenit), verlit ve dünit zarfları ile tabakalı gabrolardan oluşur. Katmanlı seri üzerine, izotrop gabrolar gelir ve yer yer izotrop gabrolar üzerine plajiyogranit intrüzyonları gelmektedir. Plajiyogranitlerin; bazaltik magma gelişiminin son safhalarında, magma ocaklarındaki artık eriyiklere bağlı geliştiği düşünülmektedir [17].



Şekil 1.9. Troodos Ofiyoliti'ne ait jeoloji haritası ve Olimpos Dağı çevresinde yüzeyleyen manto serisi ile ultramafik kümülatlar ([46] ve [64]'den değiştirilerek)

Levha (Diyabaz) Dayk Karmaşığı

Troodos ofiyolitik istifinde, plütoniklerin üzerine, çoğunlukla dike yakın açılarda gelişmiş, bu yönüyle levhamsı bir yapı gösteren diyabaz daykları gelmektedir. Dayk karmaşığında, plütoniklere yaklaşıldıkça gabroik mercekler, yastık lavlara yaklaşıldıkça ise lav mercekleri görülür (Şekil 1.10.) [46]. Diyabaz dayklarının, yayılma eksenindeki magma ocaklarından okyanus tabanına çıkış yolları olduğu ve genişlemeli tektonik rejime işaret ettiği düşünülmektedir. Troodos Masifi'nin kuzey kanadında yapılan araştırmalar

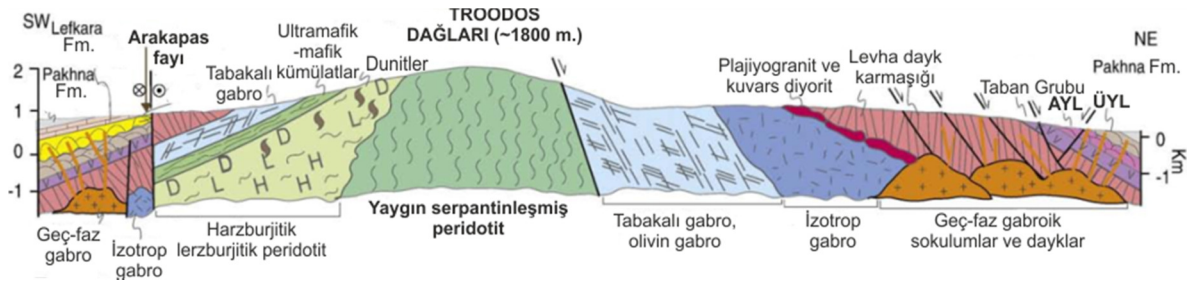
sonucunda ortaya koyulan üç graben de aynı rejime işaret etmektedir. Solea, Mitsero (Ayios Epiphantos) ve Larnaka grabenlerinin üç ayrı fosil yayılma alanı olduğu ve süreç içerisinde en önemli masif sülfid cevherleşme alanlarına dönüştüğü bulgularla ortaya koyulmuştur [39]. Kayaç kompozisyonları açısından diyabaz dayklarının, üzerine gelen volkanikler ile aynı magma kökenlerine işaret ettiği görülürken, volkaniklerde görülen farklı bileşimler arası keskin geçişler görülmemiştir. Bunun yanında, dayklardaki oluşum zamanı ve bileşim çeşitliliğinin yayılma eksenindeki konumu ile düzenli bir ilişkisi de saptanamamıştır. Bu bulgulardan yola çıkılarak; levha daykların, yayılma eksenini boyunca farklı zaman ve konumda gelişen her bir magma ocağından, magmatik farklılaşma süreçleri ile gelişen çok sayıda, yer yer birbirini kesen intrüzyonlara bağlı olarak geliştiği sonucuna varılmıştır [47].



Şekil 1.10. Akaki Nehri Kanyonu'nda (Güney Lefkoşa/GKRY) mostra veren Levha Dayk Kompleksi (fotoğraf: Leo Pure)

Levha Dayk Kompleksi, büyük oranda gri-kahve renkli diyabazlardan oluşur. Yeşil şist fasiyesinde gelişen hidrotermal alterasyon sonucunda, başlıca amfibol-albit ve daha az klorit-epidot-kuvars-demir oksit-titanit mineral birliktelikleri gelişmiştir [47]. Kompleksin üst kesiminde düşük dereceli zeolit alterasyonu da gözlenmiştir [38]. Diyabazları mevcut haliyle şekillendiren alterasyonun, intrüzyonlar sırasında ve sonrasında hidrotermal solüsyonların etkisinde geliştiği düşünülmektedir [47].

Levha Dayk Kompleksinin tabanına doğru yer yer epidozit zonları gözlenmektedir. Hidrotermal döngünün temeline işaret eden bu epidozit zonları bin metreyi bulan genişlikte alanlarda, Levha Dayk Kompleksi içerisinde ve plütoniklerin en üstündeki gabrolar içerisinde görülür. Diyabazların aksine, taneli dokuya sahip epidozitlerde başlıca epidot ± kuvars ± klorit ± demir oksitler ± titanit görülür. Bu mineral bileşimi ile diyabaz ve bazik volkaniklerden kimyasal olarak oldukça farklı olduğu görülmüştür [48]. Rautenschlein [49] diyabaz daykların ve epidozit zonlarının alterasyon öncesi metal içeriklerini tespit etmek için volkan camı analizleri yapmıştır. Bu analizler diğer verilerle birlikte değerlendirildiğinde; epidozitlerin Cu, Zn, Na, K, Mg, Sc, Rb açısından tüketilmiş, Ca ve Sr açısından ise zenginleşmiş olduğu görülmüştür. (Aktaran: [46])



Şekil 1.11. Troodos Ofiyoliti enine kesiti [76]

Taban Grubu ve Yastık Lav Serisi

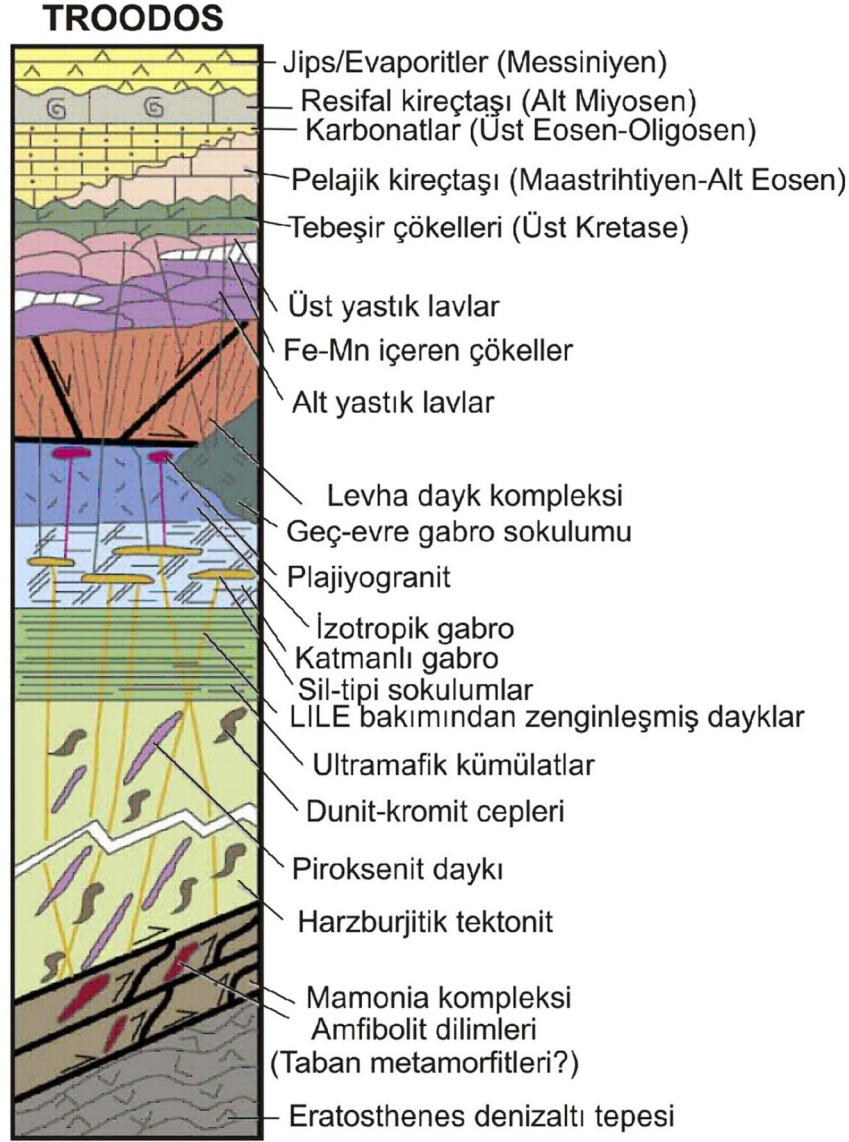
Levha Dayk karmaşığı üzerine, yastık lavlar ile geçiş oluşturacak şekilde Taban Grubu gelmektedir. Taban Grubu, yastık lav serisi içerisinde taban bölümlerinde yer alır ve yüzde elliden fazlası dayklardan oluşur. Taban Grubu içerisinde bulunan andezitik-dasitik volkan camları incelendiğinde, Levha Dayk Kompleksi ve izotrop gabrolar ile benzer oldukları gözlenmiştir [50].

Taban Grubu üzerine gelen Troodos Volkanikleri (Yastık Lavlar) pek çok çalışmada üst ve alt yastık lavlar olarak ayrılmıştır ve bu ayrım renk, mineraloji, dayk bolluğu baz alınarak yapılmıştır [51]. Bu sınıflamaya göre, alt yastık lavlar andezitik-dasitik andezitik karakterli ve ada yayı toleyitleri ile benzer jeokimyasal özellikler gösterirken, üst yastık lavlar pikirik mafik bazalt ve bazaltik andezitlerden oluşur ve görece yüksek SiO₂, MgO oranlarıyla daha ilksel bir magmaya işaret eder (Şekil 1.12.) [50]. Üst ve alt yastık lavların arasındaki sınır, saha çalışmalarında haritalanmaya çalışılmış ancak çoğu lokalitede, çizilen sınırlar mineralojik verilerle örtüşmemiştir [51].



Şekil 1.12. A: Alt yastık lavlar B: Üst yastık lavlar C: Üst-alt yastık lav sınırı

Esasen, Troodos volkanik serisi, üst ve alt birimler olarak, basit bir stratigrafik ayrımına el vermeyecek karmaşıklıkta gözlenmektedir. Volkanik seride, ultrabazik lavlar, yastık yapılı lavlar, bazik lav akmaları, hiyaloklastitler, yastık lav breşleri bir arada görülmektedir. Bu problemlerden hareketle, yastık lavların ayrımında jeokimyasal verileri önceleyen üçlü bir ayırım daha yapılmıştır. Buna göre, yastık lav serisinin tabanı, ada yayı toleyitlerini temsil eden A Grubu lavlardan oluşur. B Grubu lavlar, masifin kuzey kanadında ve volkanik serinin üst bölümünde, tüketilmiş yay toleyitlerini temsil eder. C Grubu lavlar ise fazlaca tüketilmiş boninitik ve genellikle Arakapas Fayı çevresi ile ilişkilidir. Jeokimyasal gruplamadaki A ve B Grubu lavlar, alt ve üst yastık lavlar ile genel bir korelasyon gösterse de, haritalanan sınırlar ile nadiren örtüşmektedir. Bunun yanında, A ve B Grubu lavların, birbirleri ile ardalanmalı girik olarak görüldüğü çok sayıda lokalite tespit edilmiştir [34].

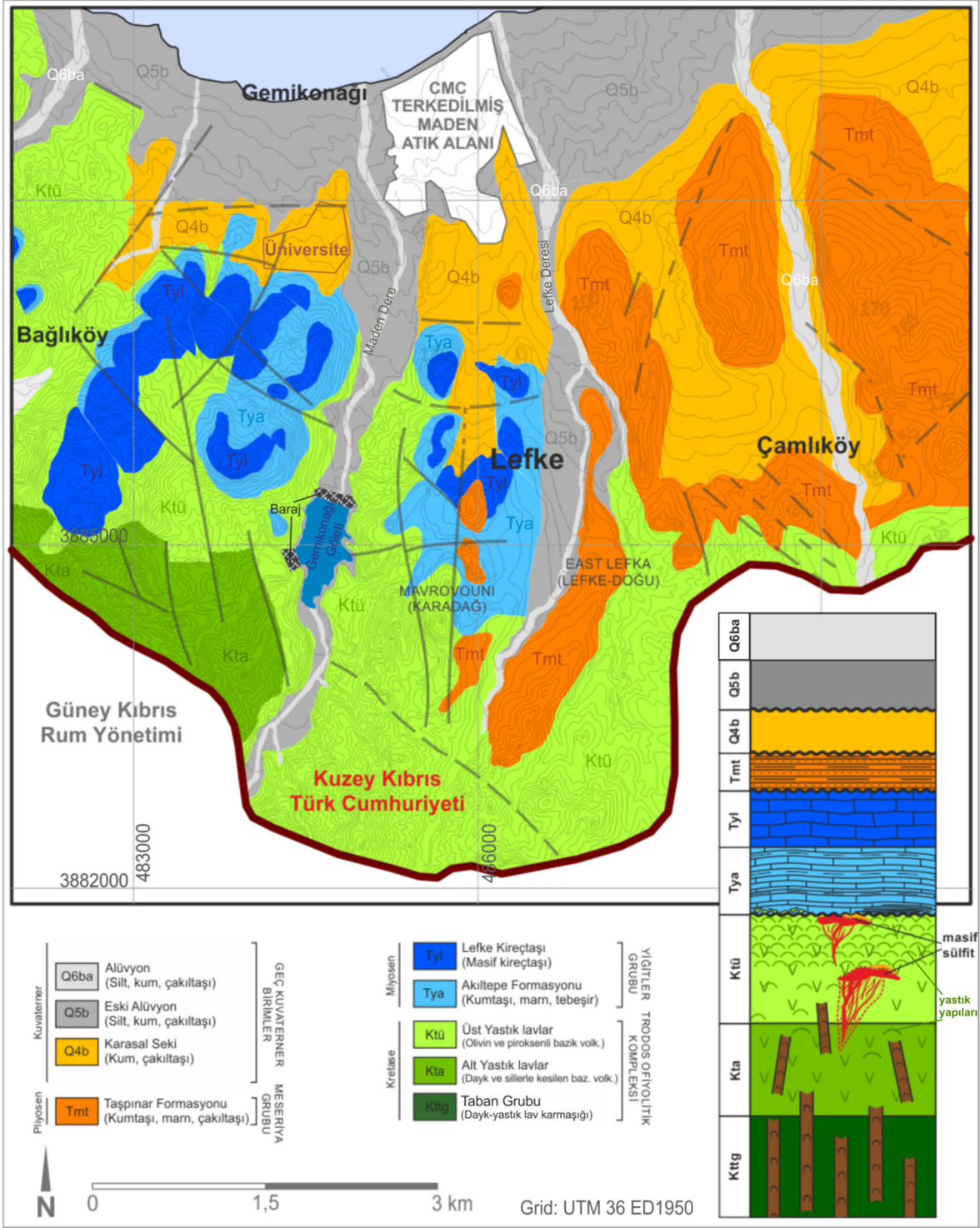


Şekil 1.13. Troodos Ofiyoliti Dikme Kesiti [76,77]

1.3.4. Lefke Bölgesinin Jeolojisi

Çalışma alanı ve çevresinde, geçmişten bugüne yapılan jeolojik haritalama çalışmaları incelenmiş, bu bilgiler ve yapılan saha çalışmaları ile Lefke ve çevresinin jeolojisi ortaya koyulmaya çalışılmıştır. Stratigrafik olarak en alta yer alan Taban Grubu birimlerin, detay çalışılan alanın dışında, daha batıda mostra verdiği saha çalışmalarında gözlenmiştir. Taban Grubu üzerinde yer alan yastık lav serisi, çalışma alanı ve çevresinde geniş alanda yüzeylenmektedir. Lefke ve çevresinde büyük oranda üst yastık lavlar (Kt_ü) yüzeylemekle birlikte, yer yer alt yastık lavlar (Kt_a) da gözlenmiştir (Şekil 1.14.). Alt yastık lavlar; sınıra yakın, Bağlıköy güneyinde ve Lefke güneybatısında haritalanmıştır. Üst yastık lavlar; gri, yeşil, kırmızı renk tonlarında tipik yastık yapısı gösterirken, özellikle üst dokanaklarında

yoğun kalsit dolgu ve damarcıkları gözlenmiştir. Özellikle Mavrovouni (Karadağ) cevherleşmesi etrafında geniş bir alanda, üst yastık lavlarda killeşme, piritleşme, kloritleşme ve yer yer silisleşme görülmüştür. Alt yastık lavlar ise; genellikle gri renkli, tıkHz dokulu, bazı lokalitelerde demir oksitleşmiş, kloritleşmiş, görece daha fazla daykla kesilen yapıda gözlenmiştir. Üst yastık lavların üzerine, Yiğitler Grubu'na ait birimler uyumsuzlukla yerleşir. Altta kumtaşı, marn, kalker araldanmasından oluşan Akiltepe Formasyonu (Tya) üzerine uyumlu olarak masif kireçtaşı litolojisindeki Lefke Kireçtaşı (Tyl) gelmektedir [9]. Yiğitler Grubu'na ait bu iki birim, Lefke ilçe merkezi ve üniversite güneyindeki tepelerde yüzleklenmektedir. Yiğitler Grubu'na ait birimlerin üzerine, Pliyosen yaşlı Taşpınar Formasyonu (Tmt) uyumsuzlukla yerleşir. Meserya Grubu'na ait Taşpınar Formasyonu, tezimizin konusu olan Lefke Doğu cevherleşmesinin de içinde bulunduğu, Lefke'nin doğusunda, kuzey-güney doğrultuda ve daha doğuda, üst kotlarda geniş alanlarda yüzleklenir. Taşpınar Formasyonu; kumtaşı, marn, çakıltaşı araldanması ile temsil edilir ve özellikle çakıltaşlarında, masifin merkezinden taşınmış, ultrabazik kayaçlar ve gabro parçaları gözlenir. Taşpınar Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Karasal Seki (Q4b), kum ve çakıltaşlarından oluşur ve Üniversite çevresinden başlayarak doğuda Çamlıköy'e ve oradan Doğancı'ya çok geniş alanlarda yüzlek verir. Karasal Seki üzerine uyumsuzlukla yerleşen Eski alüvyonlar (Q5b), dere vadileri boyunca ve kıyı şeridinde bir kilometreye varan genişlikte alanlarda çöklemiştir. Eski alüvyonların üzerine uyumlu olarak çökemiş ve stratigrafik olarak en üstte yer alan Geç Kuvaterner yaşlı Alüvyon (Q6ba) ise, başta Lefke ve Maden Dere olmak üzere, dereler boyunca güneye doğru yüzlek verir. Detay çalışılan alana ait jeoloji haritası (ana kırık hatları ile) ve stratigrafik dikme kesit Şekil 1.14.'te yer almaktadır. Yüzeyde mostra vermeyen ancak sondajlarda izlenen diğer birimler (Ortatepe/Perapedhi Formasyonu gibi), cevherleşme ile ilgili bölümde detaylı olarak ele alınacaktır.

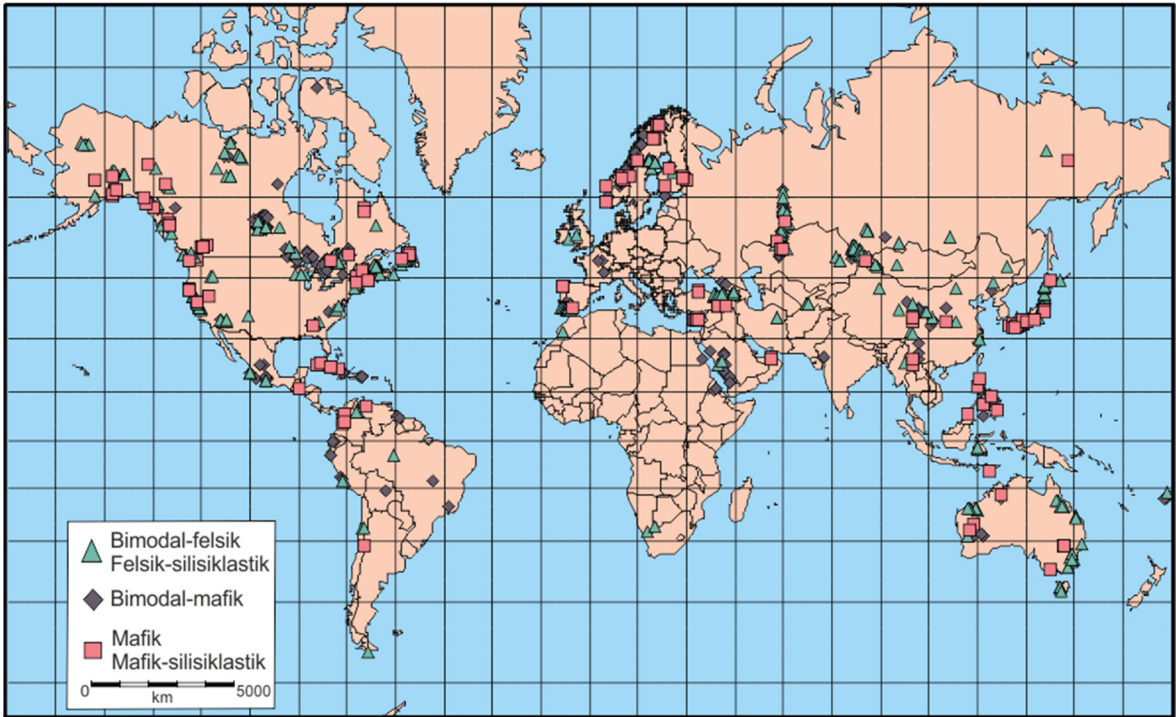


Şekil 1.14. Lefke bölgesi jeoloji haritası ve ölçeksiz stratigrafi kesiti

1.4. Volkanojenik Masif Sülfür Yatakları

1.4.1. Giriş

Volkanojenik masif sülfür (VMS) yatakları veya volkanik-yan kayaçlı (VHMS, volcanic-hosted) masif sülfür yatakları, dünyada önemli Cu, Pb, Zn, Au, Ag kaynakları arasında yer almaktadır. VMS yatakları, tipik olarak deniz altı volkanizmasına bağlı olarak gelişen polimetalik masif sülfür mercekleri şeklindedir. Dünyada bilinen ekonomik olmayan yataklardan, çok büyük yataklara 1000'den fazla VMS yatağı bulunmaktadır [52]. Yaşları Arkeen dönemine (~3-3,5 milyar yıl) kadar ulaşan eski yataklar bulunduğu gibi, günümüzde aktif olarak oluşumuna devam eden yataklar da, güncel okyanus tabanlarında keşfedilmiştir. Tüm VMS yataklarının (farklı tiplerdeki) oluşumlarında, genişlemeli tektonik rejim etkisinde, yay ve okyanus tabanı yayılması süreçlerinin etkin olduğu söylenebilir. Eski yatakların çoğunluğu okyanusal ve kıtasal yay başlangıcı, riftleşmiş yay ve yay-ardı mekanizmalarına bağlı oluşmuştur [52].



Şekil 1.15. Farklı VMS alt sınıflarının dünya üzerindeki coğrafi dağılımını ([52]'den değiştirilerek)

Dünyada kaynak veya rezervleri 200.000 tonun üzerinde olan 850'den fazla VMS bilinmektedir ve bu yataklar Antarktika hariç bütün büyük kıtalarda görülmektedir [52] (Şekil 1.15.). Bununla birlikte, Antarktika Yarımadası'nda, Bransfield Boğazı'nın yakınında gözlenen güncel polimetalik yatak oluşumları istisna teşkil etmektedir [53].

2002 yılına kadar, VMS yataklardan yaklaşık 5 milyar ton cevher işletildiği hesaplanmıştır [52]. VMS tipi yataklardan elde edilen baz ve kıymetli metaller, dünyadaki çinko üretiminin beşte biri, bakır üretiminin yüzde altısı, kurşun üretiminin yüzde onu, gümüş üretiminin yüzde dokuzu ve altın üretiminin yüzde ikisi mertebesinde miktarlara tekabül etmektedir [52].

VMS veya diğer yaygın adlandırması ile VHMS yatakları için yapılan ilk klasik sınıflama farklı bölgelerdeki başlıca tip lokalitelere/provenslere göre yapılmıştır. Bu sınıflamanın en bilinen örnekleri olarak Besshi-tipi, Kuruko-tipi, Kıbrıs-tipi, Ural-tipi, Prekambriyen-tipi VMS yatakları gelmektedir [52]. Daha sonra yapılan sınıflamada; tektonik rejimde göz önüne alınarak, litostratigrafik farklılıklar temel alınmıştır. Bu beşli sınıflamada VMS yatakları; bimodal-mafik (Prekambriyen yatakların çoğunluğu), mafik (Kıbrıs-tipi, ofiyolitle ilişkili), mafik-silisiklastik (pelitik-mafik, Besshi-tipi), bimodal-felsik (Kuruko-tipi) ve bimodal-silisiklastik (felsik-silisiklastik, İber pirit kuşağı tipi) olarak gruplandırılmıştır. Bir altıncı grup olarak ise, hibrit bimodal-felsik litostratigrafiye sahip VMS ile epitermal cevherleşme arasında geçişi temsil eden yataklar yer alır [54, 55].

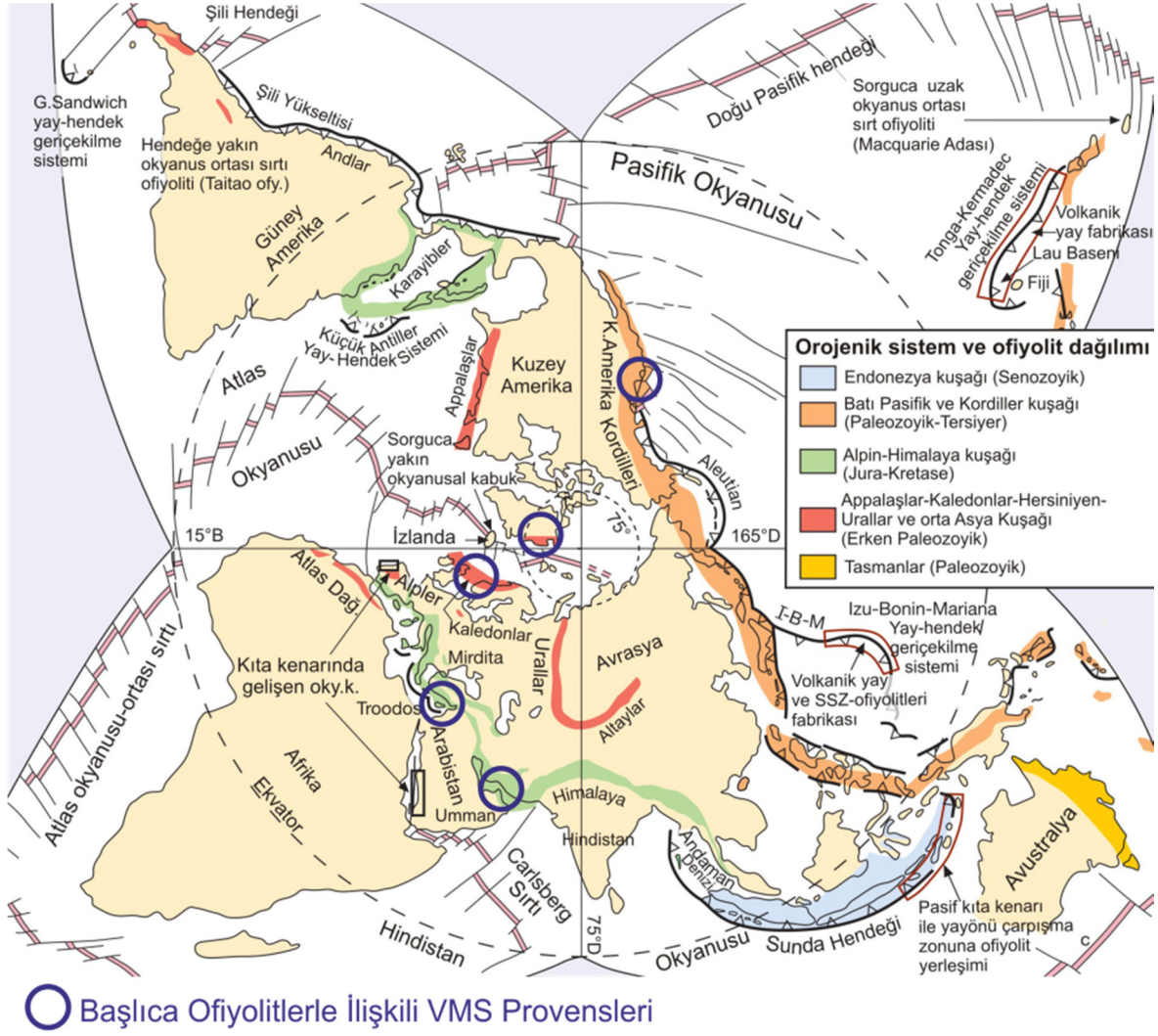
Volkanojenik masif sülfid yatakları, en genel modelde, polimetalik masif sülfid lensleri, bu lenslerle ilişkili kök veya ağsal-damarcıklı zonlar ve alterasyon zonlanmasından oluşur. VMS yatakları, okyanus tabanında sülfid tepeleri oluşumu veya okyanus tabanının hemen altındaki replasman tipi mineralizasyon şeklinde gelişir. Bu sülfid tepelerinin gelişimi, yüksek sıcaklıkta metal içeren akışkanların çıkışını kontrol eden siyah duman bacaları ile ilişkilidir. Bu ilişki, uzaklaşan levhalara bağlı olarak gelişen Atlantik-Ortası Sırtı'nda keşfedilen TAG tepesi (Trans-Atlantic Geotraverse Hydrothermal Field) gibi güncel oluşumların keşfedilmesi ile daha iyi anlaşılmıştır [56]. Keşfedilen bu güncel hidrotermal oluşumlar (aktif VMS sistemleri), jeolojik dönemler içerisinde oluşmuş farklı tipteki VMS yataklarında cevher oluşturan süreçlerin anlaşılması açısından oldukça önemli olmuştur.

Okyanus tabanında sülfid-andhidrit bacalarını oluşturan yüksek sıcaklıktaki akışkanlar, derindeki ısı kaynağına (okyanusal yayılma merkezlerindeki magma ocakları gibi) bağlı olarak gelişen hidrotermal sistemin ürünüdür. Bu hidrotermal sistem, deniz suyunun yüzeyden derine ulaşarak, ısı kaynağı ile etkileşime girmesi ve tekrar yüzeye ulaşması ile özetlenebilecek bir konveksiyon döngüden oluşur [52]. Bu döngü boyunca, akışkanların metallerce zenginleştiği ve bu metalleri yüzeye ulaştırdığı düşünülmektedir [48]. Bu hidrotermal döngüyü ve sonucunda oluşturabileceği maden yatağının özelliklerini kontrol

eden önemli faktörler; sistemi çalıştıran ısı kaynağının geometrisi, yüzeye yakınlığı ve boyutu ile magma ocağı/magma sokulumunun etkilediği ana kayacın permabilitesi olarak sıralanabilir [54]. Bunun yanında, kabuk kalınlığı jeotermal gradyan değişiminde etkin olacağından, VMS gelişiminde önemli bir faktör olarak görülmektedir. Kalın kıtasal kabuğun bulunduğu bir hidrotermal sistem, daha ince okyanusal kabuktaki bir sisteme göre daha uzun süreler yüksek sıcaklıkta kalacaktır [52,57]. Bu yüzden daha kalın kabukta, hidrotermal konveksiyon döngü daha uzun süre çalışacak ve oluşturduğu VMS yataklarının sayısı ve boyutu daha büyük olacaktır.

1.4.2. Ofiyolitlerle İlişkili VMS Yatakları

Dünyada belirlenmiş 250'nin üzerinde ofiyolit bölgesinden, 25'inden fazlasında Ofiyolitlerle İlişkili VMS Yatakları veya diğer bir adlandırma ile Kıbrıs-tipi Volkanojenik Masif Sülfid Yatakları keşfedilmiştir. Daha önce anlatıldığı üzere, litostratigrafisine göre mafik gruba giren Kıbrıs-tipi VMS'ler; tipik okyanus ortası sırtı yayılması modelinde gelişen yatakların yanında, bir dalma-batma zonu üzerindeki yayılma ekseninde gelişim modeli (supra-subduction zonu) ile daha karmaşık bir tektonik ortamda gelişen pek çok yatağı (Kıbrıs dahil) da kapsamaktadır [58,59]. Okyanus ortası yayılma veya supra-subduction zonu tektonik modelinde gelişen başlıca ofiyolitlerle ilişkili VMS provenisleri; Josephine Ofiyoliti-Oregon/ABD, Betts Cove Ofiyoliti-Newfoundland/Kanada, Trondheim Bölgesi-Orta Kaledonitler/Norveç, Troodos Ofiyoliti-Kıbrıs, Semail Ofiyoliti-Umman olarak sıralanabilir (Şekil 1.16.'da gösterilmiştir.) [60]. Ayrıca, İran'da, Sanandaj-Sirjan ve Sistan zonları boyunca uzanan ofiyolitik karmaşıklar da çok sayıda Kıbrıs-tipi yatak içerir [61]. Bunların yanında, Türkiye'deki Güneydoğu Anadolu ofiyolitik kuşağı da Kıbrıs-tipi önemli VMS yatakları (Elazığ-Ergani ve Siirt-Madenköy gibi) içermektedir [62].



Şekil 1.16. Orojenik kuşaklar, ofiyolitler ve önemli ofiyolitle ilişkili VMS yatakları [77,80]

VMS yatakları arasında, ofiyolitle ilişkili yataklar bakır ve bakır-çinko içerikleri ile farklılaşmaktadır. Tek başına 30 milyon ton rezerve ulaşan yataklar bulunsa da, yatakların ortalama büyüklüğü 4-5 milyon ton arasındadır [59]. Sadece Troodos Ofiyoliti'nde yer alan VMS'lerdeki toplam metal bakır 1 milyon tondan fazladır, dolayısıyla ofiyolitle ilişkili yatakların, küresel ölçekte kayda değer baz metal kaynakları olduğu rahatlıkla söylenebilir [46].

Diğer VMS yatakları gibi, Kıbrıs-tipi yataklar da hidrotermal döngünün ürünü olarak gelişmiştir. Okyanus tabanı yayılma ekseninin altında yer alan ultramafik-mafik plütonik magma ocakları, okyanus sırtı boyunca oluşan konveksiyon döngünün ana ısı kaynaklarıdır. Bu magma ocakları, ultramafiklerden tabakalı gabrolara, plajiyogranitlere kadar ofiyolitik serinin farklı seviyelerinde gelişmiştir. Ofiyolitlerdeki masif sülfid yataklarının gelişim sürecinde okyanus tabanının yayılma hızı ve rejimi oldukça önemlidir.

Troodos ve Josephine Ofiyolitleri başta olmak üzere, görece büyük maden yataklarını oluşturan provenslerde, yayılma rejimlerinin farklılaştığı görülmüştür. Bu provenslerde, yayılma rejimi zaman zaman oldukça yavaş ilerlemiştir. Bu yayılma rejimi sayesinde, yayılma merkezindeki şiddetli magmatik aktivite daha büyük ölçekte konveksiyon döngü oluşturabilmiş ve görece daha uzun süre boyunca hidrotermal akışkanlar aktivite göstererek reaksiyon zonlarında metallerce zenginleşmişlerdir. Dolayısıyla, daha çok sayıda ve büyük boyutta sülfür bacaları gelişmiş ve sonucunda daha büyük masif sülfür yatakları gelişmiştir. Bu ofiyolitlerde, volkanikler içerisinde görülen sedimanter seviyeler, yayılma rejiminin çok yavaşladığı dönemlere işaret etmektedir ve çökdikleri dönemlerde, yayılma rejimindeki yavaşlama daha büyük mineralizasyonların oluşmasına imkan sağlamıştır. Bu yönleriyle, bu sedimanter birimler anahtar seviye özelliği göstermektedir. Özetle, hızlı bir okyanus ortası yayılma rejiminde, hidrotermal sistem ile kaynağı olan magma ocakları arasındaki ilişki daha kısa süreler etkin olacaktır ve bu sebeple yavaş yayılma rejiminde görece daha çok cevher oluşacak ve bir arada depolanacaktır [59].

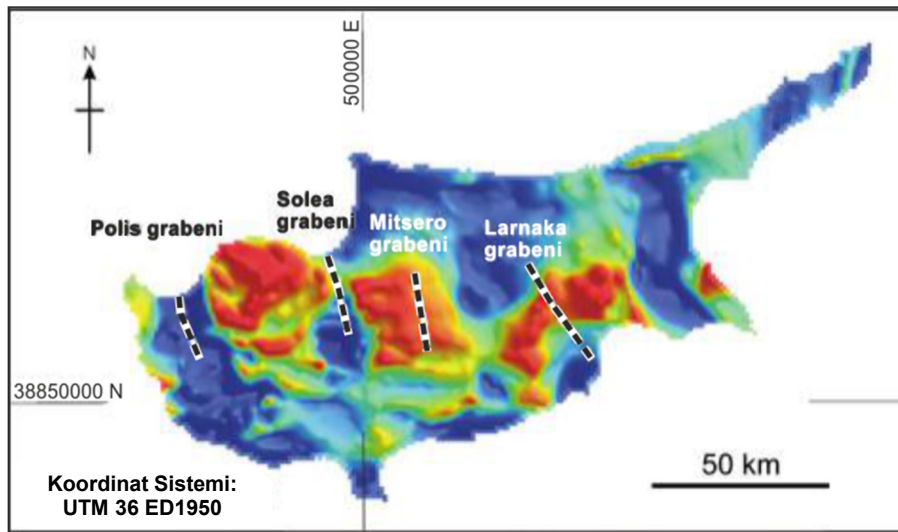
Ofiyolitlerle ilişkili VMS yatakları, yüzeyleyen ofiyolitik istif boyunca farklı bölgelerde, o provens için alt gruplar oluşturacak şekilde görülebilir. Ofiyolitik istifte, magma ocağından itibaren en üstteki sedimanter birimlere kadar baz metal mineralizasyonları gelişebilir [63]. Ancak, Kıbrıs-tipi yataklarda masif sülfürler çoğunlukla, volkanik ve levha dayk serilerinde görülmektedir. İdeal modelinde stratiform bir sülfür merceği ve ağsal damarcıklı zondan oluşan Kıbrıs-tipi yataklarda, en üstte oksidasyon sonucu gossan oluşumları da görülebilmektedir. Özellikle Troodos ve Semail ofiyolitlerinde yapılan derin sondajlarda, ağsal damarcıklı zonun metal içeriği açısından zayıflayarak birkaç bin metreye kadar devam edebildiği görülmüştür [59].

1.4.3. Troodos Ofiyoliti'nde Yer Alan VMS Yatakları

Kıbrıs adasında yer alan VMS yatakları, beşli litostratigrafik sınıflamada mafik tipte yer almaktadır [54]. Bir supra-subduction zonunda, yay önü ortamında gelişen Troodos Ofiyoliti'nde, Levha Dayk Kompleksi'nden Üst Yastık Lavlar'ın en üstündeki seviyelere, geniş bir yelpazede masif sülfürler gelişmiştir. Kıbrıs'ta bulunan mafik tipteki VMS yatakları; bakırca zengin olmasının yanında, görece oldukça az oranda çinko içeriğine sahiptir. Çinko; cevherleşmede lokal olarak zenginleşebildiği gibi, tamamında yüksek çinko tenörüne sahip yataklar da bulunmaktadır [65,66].

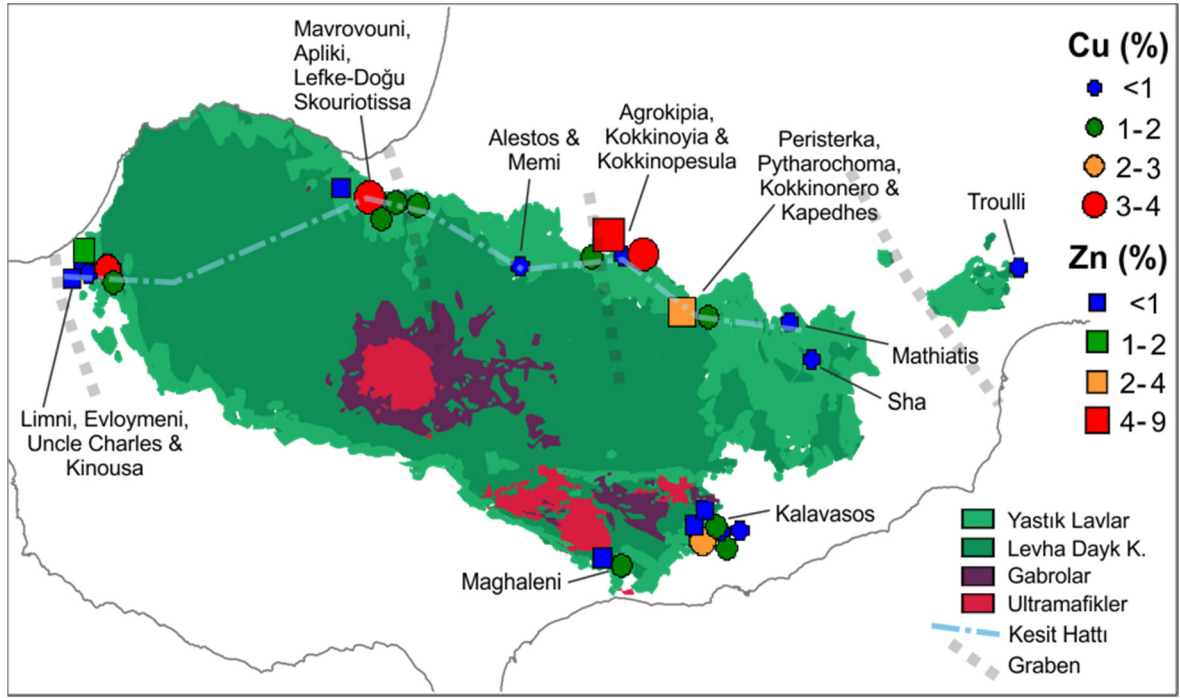
Adada yer alan masif sülfür yatakları antik çağlardan bu yana işletilmiştir [67]. Yirminci yüzyılın başına gelindiğinde, CMC (Cyprus Mines Corporation) şirketinin adada yaptığı araştırmalar ile yeniden gündeme gelen Kıbrıs masif sülfür yatakları, 1974 Kıbrıs Barış Harekatı'na kadar yoğun bir şekilde işletilmiştir. Bu süreçteki madencilik faaliyetleri büyük oranda CMC tarafından yapılmış ise de, başka şirket ve kurumlar da arama ve işletme faaliyetlerinde bulunmuştur. Günümüze gelindiğinde ise; KKTC'nde Giriş Holding iştiraki olan Kuzey Kıbrıs Santral Madencilik Ltd. madencilik faaliyetlerine devam ederken, Güney Kıbrıs Rum Kesimi'nde başta HCM (Hellenic Copper Mines Ltd) şirketi olmak üzere, EMED Mining ve Northern Lion Gold Corporation madencilik faaliyetlerini sürdürmektedir.

Troodos Ofiyoliti, Kızıldağ Ofiyoliti (Hatay-Türkiye) ve Baer-Bassit Ofiyoliti (Suriye) ile birlikte deforme olmamış (güney kuşağı) Kretase ofiyolitleri içerisinde yer alırken, daha kuzeyde Torid kuşağı içerisinde deforme olmuş ofiyolit istifleri yer alır [66]. Daha önceki bölümlerde ifade edildiği üzere Troodos'un, günümüzden yaklaşık 91 milyon yıl önce bir dalma-batma zonu üzerindeki yayılmaya bağlı olduğu görüşü kabul görmektedir [17]. Troodos Ofiyoliti; güncel okyanus yayılmaları ile mukayese edildiğinde, özellikle Solomon Denizi'ndeki (Papua Yeni Gine) Woodlark transform sırtı ile benzer petrolojik özellikler göstermektedir [68]. Troodos'un Bouguer gravite anomali haritası incelendiğinde, genişleme eksenlerindeki kabuk incelmeye işaret eden bir dizi graben öngörülmüştür [39]. Birden çok yayılma ekseninin varlığı görüşüyle örtüşen bu grabenler batıdan doğuya Polis, Solea, Mitsero ve Larnaka grabenleri olarak tanımlanmıştır ve tespit edilmiş VMS bölgeleri de bu grabenler ile korelasyon göstermektedir (Şekil 1.17.) [69,70].



Şekil 1.17. Troodos gravite haritası üzerinde kestirimde bulunulan grabenler [66]

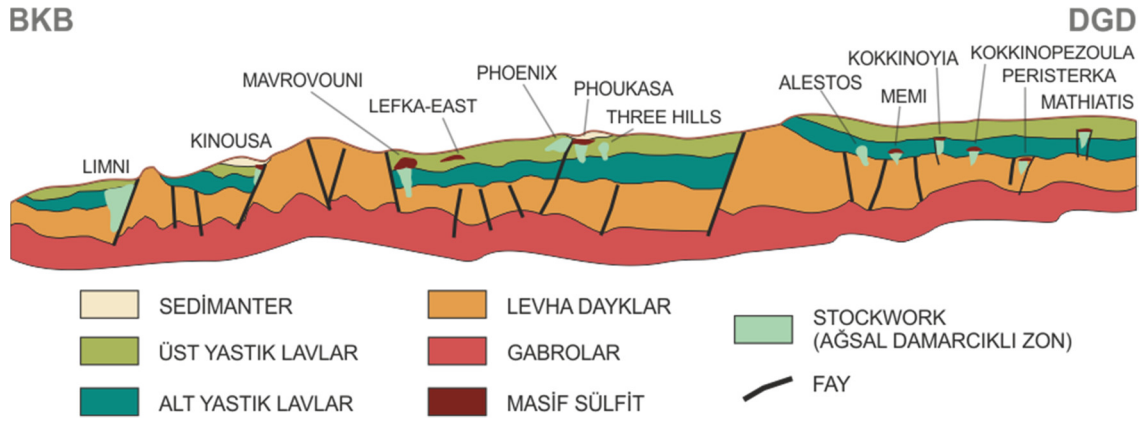
Ada genelinde keşfedilmiş VMS yataklarının özellikleri değerlendirildiğinde, cevherleşmeler iki sınıfta ele alınabilir. Birinci sınıf; konveksiyon döngüye bağlı yükselen hidrotermal çözeltilerin okyanus tabanına ulaşması (deniz suyuyla doğrudan etkileşimle) ve burada ekzalatif masif sülfid mercekleri olarak gelişmesi sonucu oluşan cevherleşmeleri temsil eder. Bu sınıfta yer alan cevherleşmeler, güncel okyanus ortası sırtlarda (Doğu Pasifik Yükselimi gibi) hidrotermal bacalara bağlı gelişen sülfid tepecikleri ile benzer kökensel özellikler gösterir. Birinci sınıfı temsil eden başlıca cevherleşmeler; Skouriotissa (Phoukasa), Agrakipia A, Mathiatis, Kokkinoyia, Mousoulos, Peristerka, Kinousa ve Memi'dir [66]. Bu cevherleşmelerin bazıları oldukça detaylı çalışılmış ve ekzalatif oluşuma işaret eden; sedimanter yapıların varlığı, sülfidlerde deniz suyu oksidasyonu ve deniz tabanı fosil faunası bulguları ortaya koyulmuştur [71]. İkinci sınıf cevherleşmeler ise, okyanus tabanının altında gelişen kayda değer büyüklükteki sülfid oluşumları ile temsil edilir. Bu cevherleşmelerde, hidrotermal çözeltilerin deniz tabanına ulaştığına veya ekzalatif gelişime dair bulgular gözlenmezken, cevherleşmenin etrafında yaygın hidrotermal alterasyon görülür [66]. İkinci sınıfı temsil eden başlıca cevherleşmeler; Mavrovouni (Karadağ), Limni, Three Hills, West Apliki (Batı Aplıç) ve Agrokipia B'dir. Mavrovouni'de, masif sülfid cevherinin etrafının yaygın hidrotermal alterasyona uğramış volkanikler ile çevrili olması, Limni'de taze volkaniklerin altında gelişen geniş alandaki ağsal damarcıklı mineralizasyon, diğer cevherleşmelerde ise yine geniş alanda gözlenen alterasyon zonlanması, ekzalatif bir gelişimden yoksun olduklarını doğrulamaktadır. Bu iki sınıfın dışında yer alan ve farklı oluşum modelleri ile ayrılan cevherleşmeler de bulunmaktadır. Örneğin, ilerleyen kısımlarda anlatılacak Phoenix cevherleşmesi, Skouriotissa (Phoukasa) ile ilişkili superjen bir zenginleşmeye bağlı iken, Mangaleni cevherleşmesi bir kırık hattı boyunca gelişmiş bir sülfid cevherleşmesidir [66]. Troodos Ofiyoliti'ndeki başlıca sülfid cevherleşmeleri Şekil 1.18.'de gösterilmiştir.



Şekil 1.18. Troodos Ofiyoliti'nde yer alan başlıca masif sülfür yatakları [64,66]

Gerek cevherleşme alanları, gerek Ada ölçeğinde yapılan tektonik çalışmalar sonucunda, tektonik hatların, birden çok VMS yatağın geliştiği (Limni bölgesi madenleri gibi) maden alanlarının oluşumunda etkin olabileceği gibi; daha küçük ölçekte, yalnızca bir cevherleşmenin yerleşimini kontrol edebileceği de görülmüştür [66,72]. Örneğin, Kıbrıs'ın en büyük maden yatağı (metal bakır miktarı açısından) olan Mavrovouni'de, cevherleşmeyi kontrol eden en önemli etkenin Troodos Ormanı Fayı olduğu düşünülmektedir [66]. Troodos Ormanı Fayı, Solea Grabeni eksenine paralel doğrultuda olduğundan, muhtemel bir sıyrılma fayı olabileceği öngörülmüştür. Cevherleşmeyi kontrol eden benzer kırık hatlarının varlığı Limni madenleri için de söz konusudur [65]. Limni'deki kırık hatlarının doğrultusu da Polis Grabeni ile örtüşmektedir [63]. Kalavassos madenlerinde ise, bir fosil transform olduğu değerlendirilen Arakapas Fayı ile madenlerin yakınında tanımlanan yayılma ekseninin cevherleşmeyi kontrol ettiği düşünülmektedir [73]. Peristerka'da ise, istifin altında yer alan levha daykları ile paralel, kuzeye dalımlı bir fayın tavan bloğunda cevherleşme gelişmiştir. Tespit edilen yapısal unsurların cevher gelişimi veya yerleşimi ile ilişkilendirilebildiği örneklerin aksine, Skouriotissa madenlerinde böyle bir tektonik kontrol ortaya konulmamıştır. Bundan hareketle, Skouriotissa'da bu denli büyük cevherleşmelerin oluşumunda, hidrotermal sistemi kontrol eden diğer parametrelerin (derindeki ısı kaynağı gibi) daha etkin rol oynadığı

düşünülebilir [66]. Troodos Masifi'nde yer alan cevherleşmelerin litostratigrafileri Şekil 1.19.'da yarı-şematik kesit üzerinde gösterilmiştir.



Şekil 1.19. Troodos Ofiyoliti'nin kuzeyindeki önemli yatakları gösteren yarı-şematik kesit [66] (kesit hattı için bkz. Şekil 1.18.)

Kıbrıs'ta keşfedilmiş masif sülfitler değerlendirildiğinde cevherli zonların ortak özellikleri görülmektedir. En üstte, %40'ın üzerinde kükürt içeren masif cevher zonu yer alır. Bu masif cevher zonu, konglomeratik ve kompakt cevher olmak üzere iki kısımdan ya da bu iki kısmın herhangi birinden oluşabilir. Konglomeratik ve kompakt cevherin bir arada görüldüğü cevherleşmelerde, konglomeratik cevher üstte yer alır ve parçalı bir yapı içerisinde matrikste şeker dokulu, gevşek pirit (baskın), markazit ve diğer demir disülfitler ile küremsi sülfid bloklarını içerir. Konglomeratik cevher başlıca çatlak dolgusu bakır sülfitleri, sfalerit, kuvars, jips ve diğer sülfat tuzlarını içerirken, kolloformik bantlanma ve framboidal pirit karakteristiktir. Sülfid parça ve bloklarının bolluğu ve boyutları kompakt cevhere yaklaştıkça (aşağı yönde) artmaktadır [74]. Kompakt cevher, görece daha az boşlukludur ve büyük pirit bloklarının çatlak ve boşluklarına yerleşmiş kalkopirit ve kovellinler şeklinde gözlenmektedir. Masif cevher zonu, bazı yataklarda aşağı yönde %30'lara düşen kükürt ve azalan bakır tenörü ile bir pirit-kuvars zonu şeklinde devam edebilir. Bu pirit-kuvars zonunda sülfitlerle birlikte, süt kuvars ve kırmızı jaslarda görülür. İdeal modelde, masif cevher zonunun altında görülen ağsal damarcıklı (stockwork) zon, altere lavlarda %30'un altında kükürt içeriği ve başlıca pirit, daha az oranda bakır sülfid saçınım, damarcık ve çatlak dolguları şeklindedir [75]. Masif cevherden uzaklaştıkça, kükürt yüzdesi düşmekte ve bakır tenörü anomali düzeyine inmektedir. Ağsal damarcıklı zon, çok düşük baz metal içeriği ile yüzlerce metre devam edebileceği gibi, tek başına ekonomik bir kaynak oluşturabilecek bakır tenörüne (ikincil süreçler neticesinde) de sahip olabilmektedir [66]. Troodos Ofiyoliti'ndeki VMS'lerin bir kısmında, tipik olarak

okr (ochre) seviyeleri görülür. Cevher kütlelerinin üst dokanağının tamamında, ya da yer yer görülen okr seviyeleri manganezce fakir, demirce zengin sedimanlardır ve sülfür bantları, parçaları içerebilir [74]. Kırmızı renkli iyi tabakalanmış okr seviyeleri başlıca götit, jarosit, amorf demir oksitler ile daha az hematit ve jips içerir. Okrların kökeninin; fosil bir hidrotermal tepeden (güncel TAG hidrotermal sahası gibi) aşınarak biriken sülfürlerin oksitlenmiş kalıntıları olduğu veya bir sülfür tepesinin dış yüzeyinin doğrudan oksitlenmesi sonucu oluştuğu düşünülmektedir [8]. Bir başka sedimanter birim olarak, daha önceki bölümlerde anlatılan Perapedhi Formasyonu'nda yer alan umberler, Troodos üst yastık lavları içerisinde süresiz ve değişken kalınlıklarda seviyeler halinde bulunmakta ya da bazı yataklarda doğrudan okr ve masif sülfürlerin üzerine gelmektedir [74]. umberler; demirce zengin, çoğunlukla manganezce de zengin, ince taneli, kahve-siyahımsı kahve renkli, hidrotermal bacalardan çıkan sıvıların okyanus suyuyla karışımı sonucunda çöktüğü düşünülen sedimanlardır. umberler üzerine, derin deniz sedimanları (başlıca radyolaryea şeylleri) uyumlu olarak gelmektedir [18]. Okr ve umberlerin yanında, gossan oluşumları da Kıbrıs masif sülfürlerinde sıklıkla karşımıza çıkmaktadır. Masif sülfür cevherleşmesinin bazı metal zenginliğine göre, bazı metal sülfür gossan veya demir sülfür gossan oluşmaktadır [8]. Bir sülfür cevherleşmesinin süperjen alterasyonu sonucunda gelişen gossan oluşumlarında, başlıca götit, hematit, jarosit, limonit ve silika görülürken; bazı metal oksitler, sülfatlar ve karbonatlar da görülebilir. Gossan oluşumu altında, korunmuş bir sülfür cevherleşmesi görülebileceği gibi, aksinin örnekleri de mevcuttur [8].

Tablo 1.2.'te Kıbrıs Adası'ndaki başlıca maden yataklarının önemli özelliklerine yer verilmiştir.

Tablo 1.2. Troodos Ofiyoliti'ndeki önemli yataklara ait literatürden bazı özet bilgiler [66,67]

Maden Yatağı	Limni
Tarihçe	Modern dönemdeki keşfi 1892 yılında başlayan yatakta, yirminci yüzyılın ilk yarısında yeraltı üretimi yapılırken, 1960 sonrası dönemde açık işletmeye geçilmiştir ve 1979'da operasyonlar sonlandırılmıştır.
Rezerv ve Tenör	16 m.ton, %1 Cu, %0,2 Zn, %14 S
Cevherleşme	Silisleşmiş, kloritleşmiş altere lavlar içerisinde pirit ve kalkopirit damarları şeklinde. Masif sülfür zonu bulunmuyor.
Yapısal Kontrol	Polis Grabeni kestiriminin kuzeydoğu kenarında, kuzeye trendli ve güneybatıya dalımlı Limni Fayı ile ilişkili.
Cevherin Stratigrafik Konumu	Üst ve Alt yastık lavlar içerisinde.

Tablo 1.2. Troodos Ofiyoliti'ndeki önemli yataklara ait literatürden bazı özet bilgiler

[66,67] (devamı)

Maden Yatağı	Kinousa Yeraltı
Tarihçe	1950'lerde gözlenen demir şapkalarda yapılan sondaj çalışmaları ile keşfedilmiştir. Tamamı işletilmiştir.
Rezerv ve Tenör	0,3 m.ton, %2,4 Cu, %3,4 Zn, %44 S
Cevherleşme	Altında gelişen kök zonu ile masif sülfid lensi, kalkopirit ve sfaleritçe zengin cevher.
Yapısal Kontrol	Kuzeye trendli güneybatıya dalımlı Kinousa Fayı ile ilişkili.
Cevherin Stratigrafik Konumu	Üst yastık lavların en üst seviyelerinde, cevher üzerine doğrudan sedimanter istif çökelmiş.
Maden Yatağı	Kinousa Açık İşletme (Uncle Charles)
Tarihçe	Jeofizik etütler ile keşfedilmiştir. Tamamı işletilmiştir.
Rezerv ve Tenör	0,22 m.ton, %2,2 Cu, %1,0 Zn, %47 S
Cevherleşme	Altında gelişen kök zonu ile masif sülfid lensi, bakırca zengin.
Yapısal Kontrol	Kuzeye trendli güneybatıya dalımlı Kinousa Fayı ile ilişkili.
Cevherin Stratigrafik Konumu	Üst yastık lavların en üst seviyelerinde, doğrudan yamaç molozunun altında.
Maden Yatağı	Mavrovouni
Tarihçe	Antik cürufaların rehberliğinde, 1919'daki sondajlarla keşfedilmiştir. CMC tarafından 1974'e kadar işletilen yatakta, yer altında 11 m.ton düşük tenörlü cevher (%0,22 Cu, %31,4 S) kaldığı düşünülmektedir.
Rezerv ve Tenör	15 m.ton, %4,5 Cu, %0,5 Zn, %47 S
Cevherleşme	Yastık lavlar içerisinde gelişen masif sülfid lensleri ve etrafını saran mineralize altere lavlar.
Yapısal Kontrol	Muhtemelen kuzeye trendli Troodos Fayının uzantısı ile ilişkili.
Cevherin Stratigrafik Konumu	Üst yastık lavlar içerisinde.
Maden Yatağı	Lefke-Doğu
Tarihçe	CMC tarafından Mavrovouni çevresi sondajlarda limitli bölümü keşfedilmiştir.
Rezerv ve Tenör	1,2 m.ton, %1,6 Cu, %14,9 S
Cevherleşme	Ağsal damarcıklı zon gelişmemiş, birbirinden kopuk lensler şeklinde pirit-kalkozin cevheri.
Yapısal Kontrol	-
Stratigrafik Konumu	Üst yastık lavlar içerisinde.
Maden Yatağı	Bağlıköy (Ambelikou)
Tarihçe	1946-1954 arasında HMC tarafından arama sondajlarında keşfedildi. 1956-1957 arasında yaklaşık 4000 ton cevher test amaçlı yeraltı üretimi ile çıkartıldı.
Rezerv ve Tenör	50.000 tondan az, %3 Cu, %42,6 S
Cevherleşme	Masif sülfid gövdesi, büyük oranda masif pirit, ikincil kalkopirit dolgu ve damarcıkları ile birlikte. Cevherin üst kısmında ikincil kalkozin ve kovelin.
Yapısal Kontrol	-
Cevherin Stratigrafik Konumu	Üst yastık lavlar içerisinde.

Tablo 1.2. Troodos Ofiyoliti'ndeki önemli yataklara ait literatürden bazı özet bilgiler
[66,67] (devamı)

Maden Yatağı	Apliki (Aplıç)
Tarihçe	1930'larda CMC tarafından keşfedilen yataktan, 1973'e kadar yeraltı ve açık işletme ile üretim yapıldı. Hala düşük tenörlü kaynaklar mevcut.
Tonaj ve Tenör	1,65 m.ton, %1,8 Cu, %36 S
Rezerv ve Tenör	Masif sülfid gövdesi ve altındaki ağsal damarcıklı zon şeklinde.
Cevherleşme	Kuzeye trendli iki fay arasında tanımlanan graben ile ilişkili.
Cevherin Stratigrafik Konumu	Üst yastık lavlar ile alt yastık lavların arasında.
Maden Yatağı	West Apliki (Aplıç-Batı)
Tarihçe	CMC tarafından demir şapkalarda yapılan sondajlar ile keşfedildi.
Rezerv ve Tenör	3,6 m.ton, %0,34 Cu
Cevherleşme	Başlıca pirit, kalkopirit ve daha az süperjen sülfitlerden oluşan ağsal damarcıklı cevherleşme.
Yapısal Kontrol	Kuzeye ve doğuya trendli kırık hatlarının kesişiminde.
Cevherin Stratigrafik Konumu	Alt yastık lavlar içerisinde, taban grubuna yakın.
Maden Yatağı	Phoukasa
Tarihçe	1914'te cüraf yığınları ve antik galeriler rehberliğinde keşfedildi.
Rezerv ve Tenör	6 m.ton, % 2,25 Cu, %46 S
Cevherleşme	Masif sülfid gövdesi ve altındaki ağsal damarcıklı zon şeklinde.
Yapısal Kontrol	-
Cevherin Stratigrafik Konumu	Üst yastık lavların üstünde.
Maden Yatağı	Phoenix
Tarihçe	1960'larda CMC'nin Phoukasa yatağında rezerv genişletme çalışmaları ile keşfedildi. Şu anda HCM tarafından üretim yapılıyor.
Rezerv ve Tenör	40 m.ton, %0,4 Cu
Cevherleşme	Kloritlenmiş lavlar içerisinde ikincil bakır mineralleri içeren saçınımlar ve damar/damarcıklar şeklinde.
Yapısal Kontrol	-
Cevherin Stratigrafik Konumu	Üst yastık lavların üstünde.
Maden Yatağı	Three Hills
Tarihçe	Alterasyon ve oksidasyonların sondajlanması ile keşfedildi.
Rezerv ve Tenör	6,2 m.ton, %0,37 Cu
Cevherleşme	Pirit ve kalkopirit damar/damarcıkları şeklinde, üst kısımda kalkozin, kovelin (süperjen zenginleşme)
Yapısal Kontrol	Kuzey-kuzeybatı doğrultulu kırıklar.
Cevherin Stratigrafik Konumu	Üst yastık lavlar içerisinde.

Tablo 1.2. Troodos Ofiyoliti'ndeki önemli yataklara ait literatürden bazı özet bilgiler
[66,67] (devamı)

Maden Yatağı	Alestos
Tarihçe	1960'larda yapılan sondajlarla keşfedildi. O yıllarda yüksek tenörlü kısım üretildi.
Rezerv ve Tenör	0,1 m.ton %1 Cu (üretildi.), 3,2 m.ton %0,34 Cu kaynak kestirimi
Cevherleşme	Masif sülfid gövdesi ve altındaki ağsal damarcıklı zon şeklinde.
Yapısal Kontrol	-
Cevherin Stratigrafik Konumu	Alt yastık lavların üstünde, kısmen ekzalatif oluşum.
Maden Yatağı	Memi
Tarihçe	Demir şapka mostralarının sondajla araştırılması ile 1950'lerde keşfedildi. Cevher tüketildi.
Rezerv ve Tenör	1,5 m.ton, %0,1 Cu, %26 S
Cevherleşme	Sülfirik asit üretiminde kullanılan piritik cevher (iki masif lens ve bol piritli ağsal damarcıklı zon)
Yapısal Kontrol	-
Cevherin Stratigrafik Konumu	Alt yastık lavların içinde, kısmen ekzalatif oluşum.
Maden Yatağı	Agrokipia A
Tarihçe	HMC tarafından demir şapkaların sondajlanması ile keşfedildi.
Rezerv ve Tenör	0,8 m.ton, %1,5 Cu, %0,8 Zn, %46 S
Cevherleşme	Başlıca pirit ve kalkopirit içeren masif sülfid lensi ve altındaki ağsal damarcıklı zon
Yapısal Kontrol	-
Cevherin Stratigrafik Konumu	Üst ve Alt yastık lavların arasında.
Maden Yatağı	Agrokipia B
Tarihçe	HMC'nin arama programı kapsamında bulundu.
Rezerv ve Tenör	4,5 m.ton, %0,4 Cu, 0,6 Zn, %35 S
Cevherleşme	Altere lavlar içerisinde zarflanmış yarı-masif sülfid lensleri (başlıca pirit, kalkopirit, sfalerit)
Yapısal Kontrol	-
Cevherin Stratigrafik Konumu	Alt yastık lavlar içerisinde
Maden Yatağı	Kokkinopezoula
Tarihçe	Demir şapka mostralarının sondajla araştırılması ile 1960'lerde keşfedildi. Cevher tüketildi.
Rezerv ve Tenör	3,5 m.ton, %0,2 Cu, %24 S
Cevherleşme	Masif lens ve bol piritli ağsal damarcıklı zon
Yapısal Kontrol	-
Cevherin Stratigrafik Konumu	Alt yastık lavların içinde.

Tablo 1.2. Troodos Ofiyoliti'ndeki önemli yataklara ait literatürden bazı özet bilgiler
[66,67] (devamı)

Maden Yatağı	Kokkinoyia
Tarihçe	Demir şapka mostralarının sondajla araştırılması ile 1960'lerde keşfedildi.
Rezerv ve Tenör	0,5 m.ton, %3,8 Cu
Cevherleşme	Masif bakırlı pirit ve ilişkili ağsal damarcıklı mineralizasyon.
Yapısal Kontrol	Jeofizik etütler ışığında kuzeydoğu doğrultulu fay.
Cevherin Stratigrafik Konumu	Olivin bazaltlar ile alt yastık lavların kantağında, kısmen ekzalatif.
Maden Yatağı	Peristerka
Tarihçe	Kambia Mines Ltd. tarafından demir şapkanın sondajlanması ile keşfedildi.
Rezerv ve Tenör	0,33 m.ton, %0,8 Cu, %0,3 Zn
Cevherleşme	Başlıca pirit, kalkopirit ve sfalerit içeren masif sülfür lenti ve ilişkili ağsal damarcıklı zon
Yapısal Kontrol	Kuzey trendli kırık hatları.
Cevherin Stratigrafik Konumu	Alt yastık lavlar ile taban grubunun kantağında.
Maden Yatağı	Pitharochoma
Tarihçe	Kambia Mines Ltd. tarafından demir şapkanın sondajlanması ile keşfedildi.
Rezerv ve Tenör	1,4 m.ton, %0,5 Cu, %0,5 Zn
Cevherleşme	Başlıca pirit, kalkopirit ve sfalerit içeren masif sülfür lenti ve ilişkili ağsal damarcıklı zon
Yapısal Kontrol	Kuzey trendli kırık hatları.
Cevherin Stratigrafik Konumu	Alt yastık lavlar ile taban grubunun kantağında.
Maden Yatağı	Kambia (Kokkinonero)
Tarihçe	1960'larda HMC tarafından demir şapkanın sondajlanması ile keşfedildi. Cevher tüketildi ancak ilave kaynaklar HCM tarafından keşfedildi.
Rezerv ve Tenör	1,5 m.ton %30 S
Cevherleşme	Masif pirit lenti ve ilişkili bol piritli ağsal damarcıklı zon.
Yapısal Kontrol	Kuzey trendli kırık hatları.
Cevherin Stratigrafik Konumu	Alt yastık lavlar içerisinde.
Maden Yatağı	Mathiatis
Tarihçe	1930'larda CMC tarafından altın arama projesinde demir şapkaların sondajlanması ile keşfedildi.
Rezerv ve Tenör	2,8 m.ton, %0,2 Cu, %1 Zn, %33 S
Cevherleşme	Ekzalatif masif pirit lenti ve altındaki silisifiye ağsal damarcıklı mineralizasyon.
Yapısal Kontrol	Kuzeybatıya trendli paralel kırık hatlarının oluşturduğu graben.
Cevherin Stratigrafik Konumu	Üst ve alt yastık lavların kantağında.

Tablo 1.2. Troodos Ofiyoliti'ndeki önemli yataklara ait literatürden bazı özet bilgiler
[66,67] (devamı)

Maden Yatağı	Kalavastos
Tarihçe	HMC tarafından 1930-1960 yılları arasında havza etütleri kapsamında çeşitli cevher kütleleri keşfedilmiştir.
Rezerv ve Tenör	6 m.ton, %1 Cu, %0,5 Zn, %35 S (tüm cevher kütleleri toplamı)
Cevherleşme	Başlıca pirit, kalkopirit içeren masif sülfid lensi ve ilişkili ağsal damarcıklı zon
Yapısal Kontrol	Kuzeydoğu doğrultulu, güneydoğuya dalımlı faylar.
Cevherin Stratigrafik Konumu	Üst ve Alt yastık lavlar
Maden Yatağı	Mangaleni
Tarihçe	1970'lerde HMC tarafından demir şapkaların sondajlanması ile keşfedildi.
Rezerv ve Tenör	0,1 m.ton, %1 Cu
Cevherleşme	Başlıca pirit, kalkopirit, sfalerit içeren masif sülfid lensleri ve saçınımlı mineralizasyon. Yer yer süperjen zenginleşme ve nabit bakır oluşumları
Yapısal Kontrol	Kuzeybatı doğrultulu suture zonu.
Cevherin Stratigrafik Konumu	Üst yastık lavlar ve volkanik breşler içerisinde.

1.4.4. Solea Grabeni'nde Yer Alan VMS Yatakları

Solea grabeni; adada keşfedilmiş en büyük sülfid yataklarının bir bölümünü içeren, kuzey-kuzeybatı doğrultulu bir tektonik ortam olarak yorumlanmıştır. Tanımlanan bu graben içerisinde, batıda Mavrovouni (Karadağ) ve Apliki (Aplıç) maden bölgeleri yer alırken, daha doğuda Skouriotissa maden bölgesi yer alır [81,82]. Bu maden bölgelerinde, antik dönemlerden itibaren bakır madenciliği yapıldığı bilinmektedir. Özellikle Skouriotissa ve Mavrovouni madenlerinin etrafında yer alan cürufların Roma dönemindeki metalürjik faaliyetleri temsil etmektedir [83]. Bu cüruflar incelendiğinde, bakır silikat ve bakır oksit formlarında, değişken miktarlarda bakır içerdikleri görülmüştür. Ayrıca, Kıbrıs adası genelindeki cürufların toplam miktarı düşünüldüğünde, antik dönemde yaklaşık 200.000 ton metal bakır elde edildiği tahmin edilmektedir [67,84]. Yirminci yüzyılın başında, Orta Doğu'da baz ve kıymetli metal prospeksiyonları yapan Charles Godfrey Gunther, bu cüruflardan hareketle, adanın modern dönemdeki ilk maden keşfi olan Skouriotissa bölgesi Phoukasa VMS yatağını keşfetmiştir. Bu keşifle birlikte CMC (Cyprus Mines Corporation) şirketi adada yatırıma başlamıştır. Phoukasa yatağının üretime alınması ile birlikte, CMC özellikle Solea grabeninde detaylı maden arama faaliyetleri yürütmüştür. Süreç içerisinde Mavrovouni, Apliki, West Apliki (Aplıç-Batı), Phoenix, Three Hills ve East Lefka (Lefke-

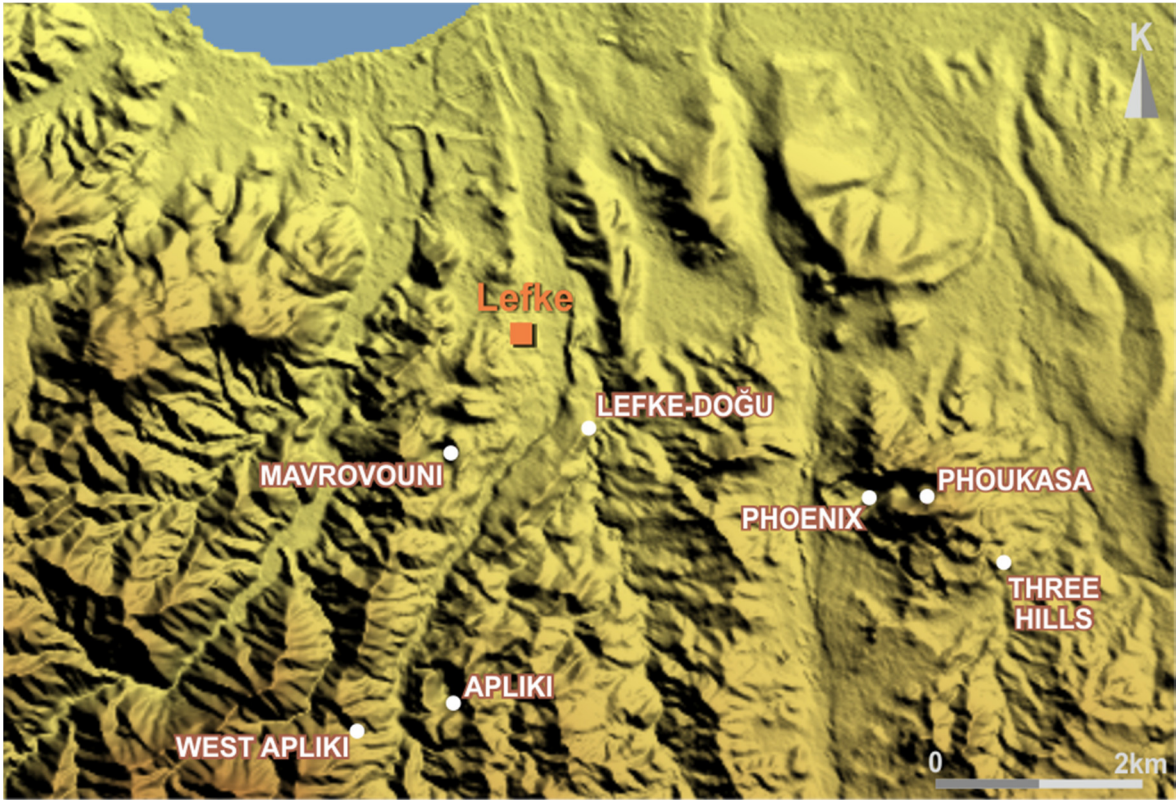
Doğu) cevherleşmeleri CMC tarafından keşfedilmiş ve büyük çoğunluğunda üretime geçilmiştir (Şekil 1.20. ve Şekil 1.21.) [82,83]. 1974 yılında, Türkiye garantör devlet olarak, adada bozulan barışın yeniden tesisi için Kıbrıs Barış Harekatı'nı gerçekleştirmiştir. Harekattan kısa bir süre sonra, CMC şirketi Kıbrıs adasından ayrılmıştır. 1994 yılından itibaren, HCM (Hellenic Copper Mines) şirketi, Güney Kıbrıs Rum Yönetimi'nde madencilik faaliyetlerine başlamıştır ve günümüzde de devam etmektedir. Bu kapsamda, HCM şirketi Skouriotissa bölgesindeki sülfür yataklarında kalan kaynaklardan üretime devam etmiştir. 2013 yılında, Türkiye'den Gürış Holding'in bir iştiraki olan Kuzey Kıbrıs Santral Madencilik Ltd. firması, KKTC'nde metalik maden arama faaliyetlerine başlamıştır. Bu kapsamda, Solea grabeninde de detaylı araştırmalar yapan firma, özellikle Mavrovouni (Karadağ) ve Lefka East (Lefke-Doğu) cevherleşmeleri ve çevresinde sondajlı arama-geliştirme faaliyetleri yürütmüştür. KKTC'nde faaliyetlerine hali hazırda devam eden Kuzey Kıbrıs Santral Madencilik, ekonomik bulduğu sahalarda işletmeye yönelik başvurularını yapmıştır.



Şekil 1.20. CMC şirketi tarafından geçmişte işletilen Mavrovouni (Karadağ) yeraltı madeni çökme gölü ve cevherin yüzeye yakın bölümlerinin alındığı Lefke-A açık ocağı [85]

Solea grabeni ekseninin, Skouriotissa yatakları ile kesiştiği kestiriminde bulunan araştırmacılar, Mavrovouni yatağının eksenin dışında (off-axis) geliştiği yorumunu yapmıştır. Solea grabeni kuzeyde örtü kayalara kadar uzanırken, güneyde Güney Troodos Transform Fayı'na kadar uzanmaktadır [82,86]. Paleomanyetizma çalışmaları, geçmiş

modeli destekler doğrultuda, Solea grabeninin bir yayılma sırtı kenarında listrik faylanmaya bağlı geliştiğini öngörmüştür [87]. Adamides, geçmiş çalışmalarla ortaya koyulan grabenin genel yapısını; detaylı saha çalışmaları ve edindiği jeofiziksel veriler ile doğrulamıştır. Apliki (Aplıç) çevresindeki daykların kuzey-kuzeybatı uzanımları ve dike yakın kuzeydoğuya dalımları, Solea grabeni trendi ile uyum göstermekte ve eksenin daha kuzeydoğuda yer aldığını teyit etmektedir [82]. Bölgenin havadan manyetik verileri, saha çalışmaları ile desteklendiğinde, graben eksenine paralel (kuzey-kuzeybatı doğrultulu) yapısal unsurlar ve buna zıt doğrultuda manyetik (yüksek-düşük) değişimleri görülmüştür. Yine manyetik verilerden hareketle, Mavrovouni ve Apliki yataklarının bulunduğu bölgede görülen düşük manyetik şiddet alanının, kuzey trendli Levha Dayklar ile Yastık Lavları ayıran fayla ilişkili olduğu yorumlanmıştır. Troodos Ormanı Fayı'nın kuzeye devamı olduğu düşünülen bu tektonik hattın, Mavrovouni ve Apliki yataklarının oluşumunda doğrudan etkin olduğu söylenebilir [82,86].

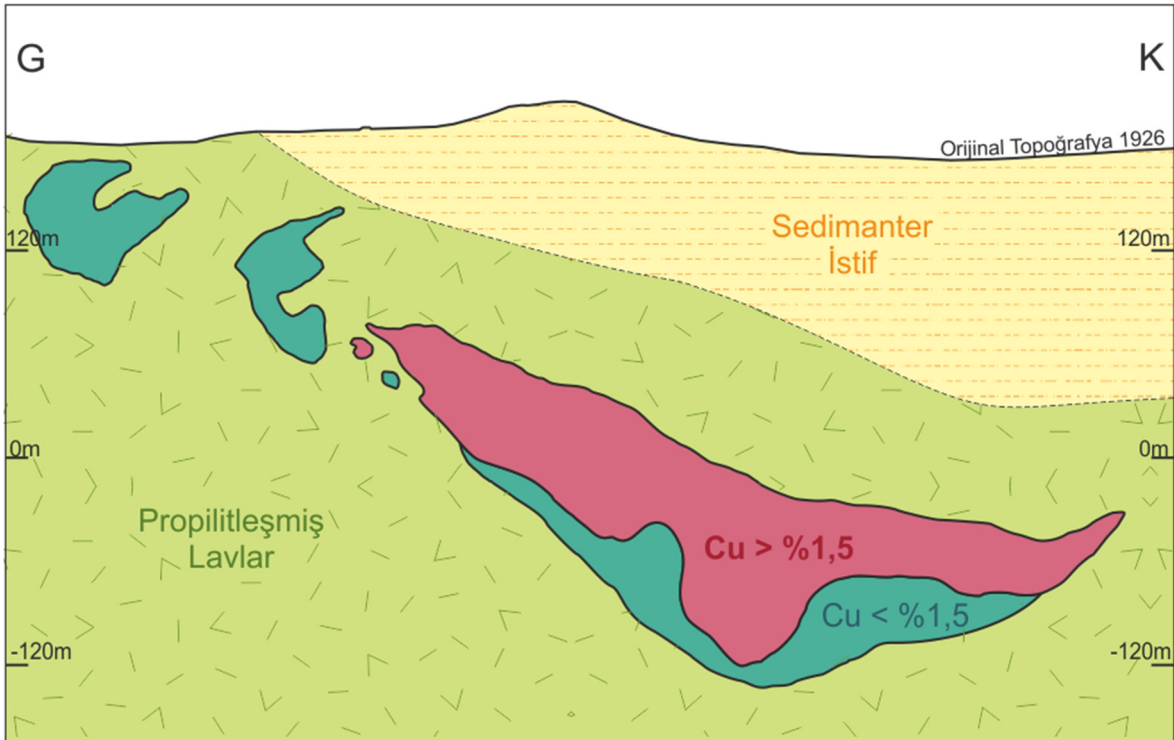


Şekil 1.21. Dijital yüzey modeli (DSM/AW3D-30m) üzerinde Solea Grabeni VMS yatakları

Mavrovouni

Mavrovouni yatağı, Kıbrıs adasındaki metal bakır miktarı bakımından en büyük masif sülfür cevherleşmesidir. Üst yastık lavlar içerisinde yer alan Mavrovouni cevher kütlelerinin

uzun eksenini kuzey-güney doğrultuludur ve eski üretim planlarından yer yer aynı trendli oksitli zonlarla kesildiği görülmektedir (Şekil 1.22.). Bundan hareketle, kuzey trendli kanallar boyunca hidrotermal sistemin çalıştığı ve daha sonra bölgesel oksidasyonlarda da aynı kanalların etkin olduğu düşünülmüştür [82]. Yapılan sondajlar ve arşivlerdeki veriler birlikte ele alındığında, Mavrovouni cevher kütesinin; bir dizi masif bakırlı pirit merceklerinden ve bu merceklerin hemen etrafında ve arasında yer alan daha düşük bakır tenörü ve sülfür yüzdesine sahip ağsal damarcıklı cevherleşmeden oluştuğu söylenebilir. Bu iki zonun dışında, daha düşük sülfür içeriği ve çok düşük bakır tenörüyle saçınımlı cevherleşme derinlere doğru devam etmektedir. Özellikle cevherleşmenin batısında yastık lavlarda propilitleşme oldukça yaygındır. Oldukça geniş zonda gözlenen yeşil renkli bu propilitleşmiş lavlarda başlıca yoğun kloritleşme ve piritleşme görülür. Genel olarak altere veya steril lavlar içerisinde bulunan Mavrovouni cevher kütesi, kuzey ve doğu kanadında sınırlı bölümlerde, doğrudan sedimanter istifin altında yer alır. Bu bölümlerin, hidrotermal akışkanların deniz tabanına ulaştığı eksalatif kısımlar olduğu yorumlanmıştır [82]. Cevher dokusunda görülen yastık lavların ornatılması ile gelişim, eksalatif bölümlerin dışında, cevher kütesinin büyük bir bölümünün muhtemelen deniz tabanının altında oluştuğuna işaret etmektedir [82].



Şekil 1.22. Enine kesit üzerinde Mavrovouni cevher kütesi ([85]'den değiştirilerek)

Lefke-Doğu

Lefke-Doğu cevherleşmesi, tezimizin ana konusu olduğundan ilerleyen bölümlerde detaylı olarak ele alınacaktır.

Apliki

Apliki (Aplıç) cevher kütlesi, CMC tarafından açık ocak ile işletilmiştir [85]. Açık ocak çevresinde yapılan prospeksiyonlar ve arşiv bilgileri birlikte ele alındığında, doğudan ve batıdan yapısal kontrollü masif sülfidin mekanizması daha iyi anlaşılabilmiştir. Doğuda, alt yastık lavlar yaygın kloritleşme ve silisleşme ile batısındaki cevherli lavlarla faylı bir dokanakta yer alır. Batıda ise, hiyaloklastitçe zengin alt yastık lavlar, cevher zonu ile yine faylı dokanakla ayrılmaktadır. Apliki yatağında, tipik ağsal damarcıklı zon üzerinde masif sülfid yer almakta ve masif sülfid üzerine de üst yastık lavlar ve yer yer de tuf seviyeleri gelmektedir. Bundan hareketle, cevherleşmenin küçük bir grabende olduğu ve üzerine gelen lav ve tuf seviyeleri ile korunduğu düşünülmektedir [82].

West Apliki

West Apliki (Batı Aplıç) yatağı, büyük oranda saçınımlı tipte cevherleşme ile temsil edilirken, yüzeyleyen bölümlerinde yaygın hematitleşme ve limonitleşme görülür. Alt yastık lavlar içerisinde yer alan cevherleşme, Levha dayklar ile alt yastık lavlar arasındaki faylı dokanağa yakındır [88]. Cevher mineralleri olarak başlıca pirit ve kalkopirit görülürken, oksitli üst kesimlerde limonit, hematit ve götit izlenir. Oksitli zonun altında sülfidli cevherde pirit genel olarak korunurken, kalkopirit ikincil sülfidlere (kalkozin, bornit, kovellin) dönüşmüştür. West Apliki cevherleşmesinin yerleşiminde, kuzey-kuzeydoğu doğrultulu bir fay etkin olmuştur. Bölgedeki levha daklar ile benzer doğrultu ve eğim yönüne sahip bu fayın, tavan bloğunda en yüksek tenörlü cevher yer alırken, güney bölümünde fay boyunca kuvvetli oksidasyon görülür [82].

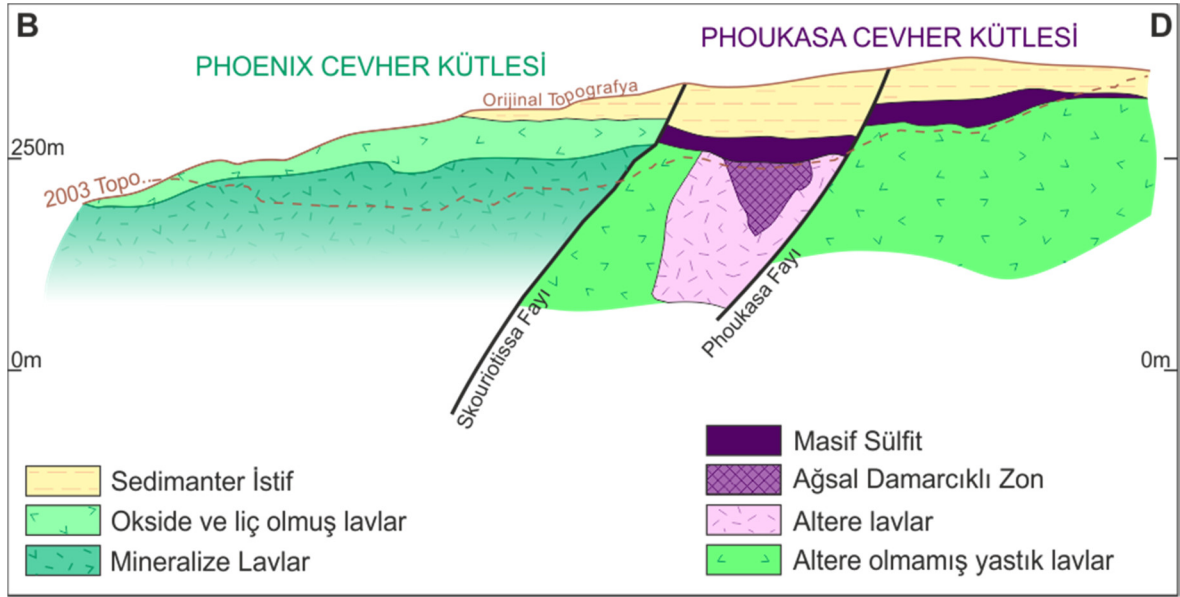
Phoukasa

Phoukasa yatağı, tipik Kıbrıs-tipi masif sülfid modeliyle örtüşmektedir [89]. Enine geniş bir masif sülfid merceğinden oluşan cevher kütlesi, kuzey doğrultulu bir genç fay (Phoukasa Fayı) tarafından doğu ve batı cevher kanatlarına ayrılır (Şekil 1.23.). Masif sülfid gövdesi üzerinde, doğrudan okr seviyeleri yer alır ve üzerine gelen umberler ile istif devam eder. Masif sülfid gövdesi, çoğunlukla altere olmamış yastık lavlar üzerinde yer alırken, kuzey-kuzeybatıda masif sülfidin hemen altında ağsal damarcıklı (stockwork) zon tanımlanmıştır. Başlıca kuvars, pirit ve kalkopirit saçınım ve damarcıkları içeren ağsal damarcıklı zon,

derine doğru azalan cevherleşme ile yaygın olarak alterasyona uğramış lavlara geçiş gösterir [82]. Ağsal damarcıklı zonun, yanal yönde altere olmamış yastık lavlara geçişinde ise, baskın alterasyon mineralleri kloritten smektite dereceli bir geçiş gösterir. Buna göre, ağsal damarcıklı zonun merkezinde yüksek sıcaklık (300-350 derece) mineralleri görülürken, altere olmamış lavlara doğru gidildikçe düşük sıcaklık alterasyon minerallerine geçiş görülür [90]. Phoukasa cevher kütesinin üzerine, doğudaki bazı bölümlerde ince tabakalı piritli çörtler gelmektedir. Bu piritli çörtlerin hidrotermal kökenli olduğu ve eşdeğer ortamlardaki silisli sıcak su çökelleriyle benzerlik gösterdiği düşünülmektedir [91].

Phoenix

Phoenix yatağı, oldukça geniş alanda gelişen bir saçınımlı cevherleşme ile temsil edilir. Kuzeydoğuda Skouriotissa Fayı ile sınırlanan cevherleşmenin diğer yönlerdeki sınırları geçişli olarak gözlenir (Şekil 1.23.). Yan kayacı oluşturan olivin bazaltlardan cevherli zonlara yaklaşıldıkça; ilk olarak yastık yapılarının aralarında görülen hematitleşmeler yoğunlaşır. Devamında kloritleşme başlar ve şiddetini arttırarak altere ve cevherleşmiş lavlara geçilir [82]. Phoenix cevheri çoğunlukla, yoğun kloritleşmiş, zayıf silisleşmiş yastık lavlar içerisinde pirit saçınım ve damarcıkları şeklindedir. Cevher formu, yastık yapıları arasındaki boşluklarda gözlenen sülfid damarcıkları ve yastık lavlar içinde piritli saçınımlar şeklinde özetlenebilir. Cevherleşmiş lavlarda yer yer yastık yapıları gözlenebilirken, yer yer tektonizma ve yüzey sularının etkisiyle yastık yapıları bozulmuştur. Cevherli yastık lavlar arasında, yer yer görülen masif lav akmaları görece daha zayıf cevher içermeleri ile ayrılırlar. Cevherde, birincil kalkopirit nadiren görülürken, üst seviyelerde (oksitli zonda) bakır oksit mineralleri ve alt seviyelerde ise ikincil bakır sülfidler hakimdir. Phoenix bakırlı cevherinde, başlıca ikincil mineral kalkozin iken, bununla beraber atakamit ve delafosite de rastlanır. Yan kayaç alterasyonu, Kıbrıs sülfid yataklarında tipik olarak görülen, kuvars-klorit birlikteliğinden oluşur [82].



Şekil 1.23. Phoukasa ve Phoenix yataklarını gösterir jeolojik kesit [82]

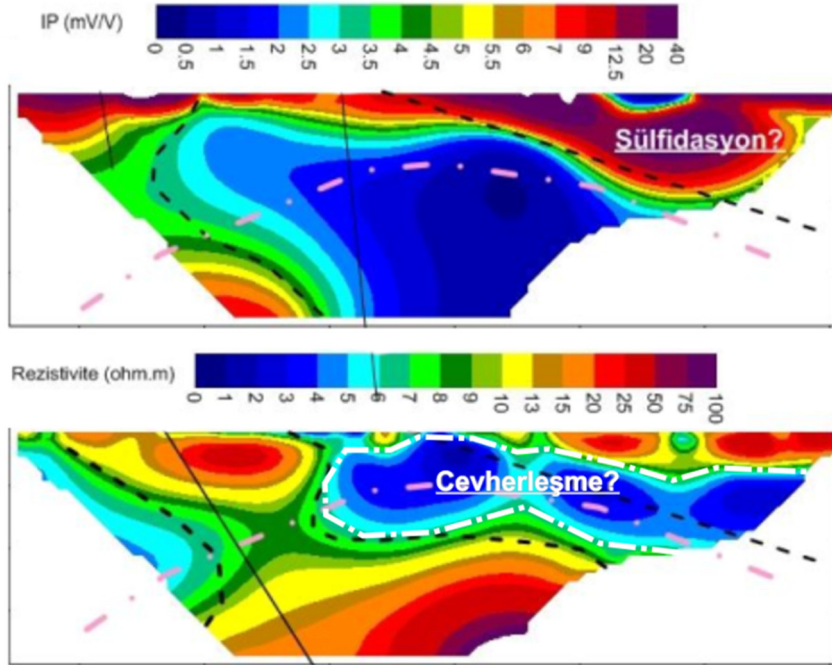
Three Hills

Three Hills yatağı (K-Zonu), Phoukasa'nın güneydoğusunda CMC şirketi tarafından keşfedilmiştir. Cevherleşme, Kıbrıs'taki bazı yataklarda görülen belirgin gossan oluşumunu içermezken, yüzeyde zayıf demir oksitleşme gösterir. Phoenix'e benzer olarak, yastık lavların (yer yer de masif lav akmalarının) cevherleşmesi söz konusudur [92]. Cevherli zonun etrafı yaygın kloritleşmiş kayalar ile çevrilidir. Cevher mineralleri başlıca pirit, kalkopirit ve yer yer sfalerittir. Cevherleşmiş lavlar içerisinde sülfidler, kuvars ile birlikte damarlar şeklinde ve kayaç içerisinde saçınımlar halinde yer alır. Three Hills yatağı, litolojik ve yapısal olarak elverişli ortamda (deniz tabanının altında) gelişen bir cevherleşme olarak tanımlanabilir. Skouriotissa Fayı'nın güneye uzantısı üzerinde konumlanan Three Hills, bu faya bağlı bir kırığın kontrolünde yerleşmiş olabilir. Cevherleşmede tanımlanan bazı sülfid damarlarının ve fayların, Skouriotissa Fayı'na uygun doğrultulu oluşu bu görüşü destekler niteliktedir [82].

2. LEFKE-DOĞU (LEFKA EAST) KIBRIS TİPİ VMS YATAĞI

2.1. Genel Bilgi

Daha önceki bölümlerden bilindiği üzere, CMC şirketi özellikle Solea grabeninde bulunan sülfid yataklarını uzun yıllar işletmiştir, aynı zamanda süreç içerisinde arama-geliştirme çalışmaları ile bazı yataklarda rezerv geliştirmiş veya doğrudan yeni yataklar keşfetmiştir. Mavrovouni yatağı etrafında geniş alanda jeofizik (elektromanyetik yöntemle) etütler yapan firma, sondajlarla potansiyel anomalileri test etmiştir. Lefke-Doğu cevherleşmesi de 1960-1970 arası dönemde, jeofizik anomalilerden yola çıkılarak, az sayıda sondaj ile sınırlı alanda araştırılmıştır. Ardından cevherleşmenin özelliklerini daha detaylı araştırabilmek için bir desandre açılmıştır. Literatürde Lefke-Doğu cevherleşmesine atfen verilen bilgiler, CMC'nin yukarıda ifade edilen araştırmalarına ait arşiv kayıtlarından elde edilmiştir ve sınırlı bilgi sunmaktadır. Yakın geçmişte, Kuzey Kıbrıs Santral Madencilik Ltd. firması, KKTC'deki metalik maden arama projesi kapsamında, Lefke-Doğu cevherleşmesini de içine alan oldukça geniş alanlarda jeofizik (IP/Rezistivite) etütler yapmıştır (Şekil 2.1.). Literatür ve arşiv bilgileri de dikkate alınarak yorumlanan jeofizik etütler ve detaylı maden jeolojisi çalışmaları neticesinde, Lefke-Doğu cevherleşmesi ve diğer potansiyel görülen pek çok alanda ileri safha araştırmalara geçilmiştir.



Şekil 2.1. Lefke-Doğu cevherleşmesiyle ilişkilendirilen yüksek IP ve düşük rezistivite anomalileri (Kuzey Kıbrıs Santral Madencilik Ltd. jeofizik etütlerinden elde edilmiştir.)

İleri safha çalışmalar kapsamında, Lefke-Doğu cevherleşmesi ve çevresinde sondajlı aramalara geçilmiştir. PQ ve HQ çapta wireline sistemde karotlu sondaj tekniği ile uluslararası normlara uygun yürütülen 50'ye yakın sondajdan elde edilen karot numuneleri, sektör standartlarına uygun olarak loglanmış ve gerekli görülen bölümler örneklenerek, analiz ve testlere tabi tutulmuştur (Şekil 2.2.). Bu analiz ve testler kapsamında, 243 örneğin ICP-MS analizi yaptırılarak, cevher kütlelerinin sınırları, baz ve kıymetli metal tenörleri ortaya koyulmuştur. Ayrıca, cevherleşmenin jeolojisi ve mineralojisinin belirlenmesi amacıyla; 5 örnekte elektron mikroskobu incelemesi, 1 örnekte XRD tüm kayaç incelemesi, 1 karma cevher numunesinde MLA analizi, 4 örnekte petrografi incelemesi, 8 örnekte cevher mikroskobisi incelemesi yapılmıştır. Bütün bu detaylı çalışmalar ile elde edilen verilerden yararlanılarak, ilerleyen bölümlerde cevherleşmenin jeolojisi, mineralojisi ve kökeni anlatılacaktır. Cevherli zonların baz ve kıymetli metal tenörleri, kuyu lokasyonları, karotların metrajları, kaynak ve rezerv modellemesi gibi bazı detay veriler tez çalışmasında kullanılmıştır ancak verilerin sahibi firmanın gizlilik prensipleri gereği paylaşılmayacaktır.

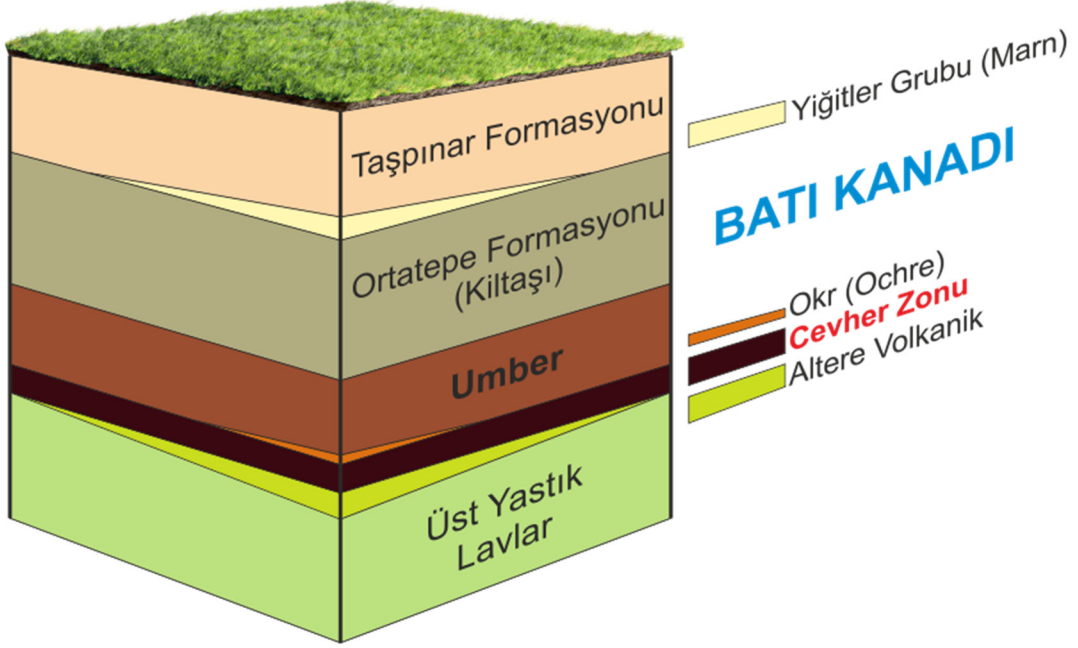


Şekil 2.2. Karotlu sondaj ve detay loglama çalışmalarından görüntüler

2.2. Stratigrafi

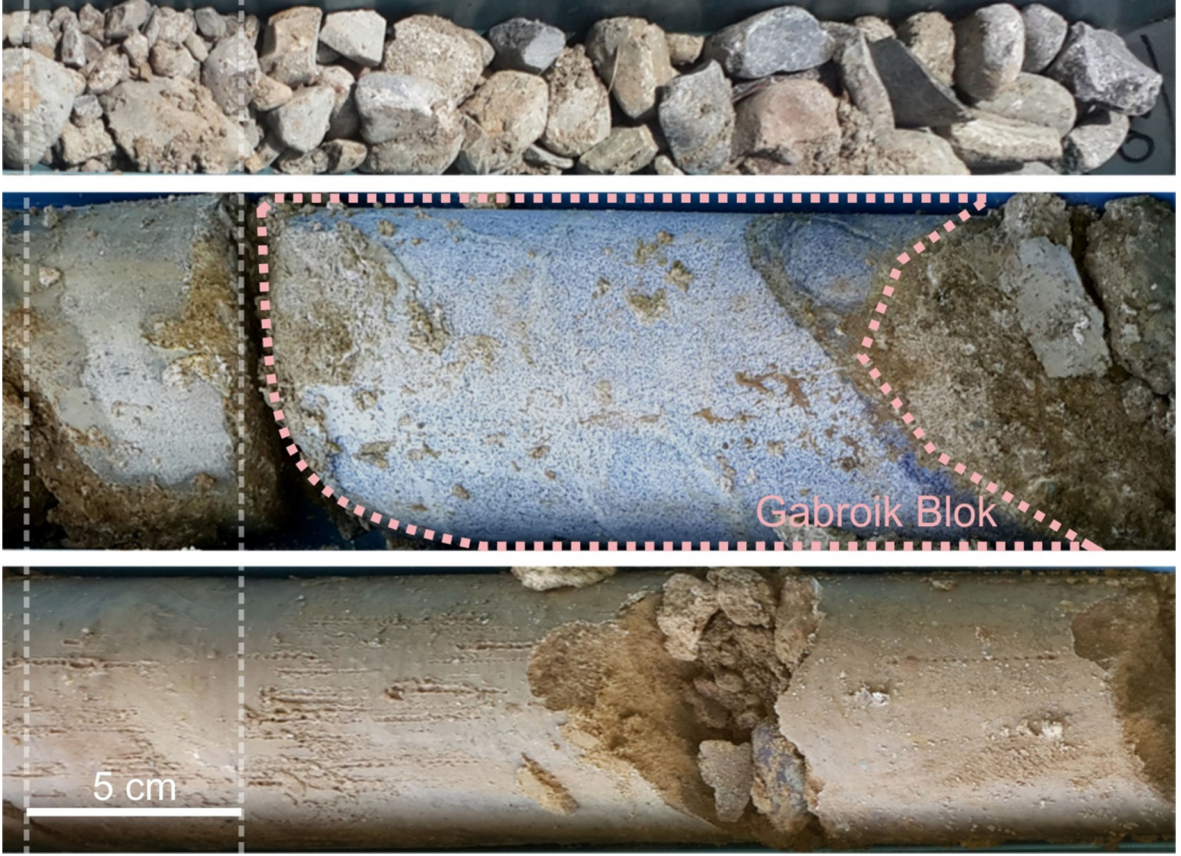
Lefke-Doğu cevherleşmesine yönelik tamamlanan çok sayıda sondajın neticesinde, cevher zonu stratigrafik özellikleri bakımından iki farklı bölüme (batı ve doğu kanadı) ayrılmıştır. Bu bölümde cevher zonunun altında ve üstünde yer alan farklı litolojik birimler batı ve doğu kanadı için ayrı ayrı ele alınarak, cevherleşmenin yer aldığı jeolojik istif tanımlanacaktır.

2.2.1. Batı Kanadı



Şekil 2.3. Batı kanadında cevher zonunun yer aldığı stratigrafi

Batı kanadındaki cevher zonu ile cevher zonunun altında ve üstünde tanımlanan litolojiler Şekil 2.3.'te gösterilmiştir. Yüzeyledeki bitkisel toprak örtünün altında, ilk olarak Lefke Deresi'nin eski taraçalarını temsil eden seviyeler Taşpınar Formasyonu olarak ayırt edilmiştir. Bu seviyeler, ağırlıklı olarak bazik ve ultrabazik blok ve parçalardan oluşmaktadır. Bu blok ve parçalar sarı-kahve renkli ince çakıltaşı ve kumtaşı ile çimentolanmıştır. Bazı seviyelerde ise, blok ve parçalar görülmezken, istif tamamen sarı-kahve renkli kumtaşı-silttaşı şeklinde gözlenmektedir (Şekil 2.4.). Taşpınar Formasyonu'nda gözlenen blok ve çakıllar, orta-iyi derecede yuvarlaklaşmıştır ve başlıca gabroik kayalar, az oranda diyabazlardan oluşmaktadır. Nadiren de olsa, bu blok ve çakıllar arasında peridotitler de gözlenmiştir. Özellikle peridotit parça ve çakıllarının da gözlenmesi ile Lefke Deresi'nin geçmiş dönemlerde, Troodos masifinin merkezinden itibaren malzeme getirdiği ve oldukça geniş bir vadi oluşturduğu düşünülmektedir.

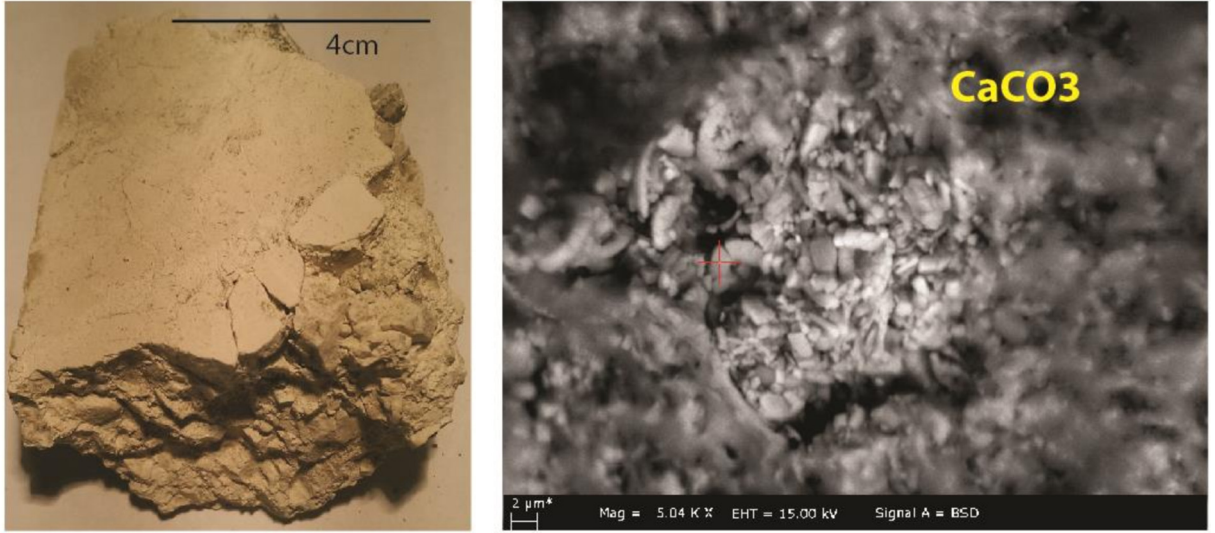


Şekil 2.4. Taşpınar Formasyonu'na ait, sırasıyla (yukarıdan aşağıya) bazik ve ultrabazik çakıllar, gabroik blok ve sarı-kahve renkli kumtaşı-silttaşı seviyesi karot fotoğrafları (kuyu adı: MD-5, karot çapı: 6,35 cm)

Batı kanadının doğusundaki bazı bölümlerde, Taşpınar Formasyonu'nun altında, Yiğitler Grubu'na ait marn seviyeleri geçilmiştir (Şekil 2.5). Açık krem-beyaz tonlarda gözlenen marn seviyeleri, taramalı elektron mikroskobunda incelendiğinde, büyük oranda mikro kristalin CaCO_3 minerallerinden ve yer yer de silikat grubu minerallere ait kırıntılardan oluştuğu gözlenmiştir (Şekil 2.6.).



Şekil 2.5. Çakıltaşları (üstte) altına uyumsuz olarak gelen marn seviyeleri (altta, beyaz-krem renkli), (kuyu adı: MD-3, karot çapı: 6,35 cm)



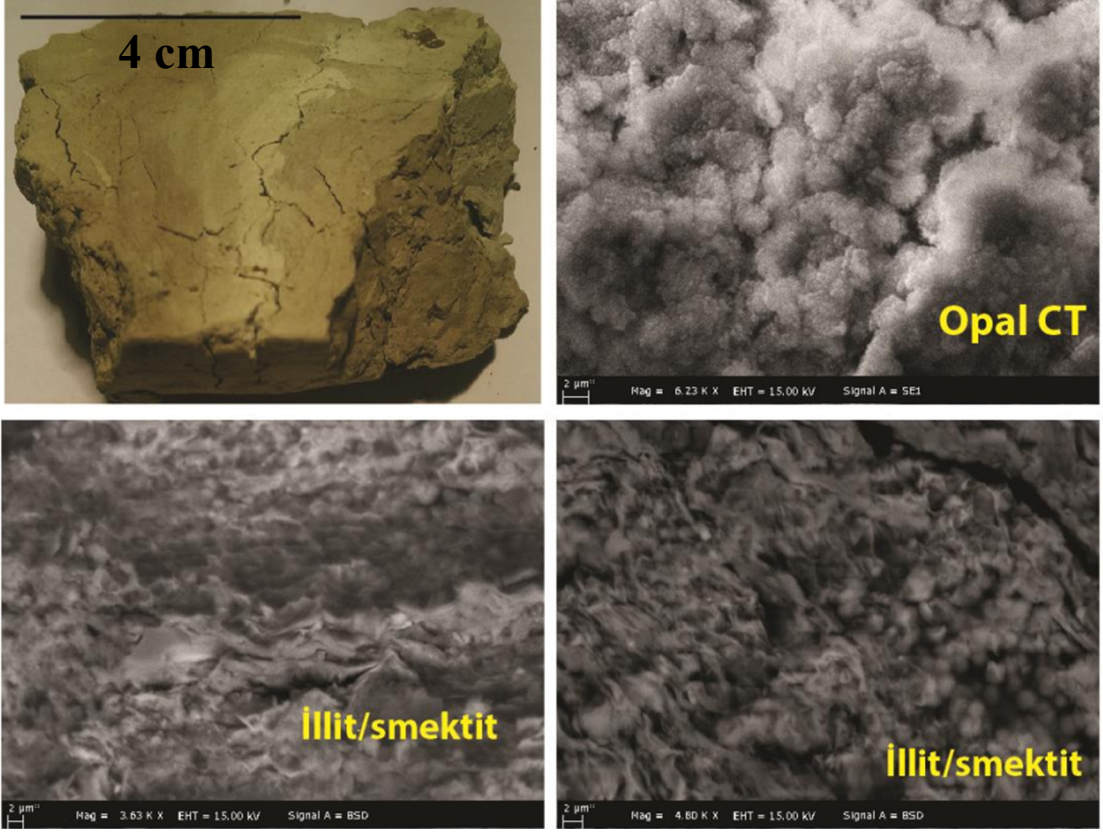
Şekil 2.6. Marn seviyesinden alınan el örneğinde gözlenen CaCO_3 minerallerine ait SEM mikrografları

Çoğu lokasyonda Taşpınar Formasyonu altına, bazı bölümlerde ise krem renkli marnların altına, oldukça kalın bir kiltası istif gelmektedir (Şekil 2.7.). Gri, bej, açık yeşilimsi, açık kırmızımsı renklerde gözlenen kiltası istif, Ortatepe Formasyonu içerisinde (farklı araştırmacıların adlandırmalarına göre Kannaviou Fm.) tanımlanmıştır. Kiltaları içerisinde yer yer gözlenen volkanoklastik kumtaşı ve silttaşı seviyeleri ve geçmiş araştırmacıların çalışmaları birlikte yorumlandığında, istifin Troodos volkaniklerinin derin deniz ortamında erozyonundan kaynaklandığı düşünülmektedir. İstife hakim olan kiltası seviyeleri, muhtemelen karbonat çözünme derinliği altında yavaş depolanmanın, volkanoklastik kumtaşı seviyeleri ise hızlı depolanmanın ürünüdür [93].

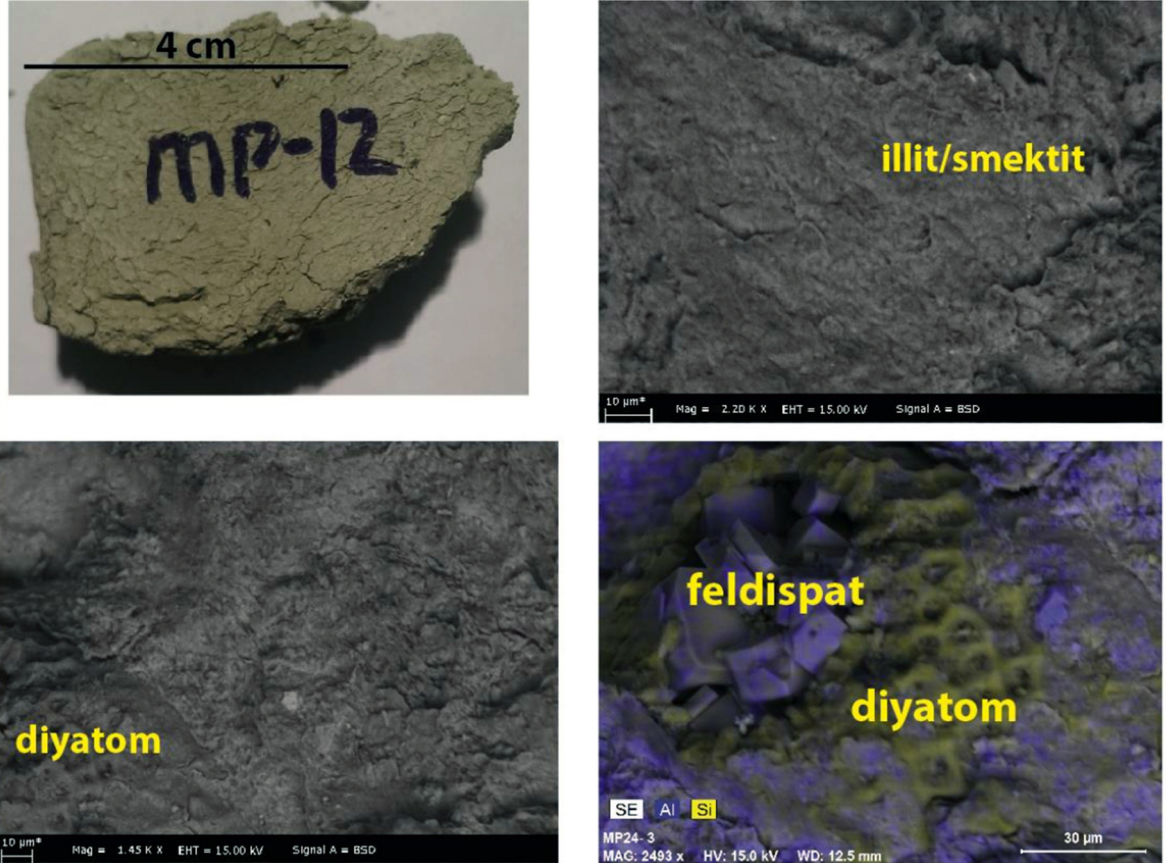


Şekil 2.7. Kiltaşlarına ait karot fotoğrafları (kuyu adı: MD-3, karot çapı: 6,35 cm)

Ortatepe kiltaşlarının mineralojisini araştırmak amacıyla, farklı seviyelerden MP-11 ve MP-12 örnekleri alınmıştır. MP-11 örneğinde, yaygın olarak karışık katmanlı yapıda illit/smektit grubu kil mineralleri ve az oranda Opal CT (Kristobalit-Tridimit) gözlenmiştir (Şekil 2.8.). Bununla birlikte, volkanojenik kökenli plajiyoklaz ve apatit kristallerine rastlanmıştır. Ayrıca, nadiren Cu/Fe içeren zerreler gözlenmiştir. MP-12 örneğinin ise, yaygın olarak illit/smektit grubu kil mineralleri ve yer yer silisli diyatom kavrıkları içerdiği belirlenmiştir. Ayrıca, diyatomlar ile birlikte özşekli feldispatların da bulunduğu gözlenmiştir (Şekil 2.9.).

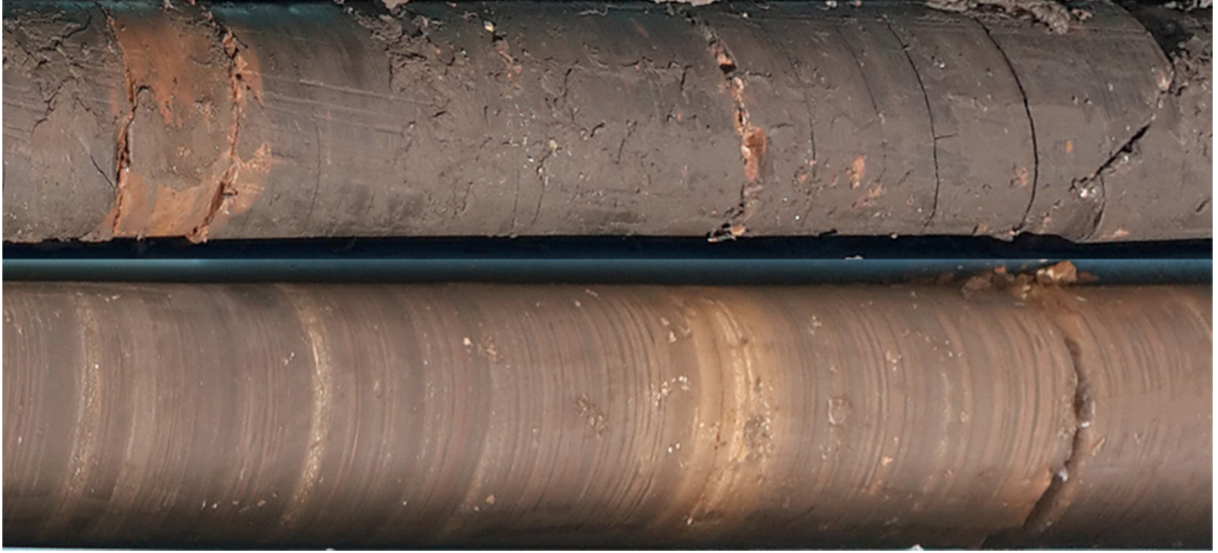


Şekil 2.8. MP-11 el örneği ile opal CT ve illit/smektit minerallerine ait SEM mikrografları



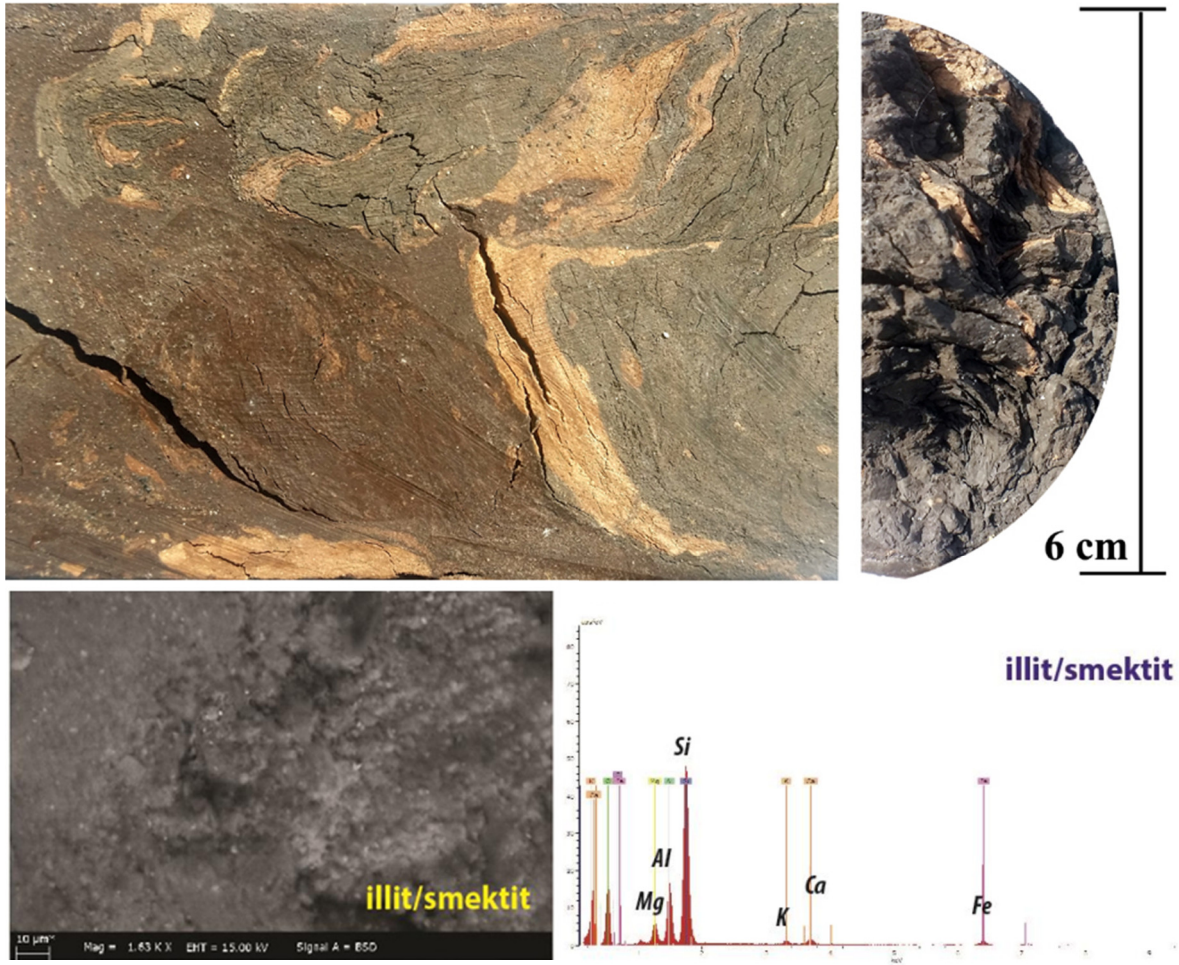
Şekil 2.9. MP-12 el örneği ve SEM mikrografları

Lefke-Doğu cevherleşmesinde batı kanadında, yukarıda tanımlanan kiltası istifinin altına amber/"umber" seviyeleri gelmektedir. Açık-koyu kahve renk aralığında gözlenen umber seviyeleri, batı kanadında cevherin hemen üzerinde yer almaktadır. umber seviyelerinin, batı kanadında, cevher zonu üzerindeki kalınlığı 5 ila 40 metre arasında değişmektedir.



Şekil 2.10. UMBER seviyelerine ait karot fotoğrafları (kuyu adı: MD-18, karot çapı: 6,35 cm)

Farklı sondajlarda gözlenen amber/"umber" seviyelerinde, hakim olan açık-koyu kahve rengin yanında, kırmızımsı kahve ve siyaha yakın çok koyu kahve renkli seviyeler de gözlenmiştir. Bunun yanında Şekil 2.10.'da görüleceği üzere, umberlerin bazı bölümleri açık ve koyu bantlar şeklinde tabakalı yapıdadır ve bu bölümlerin az oranda silisli olduğu gözlenmiştir. Silisli bu bölümler daha sert ve konkoidal kırılımla gözlenirken, umber seviyelerinin geneli daha yumuşak, yer yer yağsı ve oldukça gözeneklidir [8]. Çok ince taneli sedimanlardan oluşan amber/"umber" seviyeleri yüksek gözenekliliğinin yanında, düşük yoğunluğu ile de ayırt edilmektedir. Jeokimyasal olarak başlıca Fe-Mn oksit ve hidroksitlerinden oluştuğu düşünülen umber seviyelerinde illit/smektit grubu kil minerallerine bolca rastlanır [95,96] (Şekil 2.11). Ayrıca yer yer, Troodos volkaniklerinden kaynak aldığı düşünülen ilksel özşekilli feldispat mineralleri de gözlenmiştir.



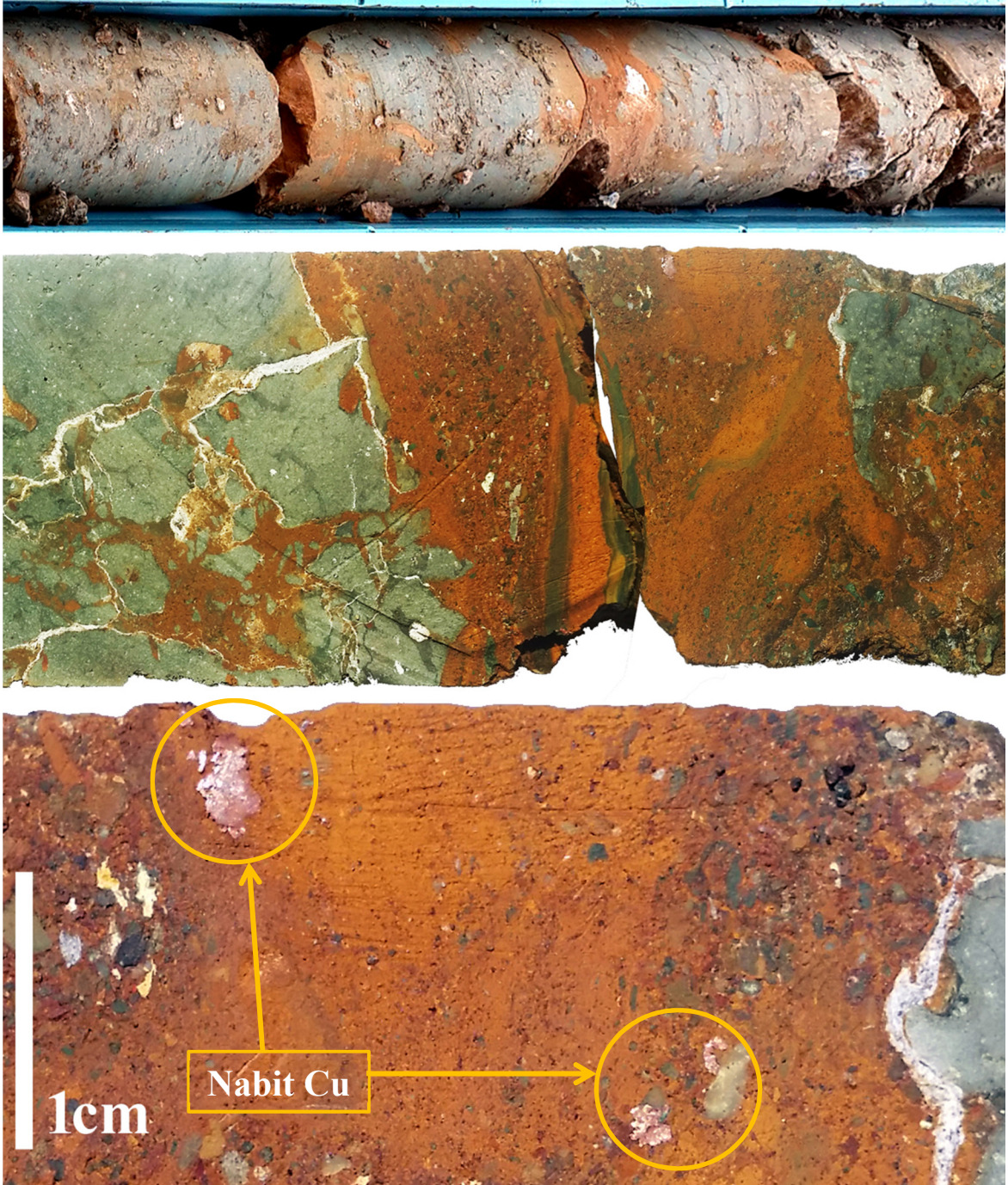
Şekil 2.11. MP-10 el örneği (yarılanmış karot) ile bu örneğe ait SEM mikrografları ve EDS kullanılarak elde edilmiş element spektrumu

Robertson ve Hudson [96] Güney Kıbrıs'ta ferromanganiyen sedimanlarda detaylı çalışmalar yürütmüştür. Çalışmalarda aldıkları umber örneklerinin analizlerinde yüksek Fe ve Mn konsantrasyonunun yanında, iz geçiş metallere Ni, Cu ve Zn anomalileri de göze çarpmaktadır. Lefke-Doğu cevherleşmesi batı kanadında, MD-3 nolu sondajda kesilen cevher zonunun 2 metre üzerindeki umber seviyesinden alınan MSC1 örneğinin analiz sonuçları, Tablo 2.1.'de Robertson ve Hudson'un çalışmasındaki sonuçlar ile karşılaştırılmıştır. Buna göre, MSC1 umber örneğinin, diğer örneklerle oranla oldukça düşük demir yüzdesine sahip olduğu, alüminyum yüzdesinin ise görece oldukça yüksek olduğu görülmüştür. Bunun yanında, MSC1 örneğinin bakır içeriğinin % 0,07 ile diğer umber örneklerine göre daha düşük olduğu tespit edilmiştir.

Tablo 2.1. Umberlere ait kimyasal analiz sonuçları

<i>% metal</i>	MSC1 umber örneği	Açık kahve umber [96]	Kahve umber [96]	Koyu kahve Umber [96]
Fe	7,09	44,0	32,5	28,6
Mn	>1,0	1,6	2,4	12,5
Al	5,51	2,0	0,95	1,73
Ti	0,25	0,13	0,06	0,11
Ca	1,11	0,4	0,7	0,9
<i>ppm</i>				
Cu	701	803	1200	1180
Ni	137	336	130	335
Pb	172	179	77	246

Yukarıda detaylı olarak ele alınan umber seviyesinin altında cevher zonu yer almaktadır. Cevher zonu, sonraki bölümlerde detaylı olarak ele alınacaktır. Lefke-Doğu cevherleşmesinin batı kanadında, cevher zonunun hemen altında yer alan, volkaniklerde (üst yastık lavlarda yer alan) alterasyon görülmektedir. Sondajların bütünü ele alındığında, bu altere volkaniklerin çoğunlukla 2-5 metre kalınlıkta olduğu görülmüştür. Birkaç lokasyonda ise alterasyonun yalnızca 5-10 cm kalınlıkta olduğu gözlenmiştir. Volkaniklerde görülen bu alterasyon, makroskobik ölçekte, başlıca demir oksitleşme ve kloritleşme olarak izlenmiştir (Şekil 2.12). Ayrıca yer yer görülen yoğun kloritli ceplerde nabit bakır pulcukları da görülmüştür.



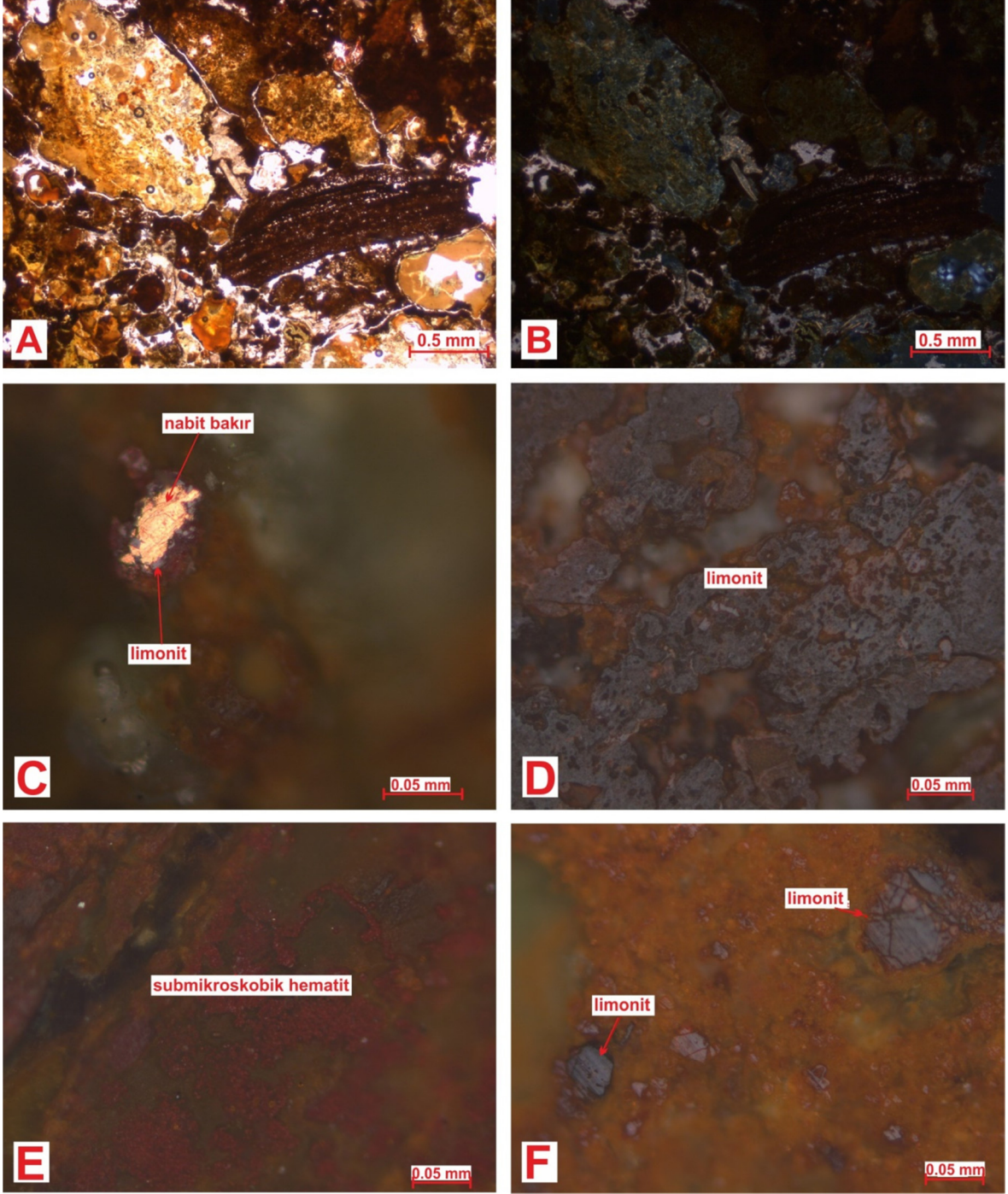
Şekil 2.12. Altere volkaniklerin tam karot görüntüsü ile MSC2 örneğinin yarılanmış karot görüntüsü ve yakın çekim nabit bakır pulcukları (kuyu adı: MD-3, karot çapları: 6,35 cm)

Altere volkaniklerin özelliklerinin daha iyi anlaşılabilmesi için MD-3 sondajından MSC2 örneği alınarak detaylı incelemeler yapılmıştır. MSC2 örneği makroskobik olarak ele alındığında; yeşil, gri renkli yastık lavların zayıf zonlarında, çatlaklarında ve özellikle yastık yapıları arasında yoğun demir oksitleşme görülmektedir. Bu altere bölümlerde

başlıca limonit, götit, nadiren korunmuş pirit tanecikleri ve yer yer nabit bakır pulcukları görülmüştür. Ayrıca, ince karbonat-kuars damarcıkları ve seyrek olivin fenokristalleri görülmüştür.

MSC2 örneğinden hazırlanan ince kesitte vitroklastik doku tanımlanmıştır (şekil 2.13.). Köşeli ve yuvarlağımsı şekillerde ve demirle boyanmış altere kayaç parçalarında opaklaşma ve kloritleşme izlenmiştir. Alt zeminde (hamur) ise kayaç parçaları arasında demir hidroksit boyamalı opak mineraller, klorit ve az oranda karbonat tanımlanmıştır. İleri derecede altere olduğu görülen MSC2 rneği yastık lavlar içerisindeki hiyaloklastit seviyelerini temsil etmektedir.

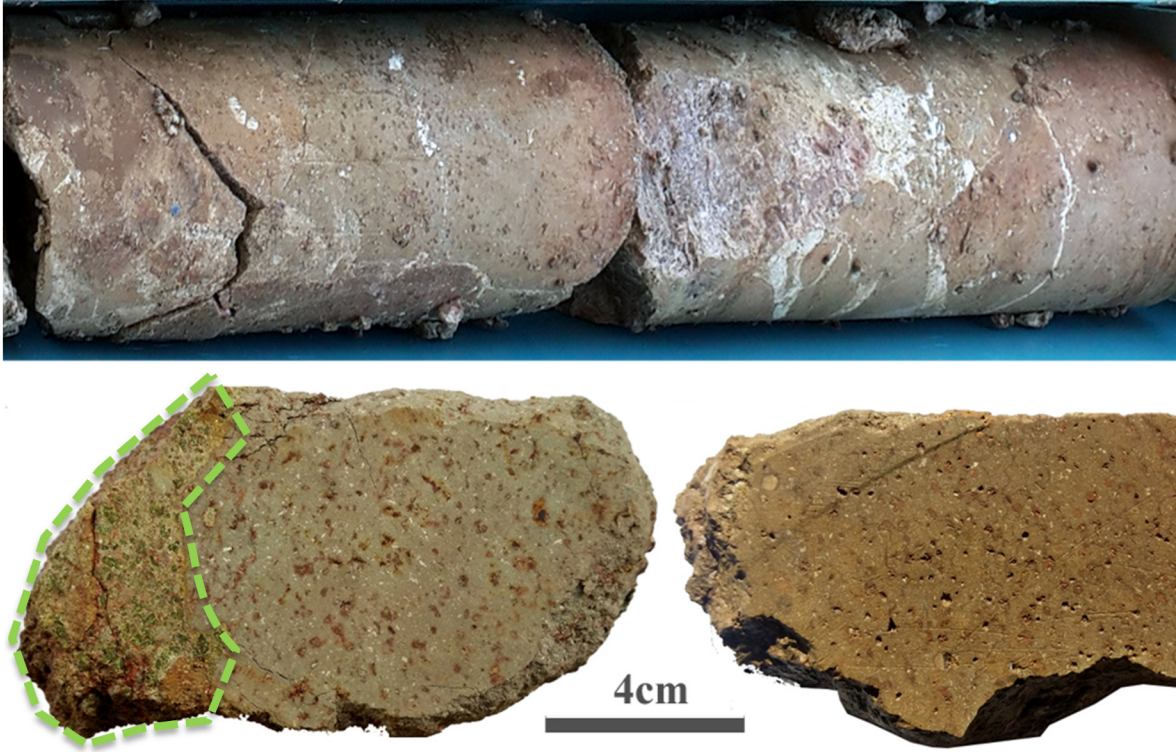
MSC2 örneğinden hazırlanan parlatma, cevher mikroskobunda incelenmiştir. Limonit boyamasının yaygın olduğu örnekte, özşekilsiz ve yarı özşekilli taneler halinde ya da boyamalar içerisinde submikroskobik tane boyunda ya da az oranda kolloform dokulu olarak limonit mineralleri tespit edilmiştir. Eser miktarda, demir boyaması içerisinde submikroskobik hematit tespit edilmiştir. Ayrıca eser miktarda, limonit içerisinde 80 mikron tane boyunda nabit bakır bulunmaktadır (şekil 2.13.).



Şekil 2.13. MSC2 örneğinin ince kesit ve parlatma incelemelerinde gözlenen; A: vitroklastik dokuda gözlenen demirle boyanmış kayaç parçaları (tek nikol), B: kloritleşmiş altere kayaç parçaları (çift nikol), C: limonit içerisinde gözlenen nabit bakır, D: böbreğimsi dokuda limonit, E: çok ince taneli hematit, F: demir boyaması içerisinde yarı özşekilli limonit.

Batı kanadında, volkaniklerdeki alterasyondan (demir oksitleşmeden) sonra, Üst Yastık Lavlar devam etmektedir. Batı kanadında yapılan tüm sondajlar göz önüne alındığında; üst

yastık lavların, yeşil, gri, kırmızı renklerde; yastık lavlar, yastık lav breşleri, lav akmaları, hiyaloklastitler ve olivin bazaltların birlikteliğinden oluştuğu görülmüştür. Denizaltı volkanizmasının bu farklı ürünleri; sondajlarda, çeşitli kalınlıklarda ve birbiriyle geçişli olarak kesilmiştir. Kesilen bu yastık lavlarda, yer yer kalsit dolgu ve damarcıkları, yer yer gaz boşlukları, yer yer ise yastık aralarında palagonit (bozunmuş volkan camı) gözlenmiştir.

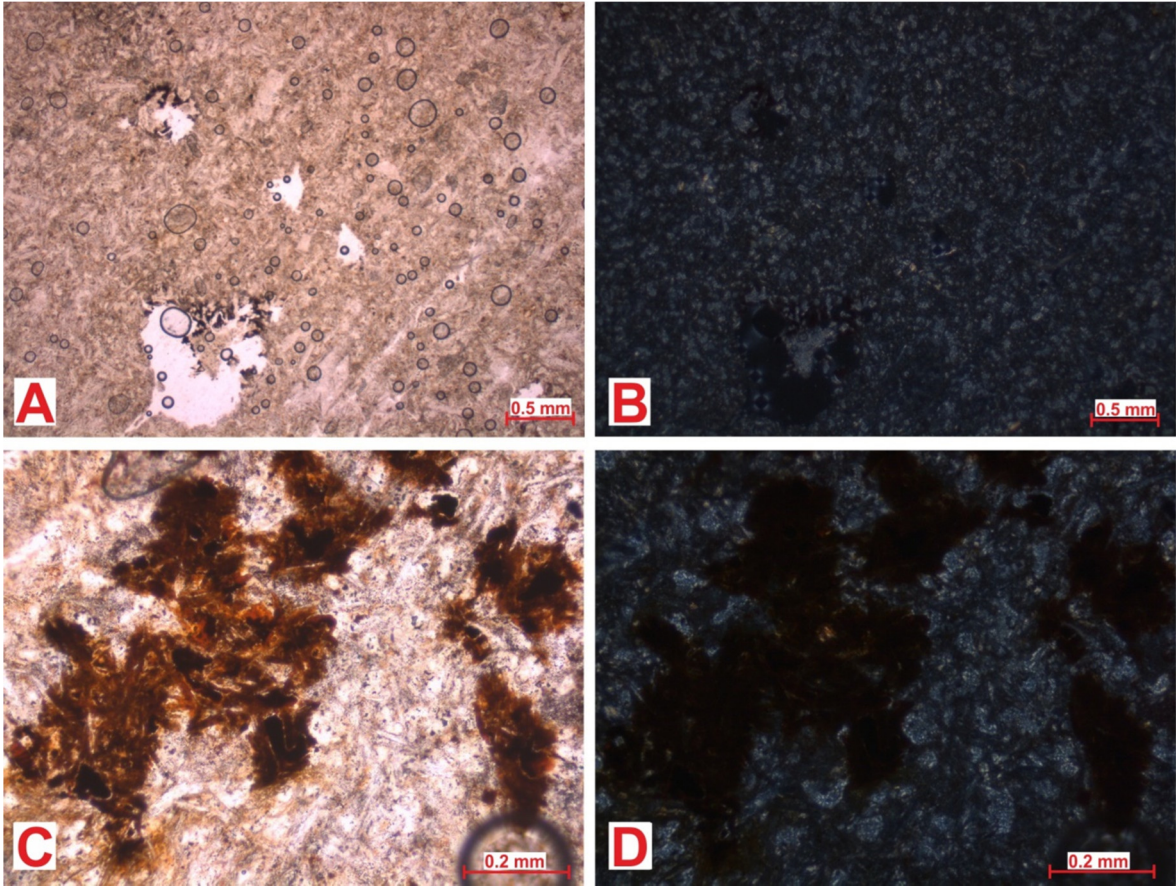


Şekil 2.14. Batı kanadında, MD-3 sondajında kesilen üst yastık lavların karot görüntüsünde kalsit dolgu ve damarcıkları görülmektedir (üstte). MSC3 örneğinin yarılanmış karot görüntüsünde, solda olivince zengin bölüm ve sağda gaz boşlukları görülmektedir (altta).
(karot çapı: 6,35 cm)

Üst yastık lavların daha iyi araştırılması için, MD-3 sondajından MSC3 örneği alınarak detaylı olarak incelenmiştir. Örneğin alındığı volkanik seviyeler; yeşilimsi gri, boz renklerde, büyük yastık yapıları şeklinde gözlenmiştir. Yastık yapıları arasında yer yer bol olivin fenokristalleri gözlenmiştir (Şekil 2.14.). Yastık yapılarının içleri büyük oranda gaz boşluklu, afirik dokulu olarak tanımlanmıştır. Gaz boşlukları; yer yer kalsit, nadiren öz şekilli kuvars kristalleri ile dolmuştur.

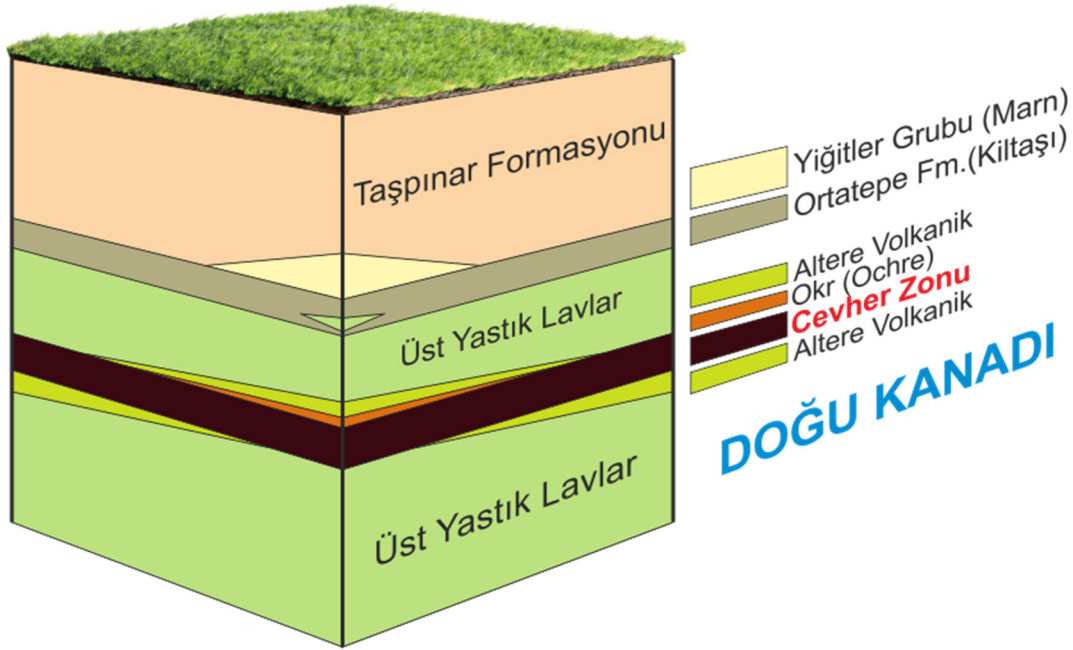
MSC3 örneğinden hazırlanan ince kesitte vitroklastik doku tanımlanmıştır. Kriptokristalen silis, zeolit ve kloritten oluşan hamur içerisinde, volkan camı şekilleri

(silisleşmiş/zeolitleşmiş), altere mineral pseudomorfları (özşekilli-yarı özşekilli, küçük tane boyunda) tanımlanmıştır. Örnekte; ileri derecede silisleşme, zeolitleşme, kloritleşme ve killeşme tespit edilmiştir (Şekil 2.15.).



Şekil 2.15. MSC3 örneğinin ince kesit incelemesinde gözlenen; killeşmiş kriptokristalen hamur içerisinde yer alan ince volkan camı şekilleri (üstte, A: tek nikol, B: çift nikol), volkan camı şekilleri arasında gözlenen opak mineraller (altta, C: tek nikol, D: çift nikol).

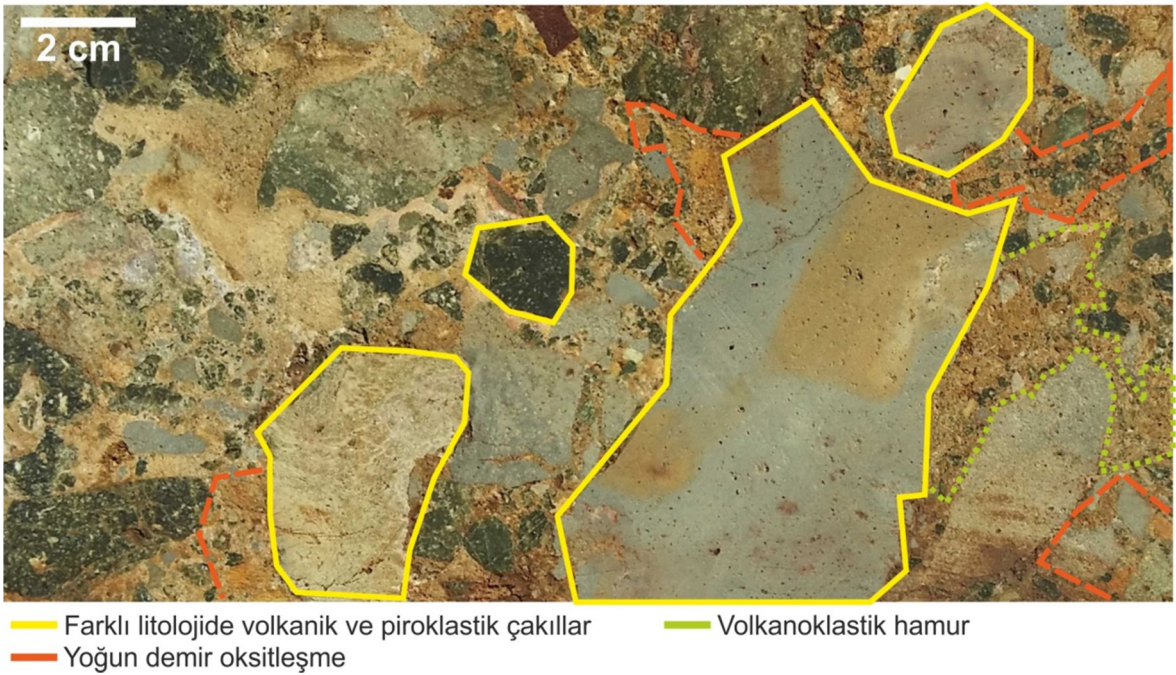
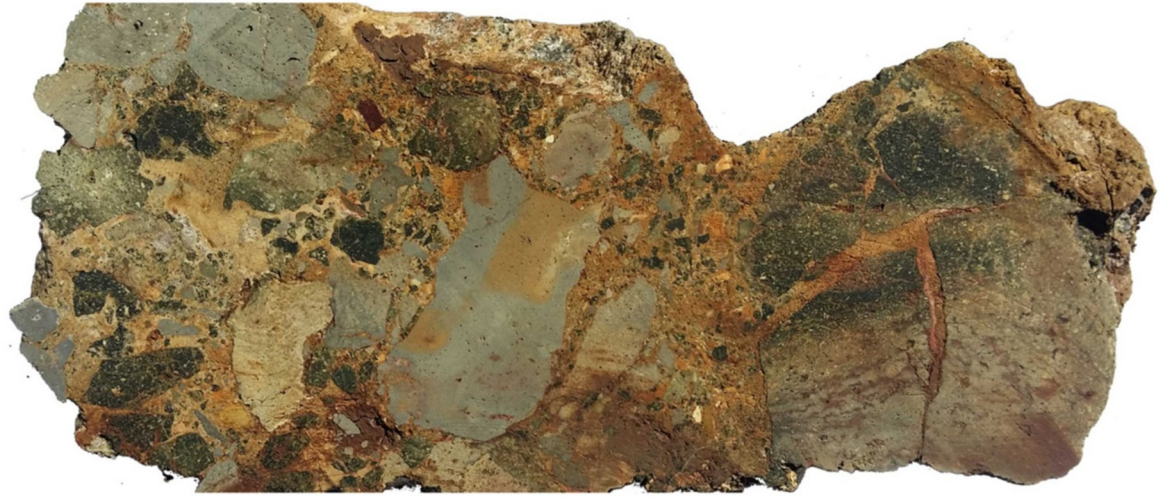
2.2.2. Doğu Kanadı



Şekil 2.16. Doğu kanadında cevher zonunun yer aldığı stratigrafi

Doğu kanadında, cevher zonu ile cevher zonunun altında ve üstünde tanımlanan litolojiler Şekil 2.16.'da gösterilmiştir. Yüzeyledeki bitkisel toprak örtünün altında, Lefke Deresi'nin eski taraçalarını temsil eden Taşpınar Formasyonu bulunmaktadır. Batı kanadı ile aynı özellikler gösteren bu seviyeler, yalnızca kalınlığı ile farklılaşmaktadır (25-50 metre). Doğu kanadında da Taşpınar Formasyonu altına gri, bej, açık yeşilimsi, açık kırmızımsı renklerde gözlenen kiltası istif (Ortatepe Fm.) gelmektedir ve batı kanadındaki istif ile aynı özellikleri taşımaktadır. Ancak, bu kiltası istifinin kalınlığı batı kanadına göre daha azdır, hatta birkaç sondajda sadece 3-4 metre kalınlıkta kesilmiştir. Ayrıca, az sayıda sondajda kiltası istifinden önce 10-20 metre kalınlıkta marn seviyeleri geçilmiştir. Kiltası istifinde, yalnızca bir sondajda 3 metre kalınlıkta volkanik seviye kesilmiştir.

Cevherleşmenin doğu kanadında, kiltası istifinden sonra, üst yastık lavlara geçilmektedir ve amber/"umber" seviyesi görülmemektedir. Cevher zonu, üst yastık lavların arasında yer almaktadır. Üst yastık lavlar, cevher zonunun altında ve/veya üstünde 1-5 metre arasında kalınlıklarda alterasyona (demir oksitleşmeye) uğramıştır. Bu altere volkaniklerin özelliklerini araştırmak amacıyla, doğu kanadında yapılan MD-11 sondajından, cevher zonunun 2,5 metre üzerinden MSC5 örneği alınmıştır.

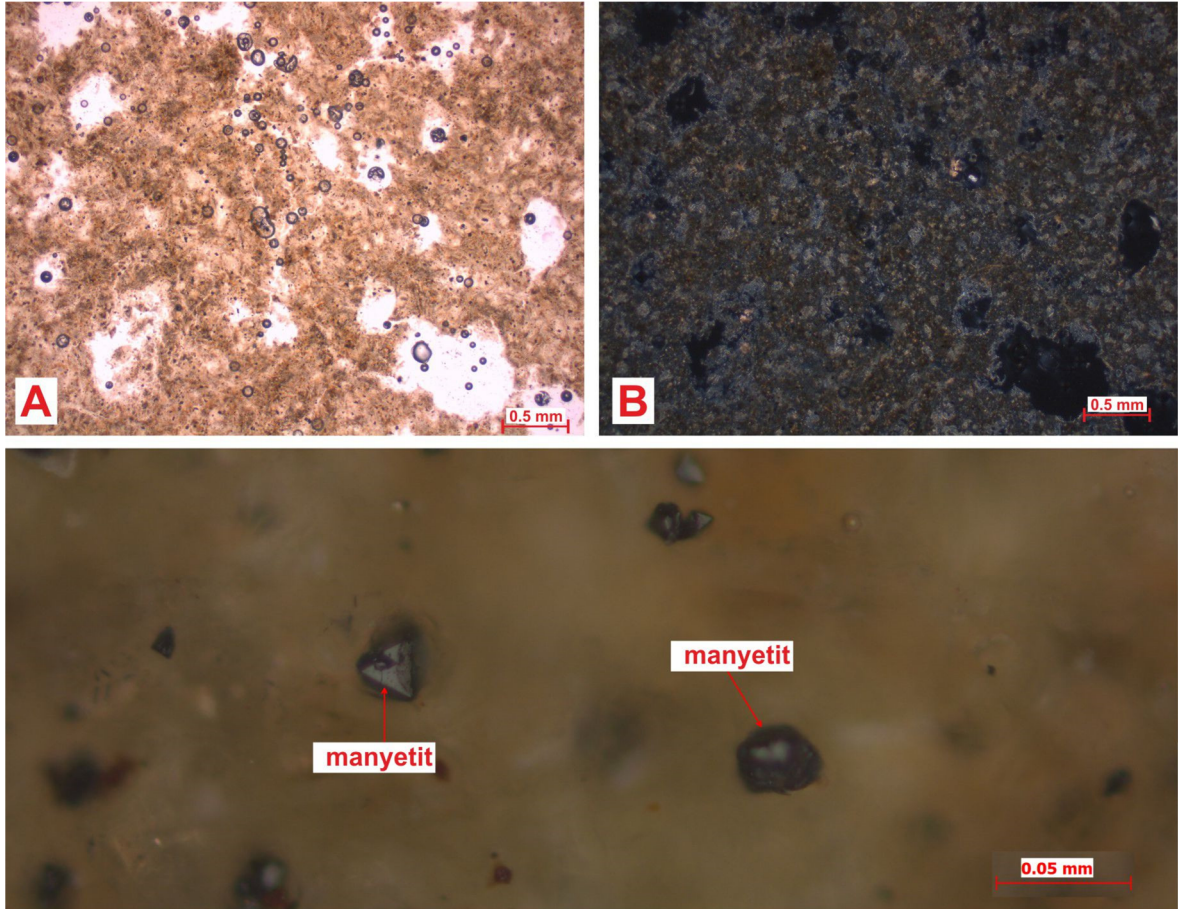


Şekil 2.17. MSC5 örneği karot ve detay görüntüsü (kuyu adı: MD-11, karot çapı: 8,5 cm)

Yapılan log çalışmalarında, MSC5 örneğinin alındığı bölüm, üst yastık lavlar içerisinde yastık lav breşi olarak ayırtlanmıştır. Farklı renk, boyut ve alterasyon özellikleri gösteren volkanik tane ve çakıllar, volkanoklastik bir hamur içerisinde yer alır (Şekil 2.17.). Bu özellikleri ile yastık lav breşinin; mekanik bir taşınma sonucunda geliştiği düşünülmektedir. Matrikste, yer yer yoğun demir oksit gözlenmiştir.

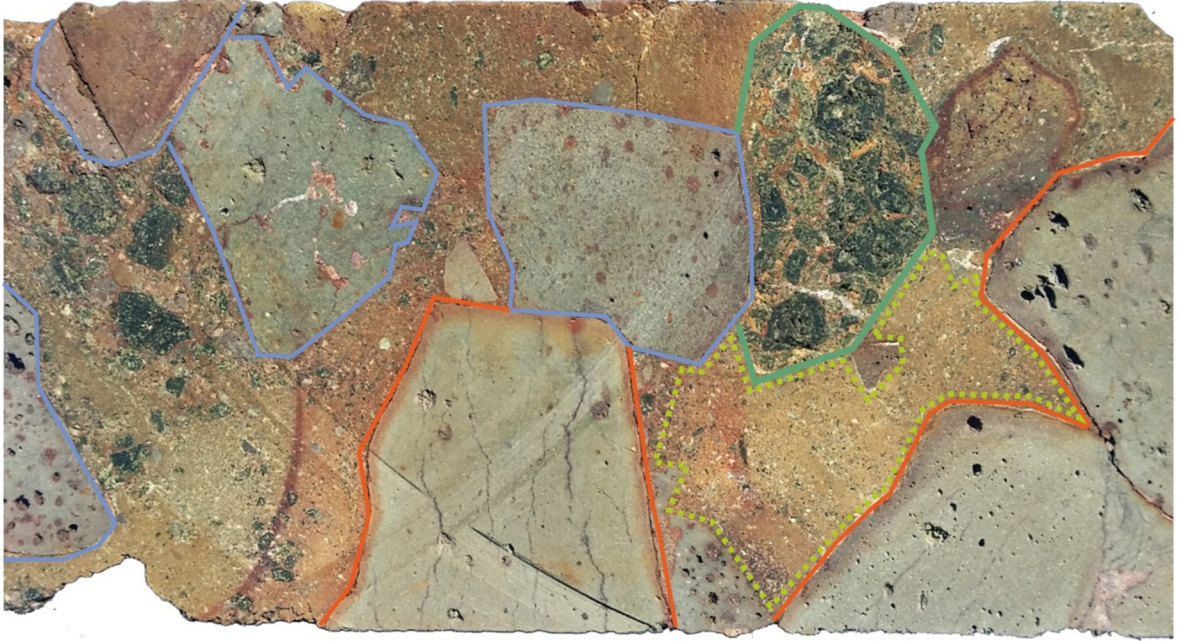
MSC5 örneğinden hazırlanan ince kesit ve parlatma, volkanik breşin yalnızca sınırlı bir alanı hakkında fikir vermektedir. Buna göre, örneğin ince kesit hazırlanan bölümünde; vitroklastik dokuda, kriptokristalen klorit ve kil hamur içerisinde silisleşmiş, zeolitleşmiş volkan camı şekilleri ve küçük tane boyutunda özşekilli mineral pseudomorfları

izlenmiştir. MSC5 örneğinden hazırlanan parlatma ise özşekilli taneler halinde ve saçınımlı olarak 7 mikron ile 23 mikron arasında değişen tane boylarında manyetit içermektedir (Şekil 2.18.).



Şekil 2.18. MSC5 örneğinin ince kesit incelemesinde gözlenen; kloritleşmiş kriptokristalen hamur içerisinde ince volkan camı şekilleri (üstte, A: tek nikol, B: çift nikol), MSC5 örneğinden hazırlanan parlatmada gözlenen manyetit saçınımları (altta).

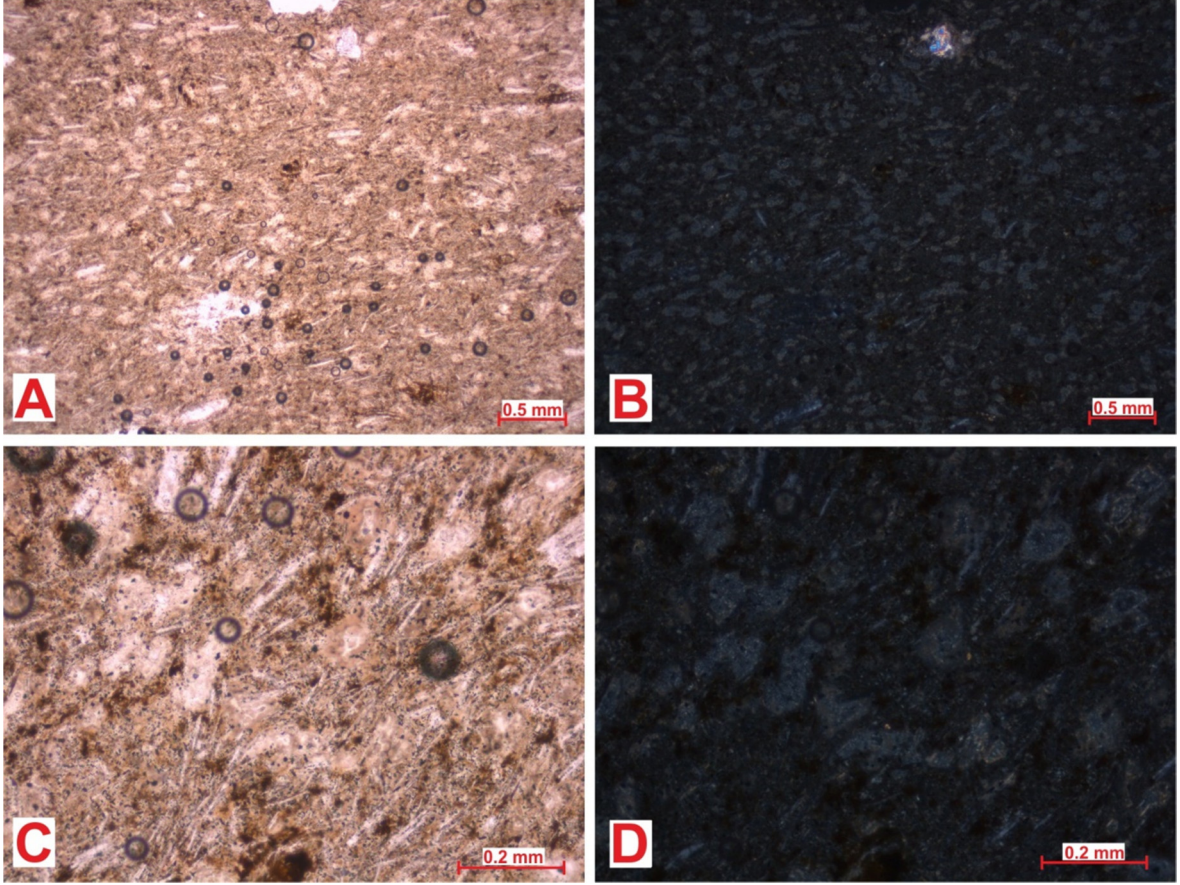
Doğu kanadında, cevher zonuna yakın altere (demir oksitleşmiş) volkaniklerin dışındaki üst yastık lavlar batı kanadıyla benzer özellikte gözlenmiştir. Cevher zonunun üzerinde yer alan üst yastık lavları temsil eden MSC4 örneği detaylı olarak incelenmiştir. Yeşil, gri, kırmızı renklere gözlenen MSC4 örneği, üst yastık lavlar içerisinde yastık lav breşi olarak ayırtlanmıştır ve 1-5 cm boyutunda afirik dokulu, gaz boşluklu, yarı-yuvarlaklaşmış, az kloritleşmiş volkanik tane ve çakıllar volkanoklastik hamur içerisinde gözlenmiştir (Şekil 2.19.).



— Farklı litolojilerde volkanik çakıllar — Volkanoklastik hamur
— Kenarından itibaren altere olmuş çakıllar — Olivin çakıllarından oluşan breş

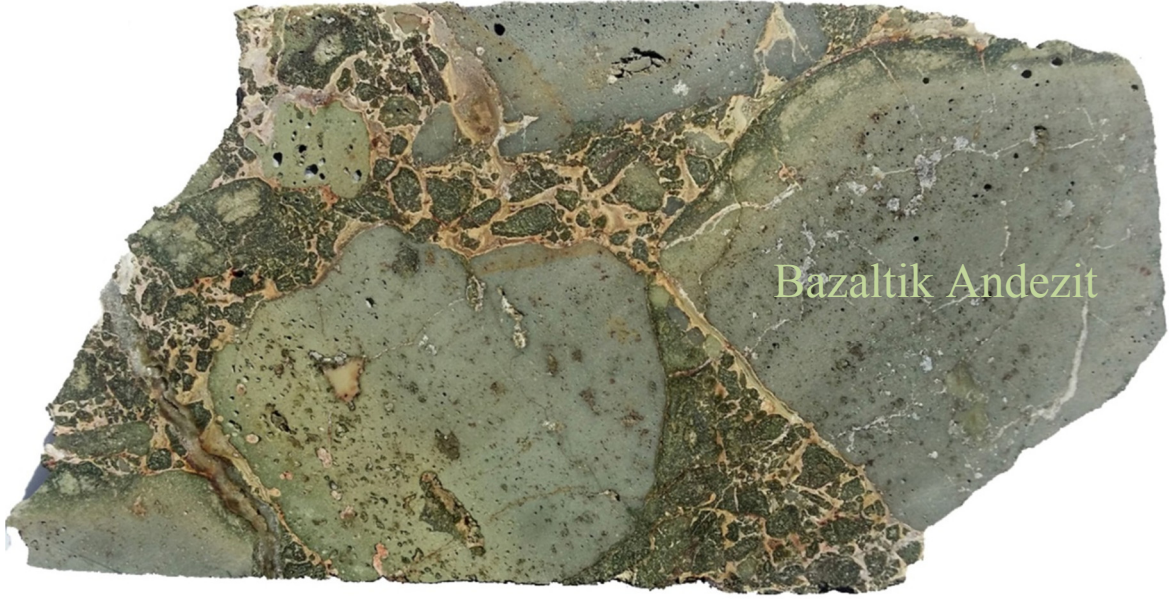
Şekil 2.19. MSC4 örneği karot görüntüsü (kuyu adı: MD-11, karot çapı: 8,5 cm)

MSC4 örneğinden hazırlanan ince kesit, volkanik breşin yalnızca sınırlı bir alanı hakkında fikir vermektedir. Buna göre, örneğin ince kesit hazırlanan bölümünde; kristalitlerden oluşmuş altere hamur içerisinde, altere (zeolitleşmiş, killeşmiş) mineral pseudomorfları (özşekilli-yarı özşekilli, küçük tane boyunda), çubuk şekilli feldispat mineralleri ve altere volkan camı şekilleri tespit edilmiştir (Şekil 2.20.). Yer yer elipsoidal ya da özşekilsiz boşluklar içeren MSC4 örneğinde; başlıca silisleşme, zeolitleşme ve killeşme gözlenmiştir.



Şekil 2.20. MSC4 örneğinin ince kesit incelemesinde gözlenen; killeşmiş, kristalitlerden oluşan hamur içerisinde volkan camı şekilleri (üstte, A: tek nikol, B: çift nikol), çubuk şekilli feldispat mineralleri (altta, C: tek nikol, D: çift nikol)

Cevher zonunun altında yer alan, taze üst yastık lavları temsilen alınan MP-1 örneği, makroskobik olarak detaylı incelenmiştir (Şekil 2.21.). Gri, yeşilimsi gri renklerde gözlenen MP-1 örneği, bölgede gerek sondajlarda gerek mostralarda en sık rastlanılan tipik üst yastık lav özelliğindedir. Bu yastık lav seviyelerinde, büyük yastık yapıları eklemlenerek daha küçük parçalara ayrılmıştır. Yastık yapılarının arasında; karbonat-kuvars damar ve damarcıkları ve bol olivin fenokristalleri gözlenirken, yer yer kloritleşme görülür.



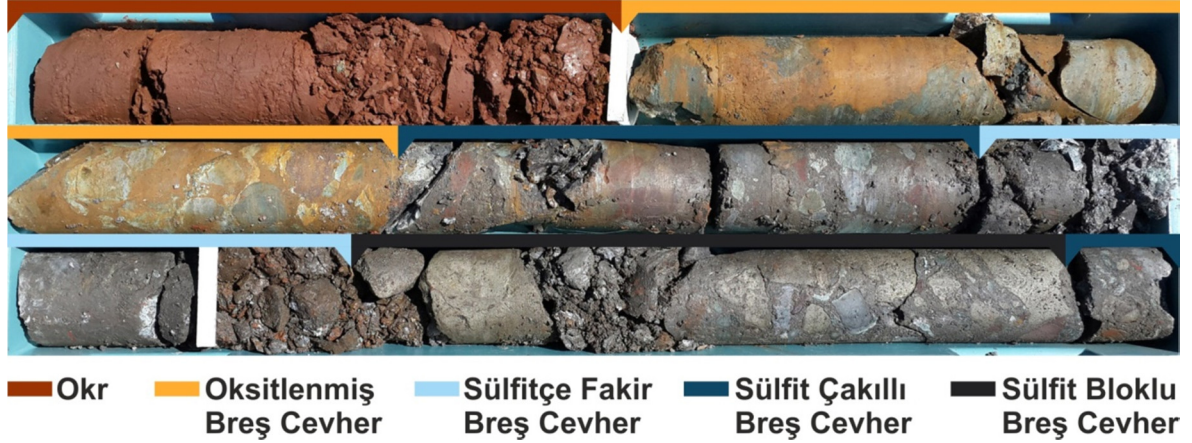
- Kloritleşme
— Bol olivin fenokristalleri
— Karbonat-kuvars damarcıkları

Şekil 2.21. MP-1 karot görüntüsü ve olivin fenokristallerinin yakın çekim görüntüsü
(kuyu adı: MD-11, karot çapı: 8,5 cm)

2.3. Cevher Zonu

Sondaj çalışmaları ile elde edilen karotların detaylı tanımlanmaları ile cevherli zonlar ortaya koyulmuştur. Bu cevherli zonlar, cevherin doku, yapı vb. özellikleri ve sektör standartları (maden aramacılığında uygulanan uluslararası standartlar) dikkate alınarak örneklenmiştir ve bu örneklerin uluslararası akredite laboratuvarlarda kimyasal analizleri yaptırılmıştır. Lefke- Doğu cevherleşmesinde, doğu ve batı kanadında cevherli zonları oluşturan cevher tipleri aynıdır. Bu sebeple cevher zonu; tüm cevher kütesini temsil edecek şekilde birlikte ele alınacaktır. Bu bölümde, Lefke-Doğu cevher kütesini oluşturan

polimiktik breş cevher, içerdiği sülfid tanelerinin boyut ve miktarına göre alt gruplara ayrılarak detaylı olarak ele alınacaktır (Şekil 2.22.).



Şekil 2.22. Lefke-Doğu cevherleşmesini temsil eden cevher tiplerinin MD-11 sondajında kesilen cevherli zona ait karotlarda gösterimi (karot çapı: 8,5 cm)

2.3.1. Okr (Ochre)

Lefke-Doğu cevherleşmesine yönelik, doğu ve batı kanadında yapılan sondajların yaklaşık olarak yarısında, cevher zonunun hemen üzerinde okr seviyeleri kesilmiştir. Sondajların diğer yarısında ise cevher zonu üzerinde okr gelişmediği gözlenmiştir. Ayrıca doğu kanadında, batı kanadına oranla daha fazla lokasyonda okr gelişimi görülmüştür. Batı kanadında okr seviyeleri, umber istifi ile cevher zonunun arasında yer almaktadır. Detaylı loglama sonucunda, sondajlarda kesilen okr seviyelerinin kalınlıklarının 20 cm – 3 metre arasında değiştiği görülmüştür. Okr seviyelerinin jeokimyasal özelliklerinin araştırılması amacıyla, MD-20 sondajında kesilen 1,25 metrelik okr seviyesi örneklenerek (1287 nolu örnek) ICP-MS analizi yaptırılmıştır. Analiz sonuçları karşılaştırıldığında (Tablo 2.2.), okr örneğinin umber örneğine göre daha yüksek demir yüzdesine ve yaklaşık üç buçuk kat daha fazla bakır içeriğine (~%0,26 Cu) sahip olduğu görülmüştür. Bunun yanında okr örneğinde; görece yüksek çinko anomalisi elde edilirken, kurşun içeriğinin umber örneğine göre daha düşük olduğu görülmüştür.

Tablo 2.2. Okr ve Umber Numunelerinin Analiz Sonuçları

<i>Metal içeriği</i> %	1287 nolu Okr numunesi	MSC1 umber örneği
Fe	13,07	7,09
Mn	>1	>1
Al	2,98	5,51
Ti	0,05	0,257
Ca	1,24	1,11
<i>ppm</i>		
Cu	2579	701,7
Pb	114	172,6
Zn	283	123
Ni	100,50	137,8
Co	40,4	49,8
Ag	<0,1	<0,1
<i>ppb</i>		
Au	6,1	10

Okrların mineralojisinin anlaşılması amacıyla, MD-11 sondajında cevher zonunun üzerine gelen 1,10 metrelik okr seviyesinden MSC6 örneği alınmıştır (Şekil 2.23). MD-11 sondajında, oksitli cevher ile keskin bir geçişe sahip olan okr seviyesi; koyu kırmızı, kiremit renginde, oldukça ince taneli, gevrek oluşu ve yüksek porozitesi ile ayırt edilmektedir. XRD tüm kayaç ile elde edilen kalitatif mineral analizi sonuçlarına göre, MSC6 okr örneği; hematit, kuvars, alkali feldispat ile simektit grubu kil minerallerinden oluşmaktadır. Kimyasal analizlerde bakır içerdiği görülen okr seviyelerinin XRD mineral analizlerinde, bileşiminde bakır bulunan minerallere (bakır oksitler gibi) rastlanmamıştır. Buna göre, okr seviyelerindeki bakırın, hematit ve simektit minerallerinin yüzeyine adsorbe olmuş olabileceği düşünülmektedir.



Şekil 2.23. MD-11 sondajından okr seviyeleri tam karot görüntüsü ve MSC6 örneğinin yakın çekim görüntüsü (karot çapı: 8,5 cm)

2.3.2. Oksitlenmiş Breş Cevher

Oksitlenmiş breş cevher, Lefke-Doğu cevher kütlelerinin oksidasyona uğrayan bölümlerini temsil etmektedir. Oksidasyon, cevherli zonların üst ve/veya alt kısımlarında görülebileceği gibi, cevherli zonlar içerisinde de yer yer görülmektedir. Oksitlenmiş cevher olarak ayırtlanan kısımlar; tamamen oksitlenmiş cevher, çoğunlukla oksitlenmiş-az oranda korunmuş cevher ve kısmen oksitlenmiş-kısmen korunmuş cevherleri kapsamaktadır (Şekil 2.24.). Oksitlenmiş cevherlerden alınan örnekler değerlendirildiğinde, büyük çoğunluğunun %0,1-1,0 bakır tenörüne sahip olduğu görülmüştür. Örneğin, Şekil 2.22.'de gösterilen 1 metrelik oksitli cevherin analizi sonucunda %0,76 Cu içerdiği görülmüştür. Oksitlenmiş cevherlerde, bakır tenörünün geniş bir tenör bantı sunmasının, okside olan

cevher tipine/tiplerine (sülfitle fakir, sülfitle çakıllı, sülfitle bloklu) bağlı olduğu düşünölmektedir.



Şekil 2.24. A: MD-33 sondajında tamamen oksitlenmiş breşik cevher. B: MD-11 sondajında çoğunlukla oksitlenmiş-az oranda korunmuş cevher (yaklaşık 10 cm'lik korunmuş masif cevher). C: MD-11 sondajında kısmen oksitlenmiş-kısmen korunmuş cevher. (A için karot çapı: 6,35 cm, B ve C için karot çapı: 8,5 cm)

Oksitli cevherin mineralojik özelliklerinin daha iyi araştırılması amacıyla MD-3 sondajından MSC7 örneği alınmıştır. MSC7 el örneğinde; kloritleşmiş, yer yer killeşmiş volkanik çakılların arasındaki matriksin, tamamına yakını oksitlenmiş sülfitlerden oluştuğu gözlenmiştir (Şekil 2.25.). Oksitli zonlarda yoğun hematit, limonit çok ince taneli olarak gözlenmiştir.



Şekil 2.25. MSC7 el örneği.

MSC7 örneğinden hazırlanan parlatmanın cevher mikroskobisi incelemeleri yapılmıştır. Buna göre örnekte, başlıca özşekilsiz serbest taneler halinde ya da kolloform dokulu olarak ya da böbreğimsi şekillerde limonit (götit+lepidokrozit) görülmüştür. Yeşilimsi renkli kayaç parçaları arasında görülen limonit boyamaları içerisinde limonitler ince lifsi şekillerde, özşekilsiz taneler halinde, kolloform dokulu, böbreğimsi şekillerde ya da boyamalar içerisinde submikroskobik olarak görülebilir. Yeşilimsi kayaç parçaları içerisinde submikroskobik tane boyundan 50 mikrona kadar değişen tane boylarında özşekilli olarak saçınımlı manyetit tespit edilmiştir. Manyetitle; submikroskobik tane boyundan, 50 mikrona kadar değişen tane boylarında özşekilli saçınımlar şeklindedir. Eser miktarda yarı özşekilli 7,5-14 mikron tane boylarında pirit tespit edilmiştir (Şekil 2.26.).

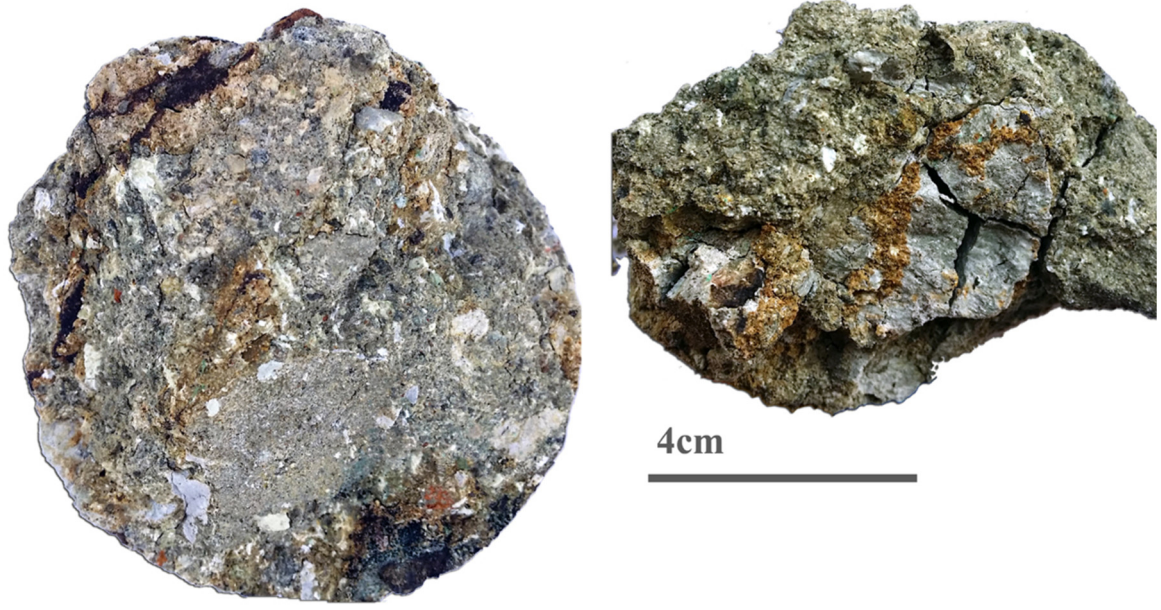
Oksitli cevherlerin önemli bakır tenörlerine (%0,1-%1,0 aralığında) sahip olduğu analizlerle tespit edilmiştir. Bununla birlikte, oksitli cevher karotları incelendiğinde, makro ölçekte bakır mineralleri tespit edilememiştir. Cevher mikroskobisi incelemelerinde de bakır mineralleri tespit edilememiştir. Buna göre, oksitli cevherdeki bakırın; limonit, hematit ve kil minerallerine adsorbe olarak ya da nabit olarak bulunabileceği düşünülmektedir.



Şekil 2.26. MSC7 örneğinin cevher mikroskobisi incelemesinde gözlenen böbreğimsi şekillerde limonit ve yarı özşekilli pirit (üstte) ile kolloform dokulu limonitler (altta).

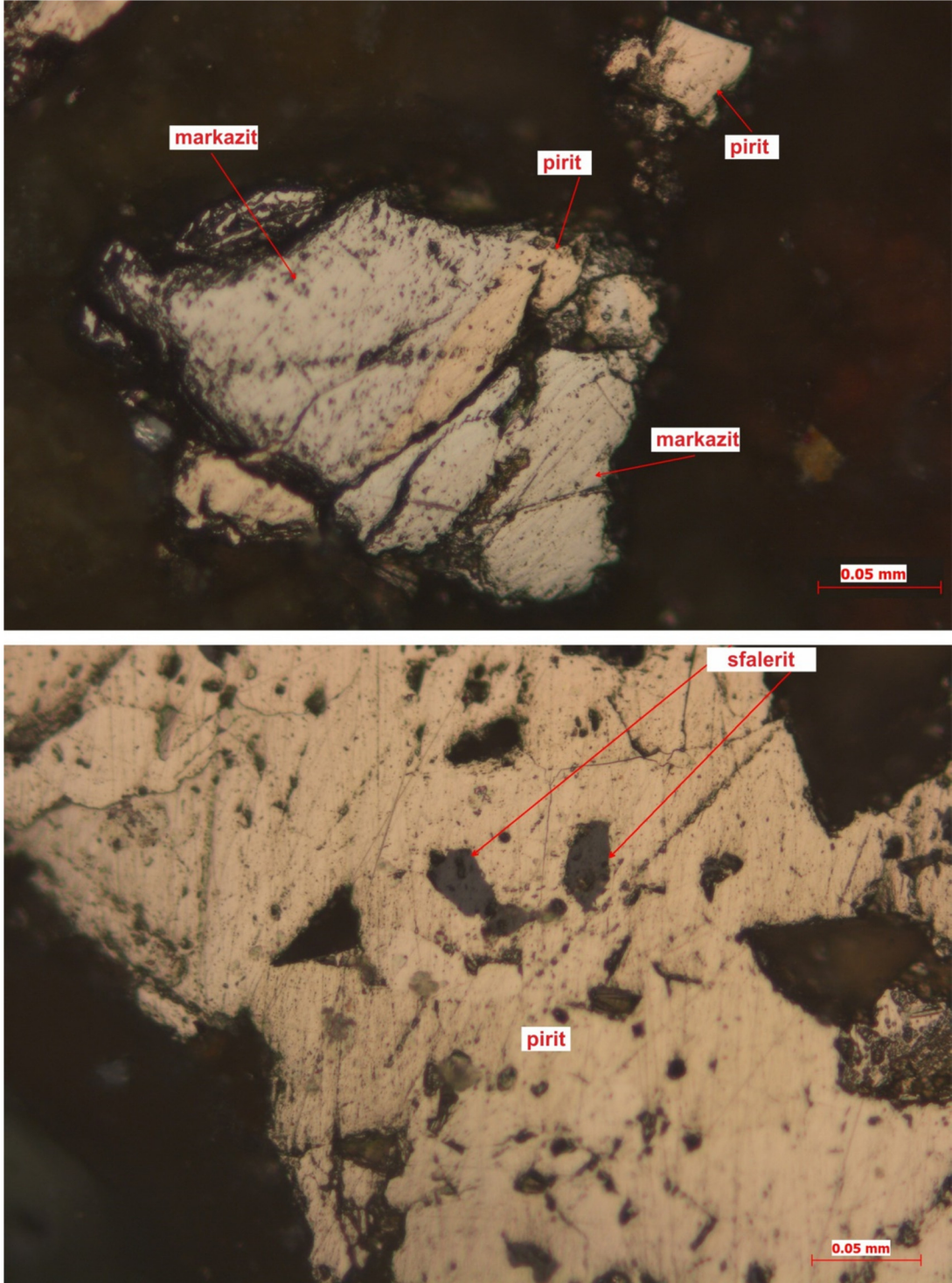
2.3.3. Sülfite Fakir Breş Cevher

Lefke-Doğu cevherleşmesinde, küçük boyutlu ve çok az sayıda sülfite çakılı içeren veya hiç sülfite çakılı içermeyen killeşmiş, kırılabilir bölümler sülfite fakir cevher olarak ayırtlanmıştır. Makro ölçekte ele alındığında, yer yer volkanik blok ve çakıllar ile matrikste ince taneli pirit saçınımları ve killeşmiş çakıl, ince çakıl boyutlu volkanik tanelerden oluşan sülfite fakir cevher, nadiren 2-15 mm arasında pirit çakılları ve siyah renkli bakır sülfite çakılları içerir. Sülfite fakir cevherin mineralojik özelliklerinin daha iyi araştırılması amacıyla MD-3 sondajından MSC8 örneği alınmıştır (Şekil 2.27.).

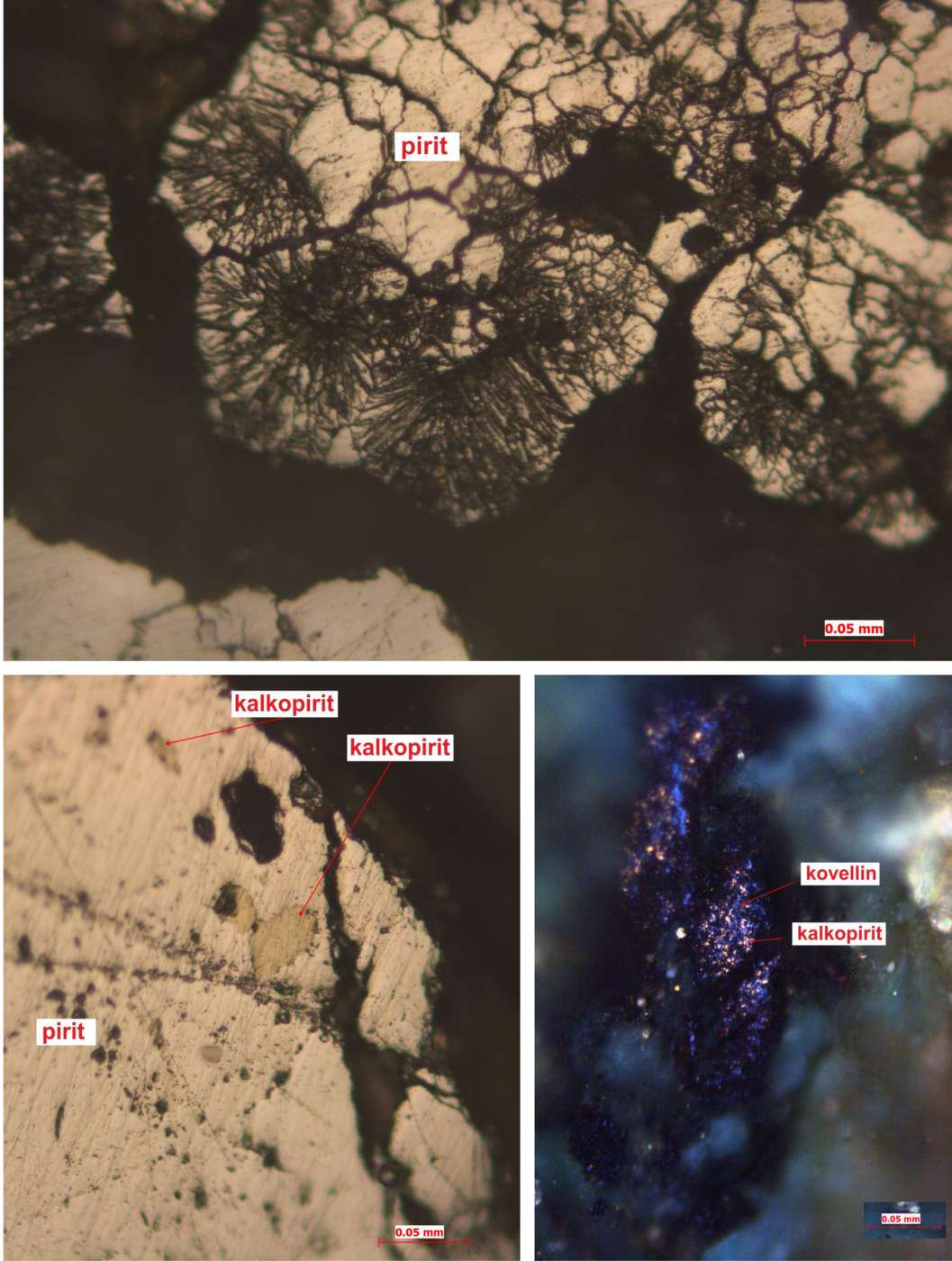


Şekil 2.27. MSC8 karot görüntüsü (karot eksenine dik) ve el örneği (karot çapı: 6,35 cm)

MSC8 örneğinden hazırlanan parlatmanın cevher mikroskobisi incelemeleri yapılmıştır. Buna göre örnek; özşekilsiz taneler halinde, yer yer markazite dönüşüm gösteren, en büyük tane boyu 5 mm olan pirit içermektedir. Çok az miktarda özşekilli taneler halinde ve kolloform dokulu pirit de tespit edilmiştir. Piritler içerisinde, özşekilsiz ufak taneler halinde sfalerit (20 mikron ile 30 mikron arasındaki tane boylarında) ve kalkopirit (30 mikron ile 40 mikron arasındaki tane boylarında) bulunmaktadır. Az oranda, yer yer görülen demir boyamaları içerisinde submikroskobik demir mineralleri (olasılıkla limonit?) bulunmaktadır. Ayrıca, yer yer çok küçük tanecikler halinde kalkopirit ve kovellin tespit edilmiştir (Şekil 2.28. ve Şekil 2.29.).



Şekil 2.28. MSC8 örneği cevher mikroskobisi incelemesinde gözlenen büyük oranda markazite dönüşüm göstermiş özşekilsiz pirit tanesi (üstte), piritin boşluklarında gelişen özşekilsiz sfaleritler (altta).

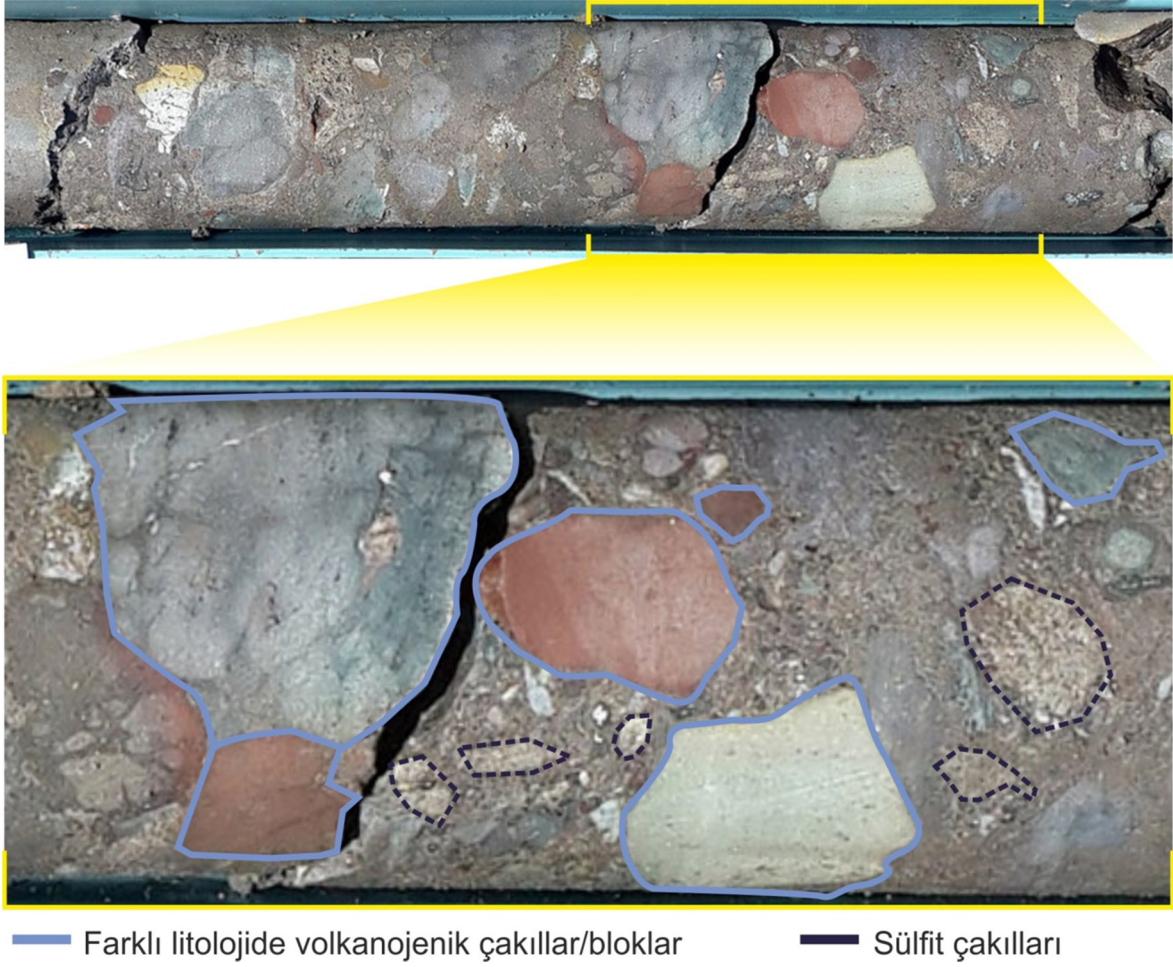


Şekil 2.29. MSC8 örneği cevher mikroskobisi incelemesinde gözlenen; özşekilsiz piritte deformasyon dokusu (üstte), piritin boşluklarında gelişen özşekilsiz kalkopiritler (altta solda), çoğunlukla kovelline dönüşmüş özşekilsiz ince taneli kalkopiritler (altta sağda).

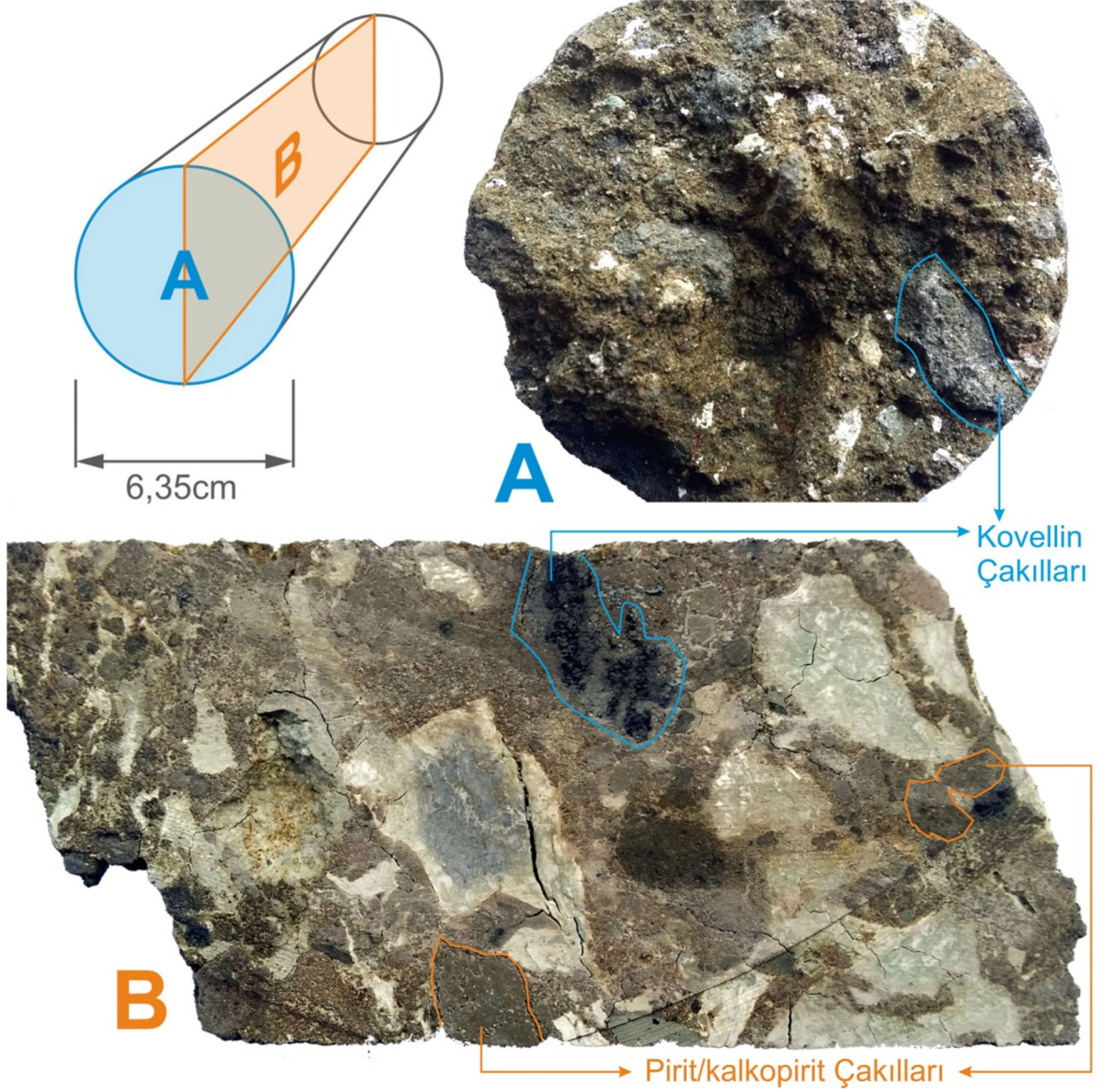
2.3.4. Sülfid Çakıllı Breş Cevher

Sülfid çakıllı breş cevher tipi, cevher zonlarında, sülfid bloklı cevher veya sülfitçe fakir cevher tiplerine oranla daha fazla gözlenmektedir. Genellikle, yarı köşeli volkanojenik çakıllar/bloklar ve yarı yuvarlaklaşmış sülfid çakılları (yer yer blokları) ile tipik breş yapısı

sunan cevher, matrikste kumsu yapıda bol pirit ve volkanojenik taneler içermektedir (Şekil 2.30.). Genellikle çakıl boyutunda (2-64 mm) gözlenen sülfidler; boşluklu (poroz) bir yapı göstermektedir. Başlıca pirit minerallerinden oluşan bu sülfitlerde, yer yer piritlerin etrafını saran kalkopirit sıvamaları gözlenir. Bazı sülfid çakılları (yer yer blokları) ise, büyük oranda ince taneli bakır sülfitlerden (başlıca kovellin) oluşmaktadır. Sülfid çakıllı cevherin özelliklerinin daha detaylı anlaşılabilmesi için, MD-3 sondajından MSC9 ve MSC9A örnekleri alınmıştır (Şekil 2.31.).

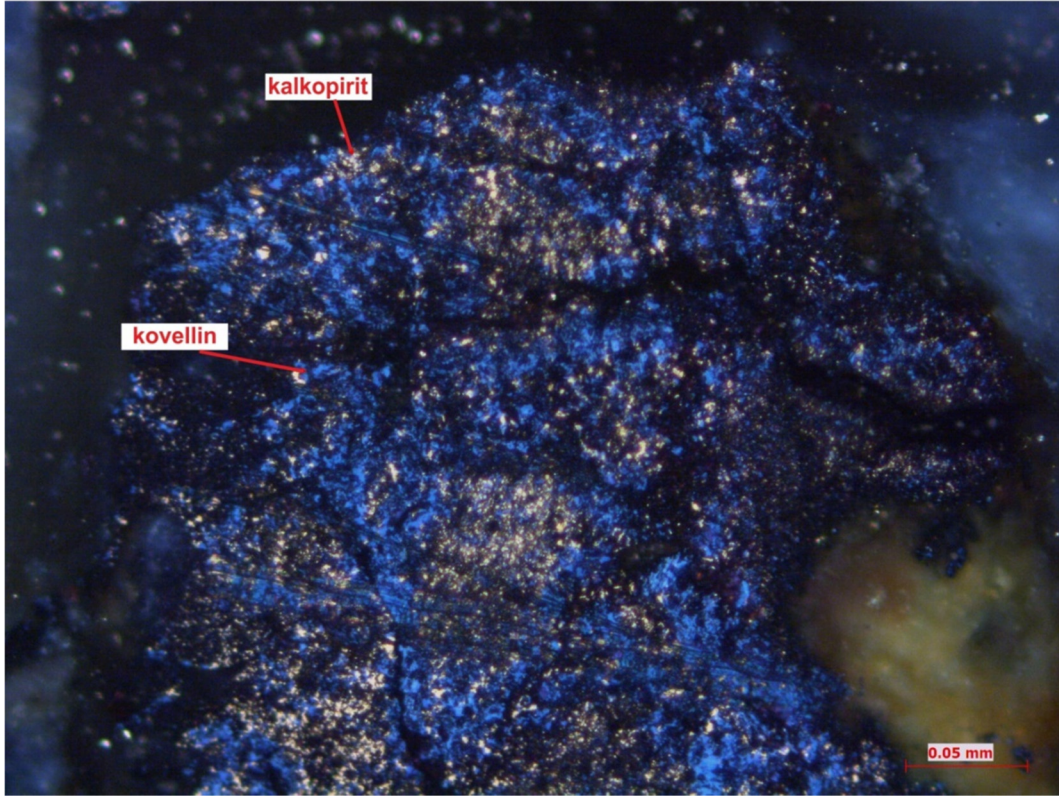
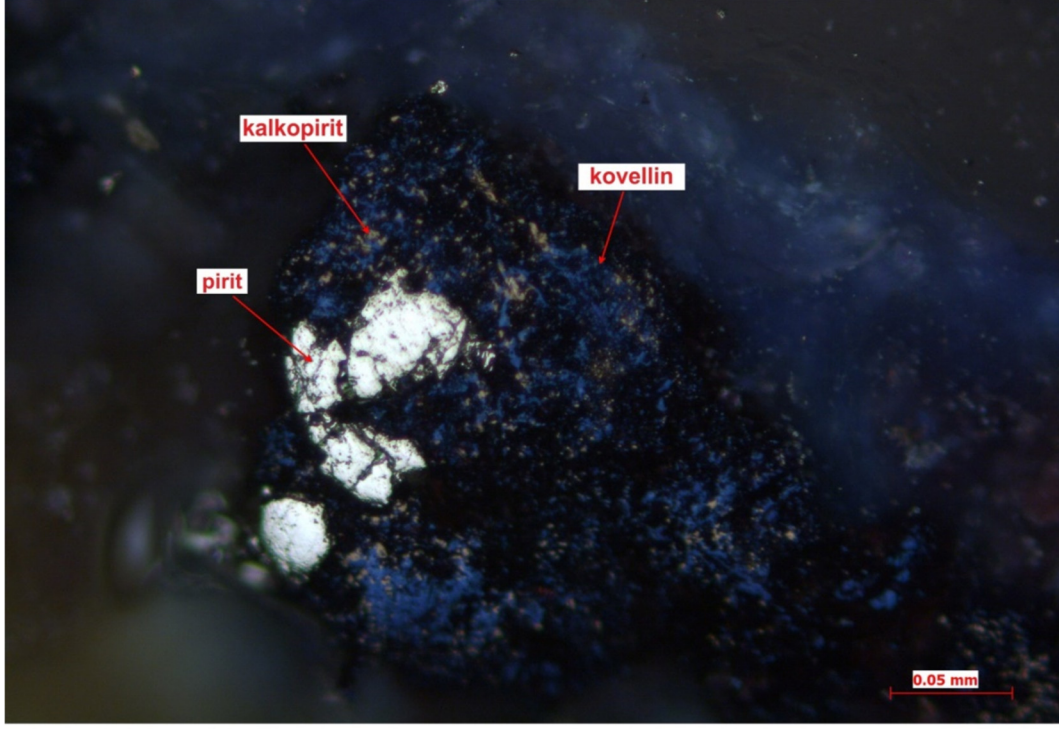


Şekil 2.30. MD-11 sondajından sülfid çakıllı breş cevher tam karot görüntüsü
(karot çapı: 8,5 cm)

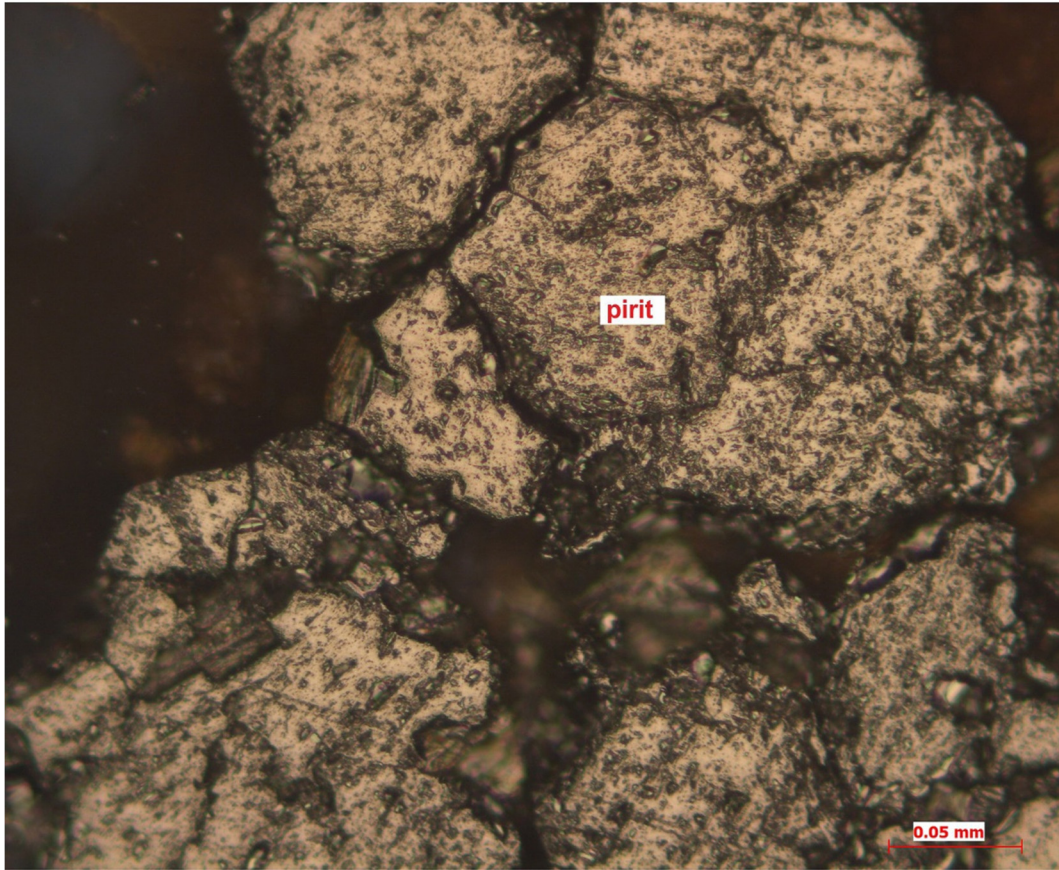
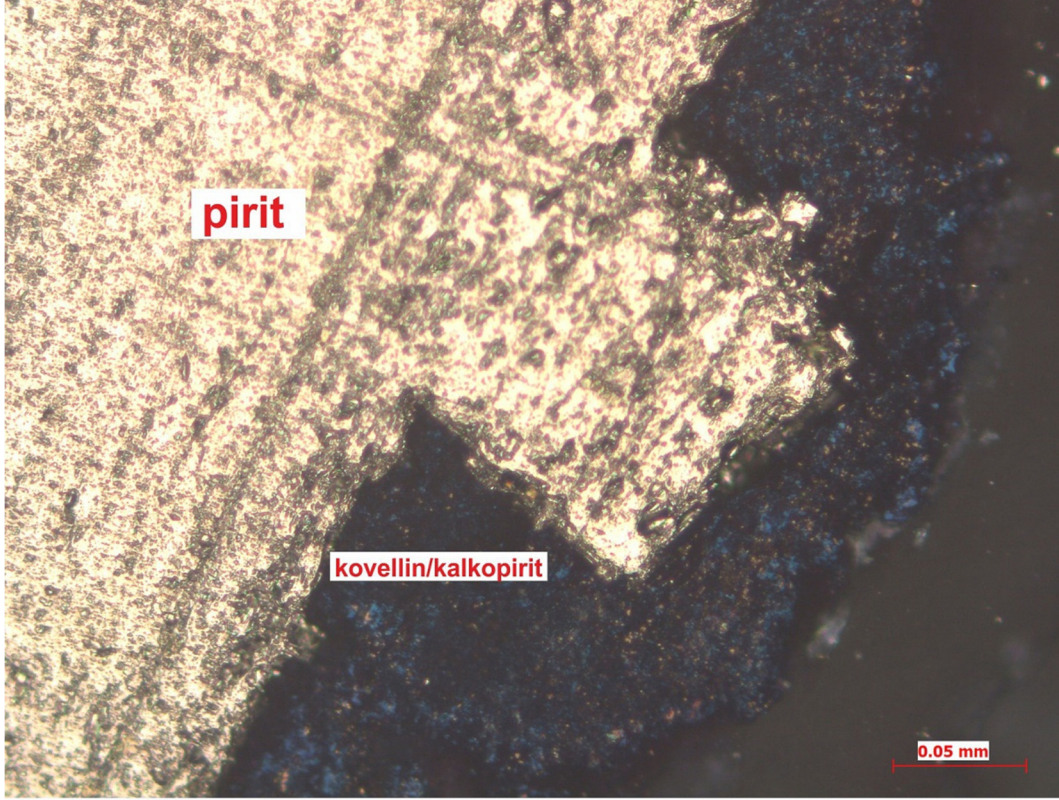


Şekil 2.31. MSC9A (üstte) ve MSC9 (altta) örnekleri karot görüntüleri (kuyu adı: MD-3).

MSC9 örneğinden hazırlanan parlatmanın cevher mikroskobisi incelemesinde, başlıca pirit ve kalkopirit tespit edilmiştir. Piritler özşekilsiz taneler halinde, özşekilli taneler halinde ya da bol kırıklı çatlaklı özşekilsiz taneler halinde izlenmiştir. Ölçülen en büyük tane boyu 4 mm'dir. Kalkopiritler büyük oranda kovelline dönüşmüş olup, ince tanecikler şeklinde kovellin ve yer yer kalkopiritler izlenmiştir. Kalkopirit/kovellin, piritten daha sonra oluşmuş olup, özşekilli piriti kısmen çevrelemiştir. (Şekil 2.32. ve Şekil 2.33.).

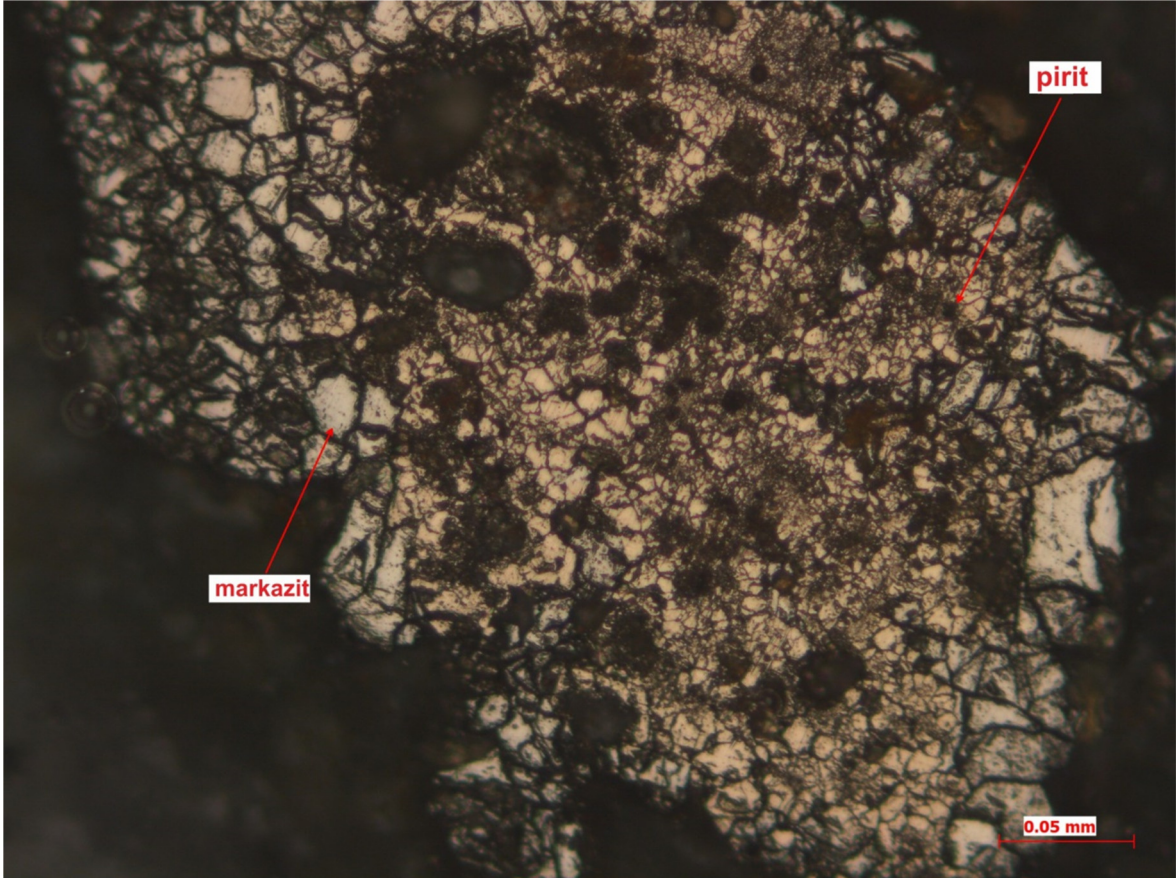


Şekil 2.32. MSC9 örneği cevher mikroskopisi incelemesinde gözlenen; kırık ve çatlaklı özşekilsiz piriti çevreleyen, ince tanecikler şeklindeki kalkopiritlerin büyük oranda kovelline dönüşümü (üstte), kalkopiritlerin kovelline dönüşümü (altta)

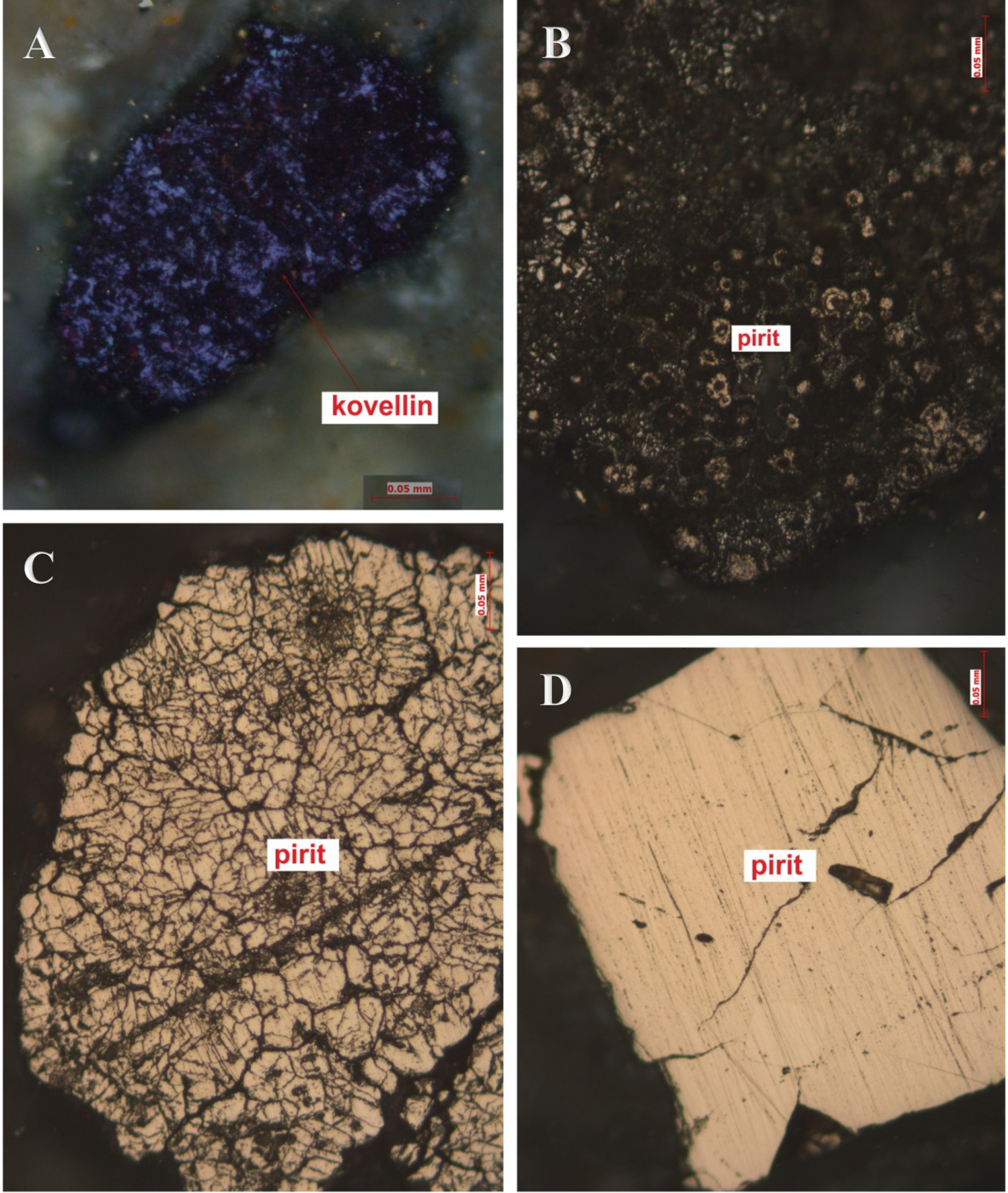


Şekil 2.33. MSC9 örneği cevher mikroskobisi incelemesinde gözlenen; özşekilli piritin çevresinde gelişen kalkopiritlerin büyük oranda kovelline dönüşümü (üstte), özşekilsiz jel piritler (altta).

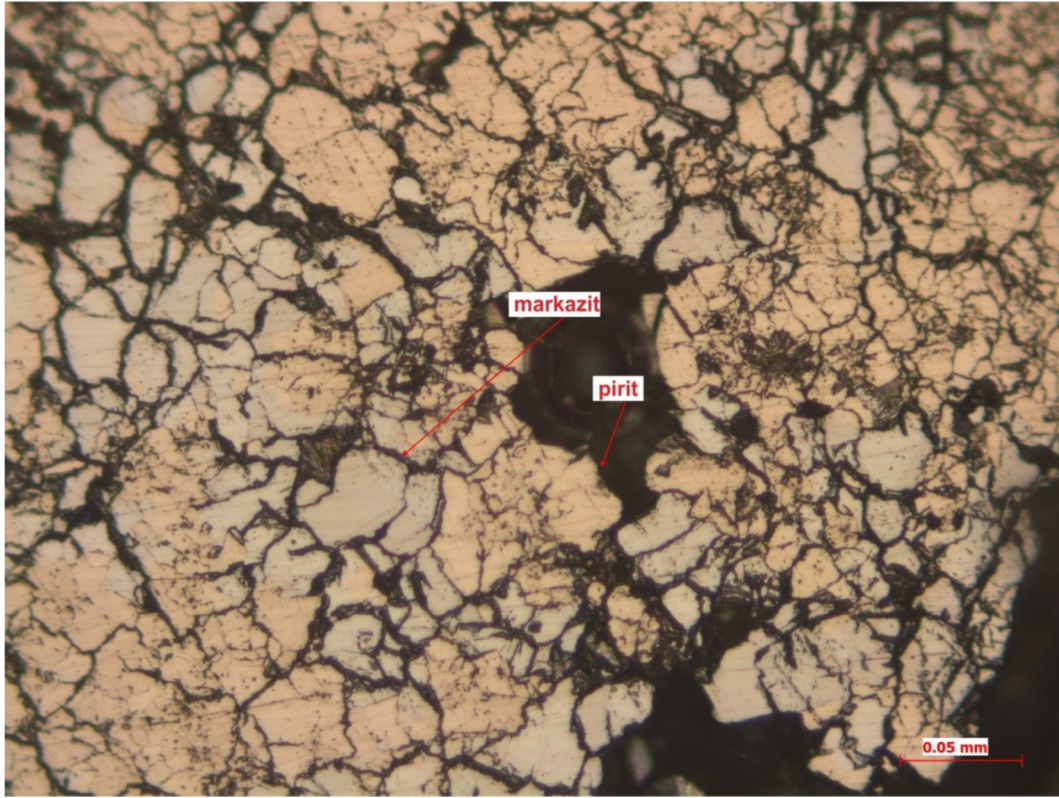
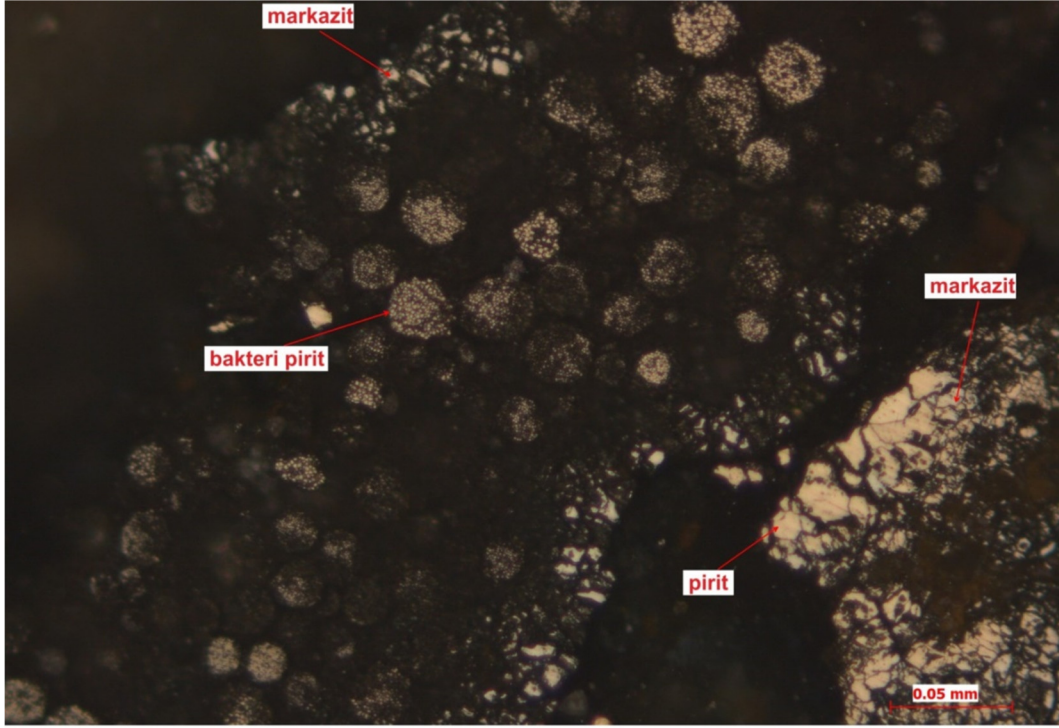
MSC9A örneğinden hazırlanan parlatma ise; genellikle özşekilsiz taneler halinde, az miktarda özşekilli taneler halinde (Şekil 2.35.), bazen kolloform dokulu (Şekil 2.37.), bazen ışımsal dizilimli ince taneli topluluklar şeklinde (Şekil 2.38.), bazen de bol kırıklı çatlaklı özşekilsiz taneler halinde, az miktarda ise piritleşmiş bakteri (Şekil 2.36.) içermektedir. Piritler yer yer markazite dönüşmüştür (Şekil 2.34.). Daha az miktarda özşekilli-yarı özşekilli taneler halinde submikroskopik tane boyundan 150 mikrona kadar değişen tane boylarında manyetit tespit edilmiştir. Özşekilsiz taneler halinde (en büyük tane boyu 150 mikron) ya da kolloform dokulu olarak (içerisinde az miktarda pirit kalıntısı bulunan) çok az miktarda limonit izlenmiştir. Piritler içerisindeki boşluklarda nadiren kalkopiritler gelişmiştir. Ayrıca, eser miktarda özşekilsiz kovellin tespit edilmiştir.



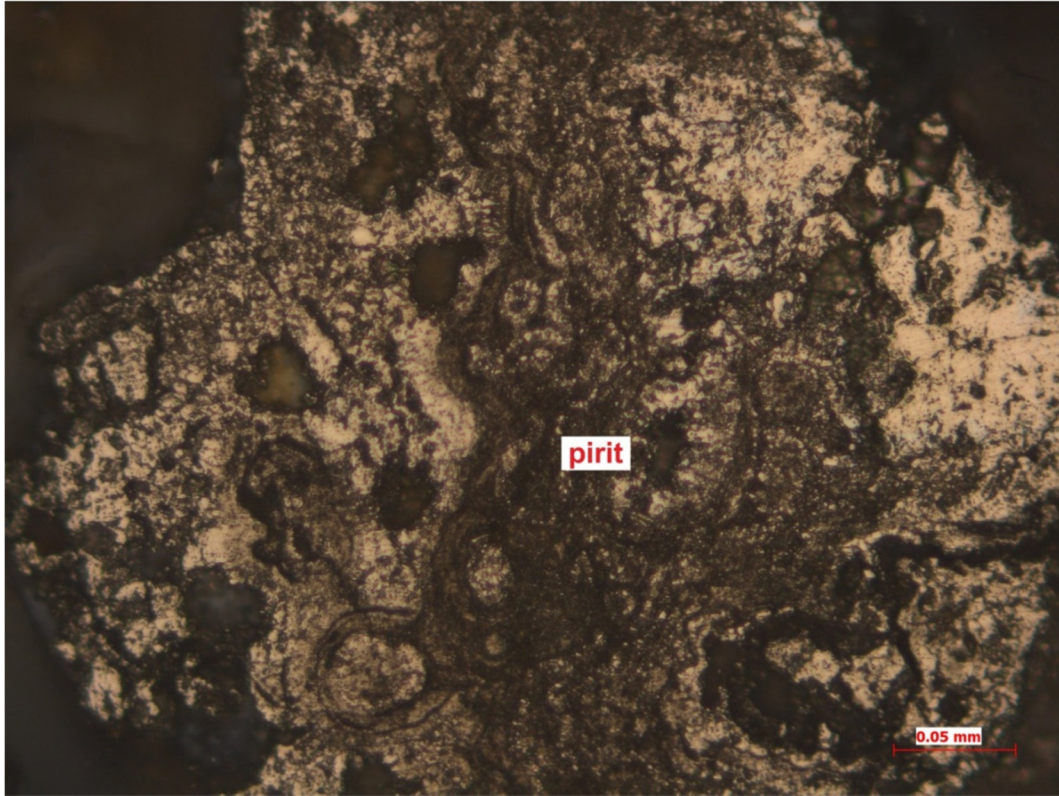
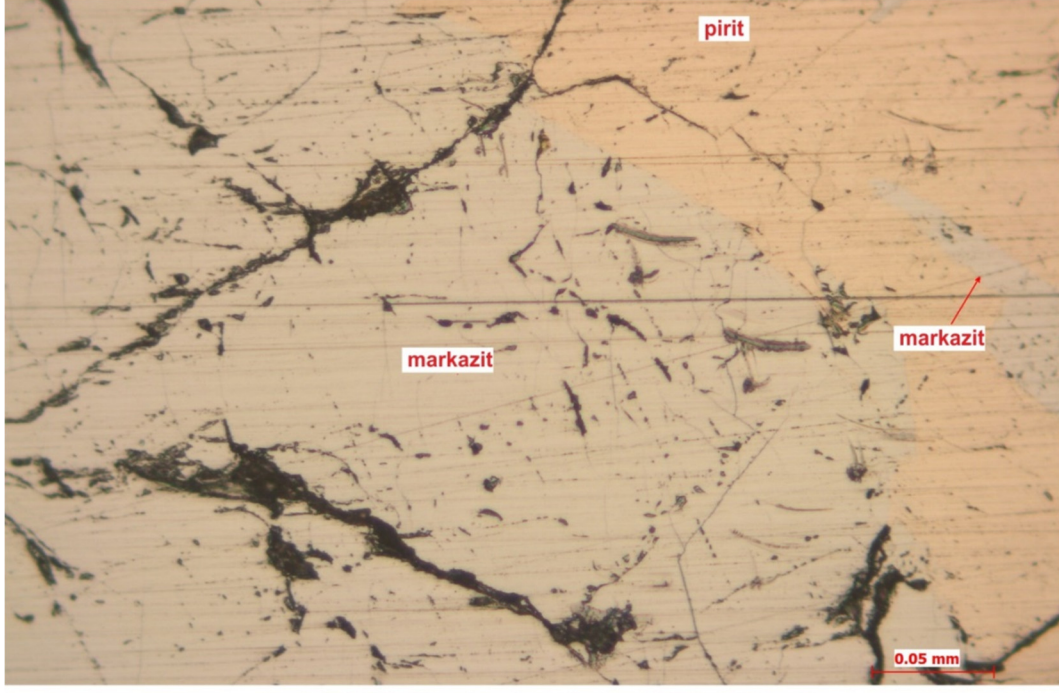
Şekil 2.34. MSC9A örneği cevher mikroskopisi incelemesinde gözlenen; özşekilsiz, bol kırık ve çatlaklı pirit tanesinin kenarlarından itibaren markazite dönüşümü.



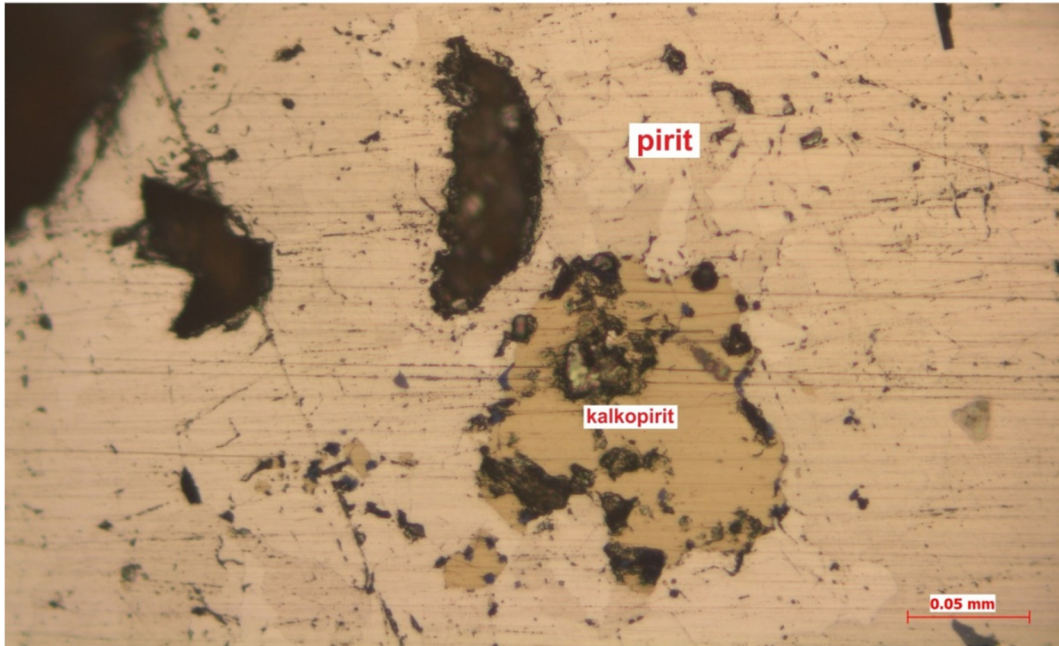
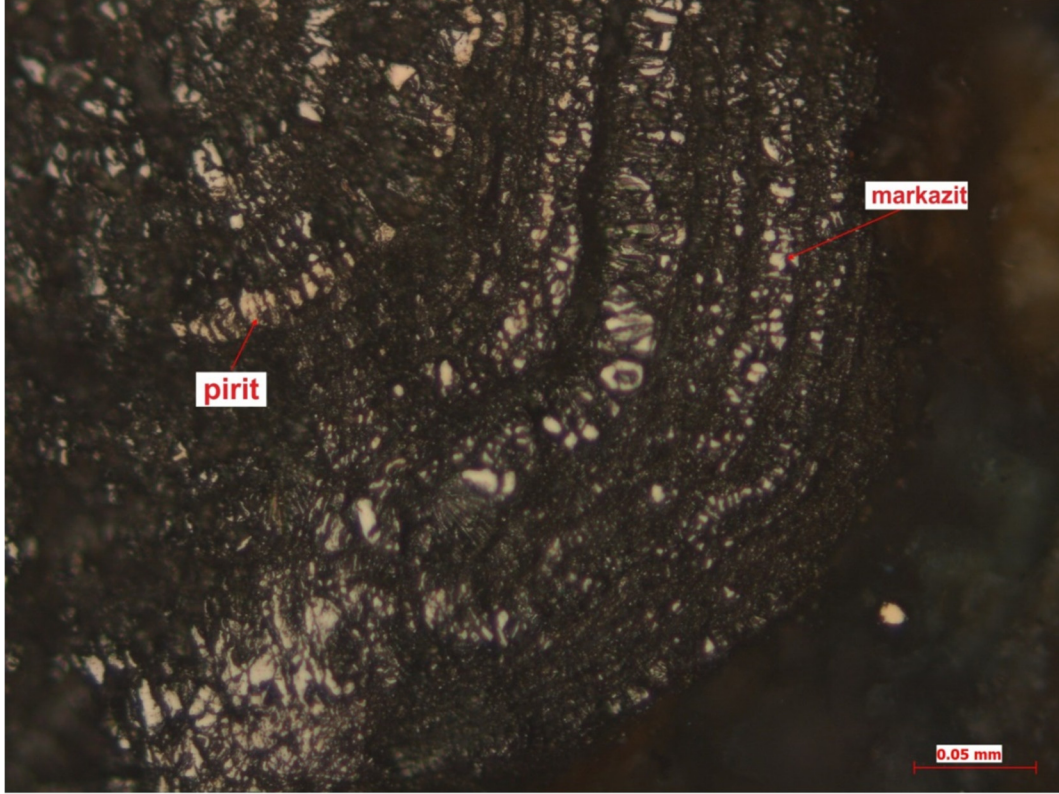
Şekil 2.35. MSC9A örneği cevher mikroskobisi incelemesinde gözlenen; özşekilsiz kovellin tanesi (A), piritleşmiş bakteri/framboidal pirit (B), deformasyon dokusu gösteren yarı özşekilli pirit (C), özşekilli pirit tanesi (D).



Şekil 2.36. MSC9A örneği cevher mikroskobisi incelemesinde gözlenen; framboidal piritlerin etrafında ince taneli topluluklar şeklinde markazitler (üstte), özşekilsiz piritin görece geniş çatlaklar boyunca markazite dönüşümü (altta).



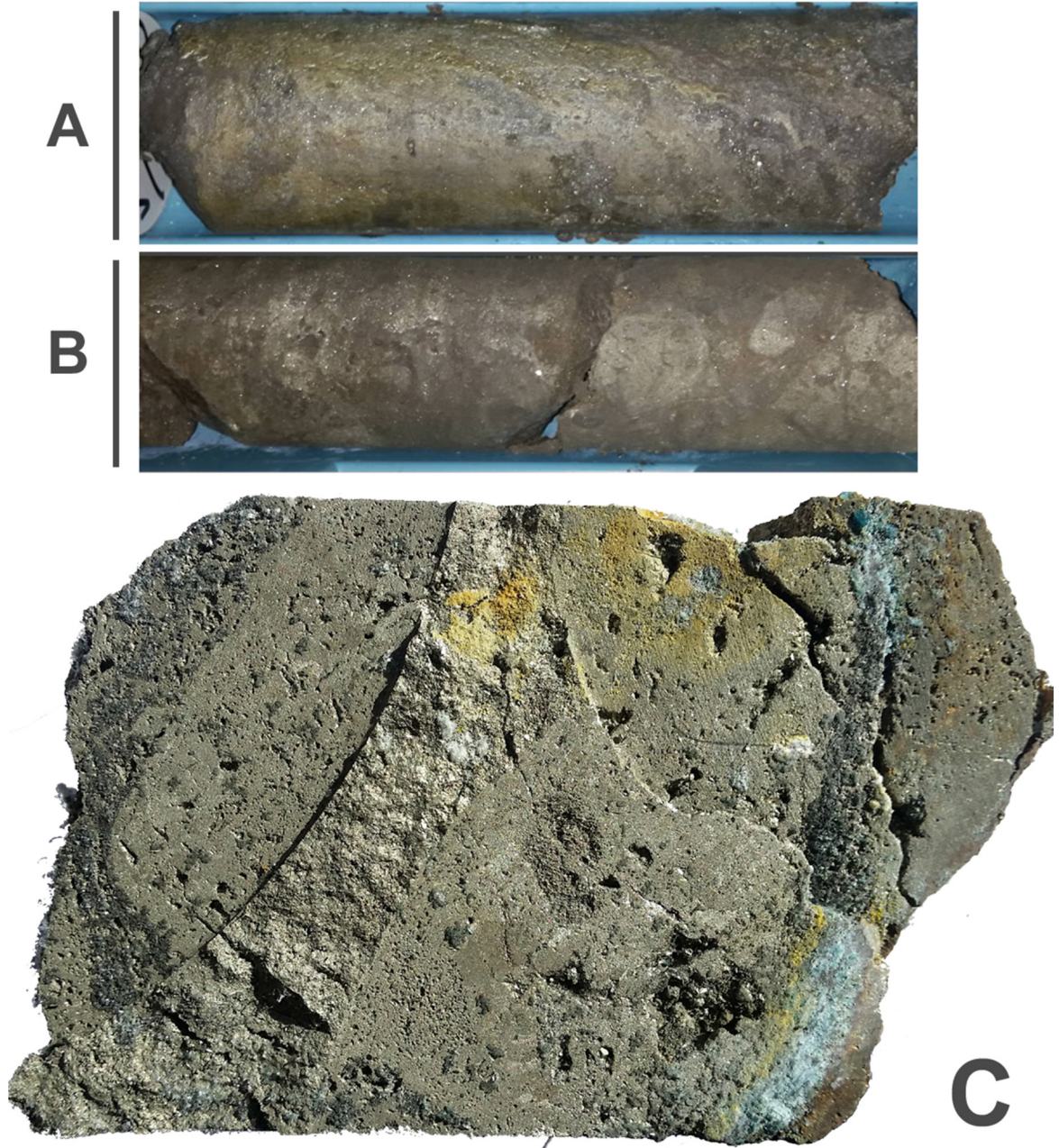
Şekil 2.37. MSC9A örneği cevher mikroskobisi incelemesinde gözlenen; markazitin piriti ornatımı (üstte), kolloform dokulu, yer yer boşluklar içeren pirit (altta).



Şekil 2.38. MSC9A örneği cevher mikroskobisi incelemesinde gözlenen; ışınal dizimli, ince taneli topluluklar şeklinde markazitler ve merkeze yakın bölüme korunmuş piritler (üstte), masif pirit çakılının boşluklarında gelişen kalkopiritler (altta).

2.3.5. Sulfid Bloklı Breş Cevher

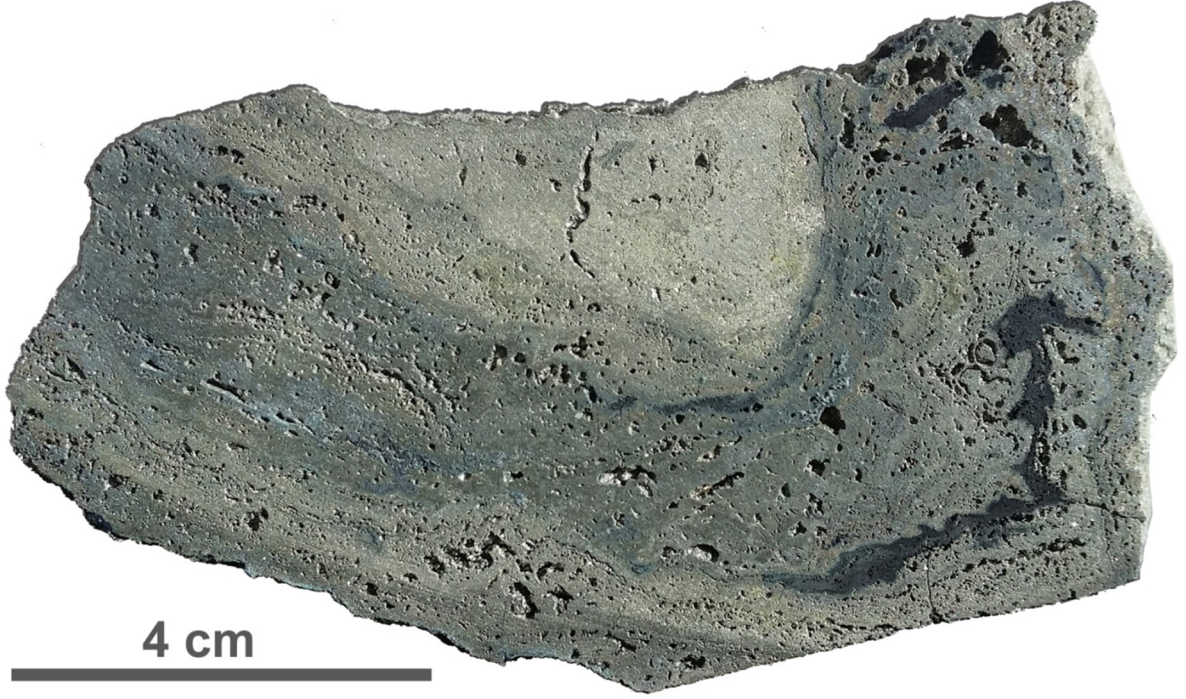
Cevher zonlarında, tamamen masif sulfid bloklarından oluşan veya çoğunlukla masif sulfid bloklarından ve az miktarda sulfid çakıllarından oluşan kısımlar sulfid bloklı breş cevher olarak ayırtlanmıştır (şekil 2.39.). Boşluklu yapısıyla süngerimsi bir görüntü sunan masif sulfid blokları, pirit ve yer yer piritlerin etrafını saran kalkopiritlerden oluşmaktadır. Ayrıca bazı sulfid bloklarında, masif piritlerin boşluklarına dolmuş (bantlar şeklinde) ince taneli (siyah renkli) bakır sulfidler yaygındır. Masif sulfid bloklarında, kolloform bantlanma yaygındır. Sulfid bloklı cevherin özelliklerinin daha iyi anlaşılabilmesi amacıyla, MD-3 sondajından MSC10 ve MSC11 örnekleri alınarak cevher mikroskobisi incelemeleri yapılmıştır. MSC10 ve MSC11 el örneklerine ait fotoğraflar şekil 2.40. ve şekil 2.46.'da verilmiştir.



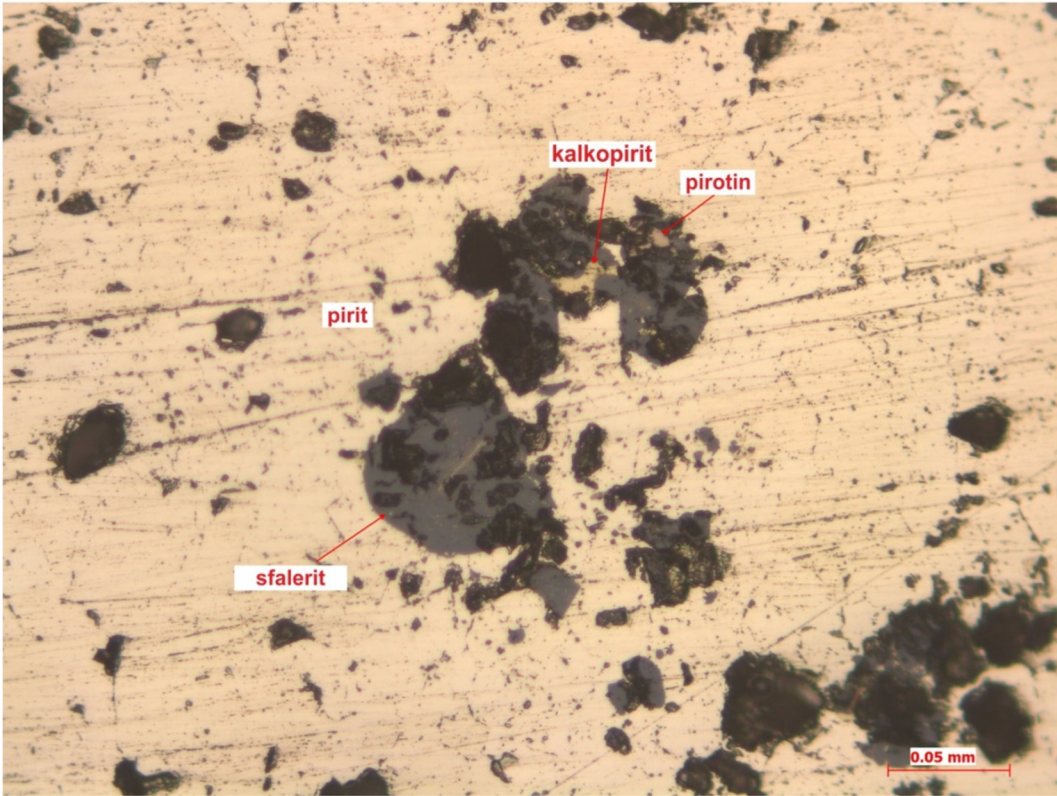
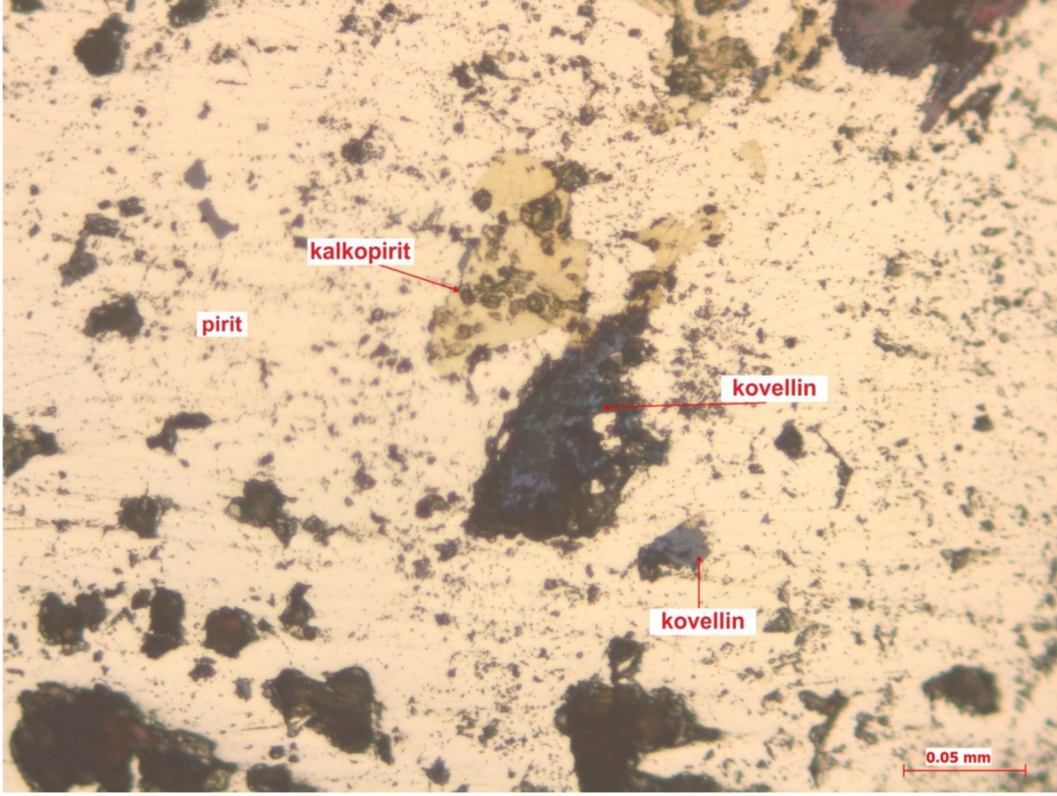
Şekil 2.39. A: MD-4 sondajından masif sülfid bloğu. B: MD-4 sondajından sülfid bloklu cevher (A ve B karot çapı: 6,35 cm). C: MD-11 sondajından yarılanmış masif sülfid bloğu karot görüntüsü. Mavi ve sarı renklerde görülen bakır ve demir sülfatlar, karot kesimi sonrası atmosferik koşullar etkisiyle gelişmiştir. (C karot çapı: 8,5 cm)

Cevher mikroskobisi incelemelerine göre MSC10 örneği; yer yer boşluklar içermekle birlikte, masif özellik taşıyan piritten oluşmuştur. Pirit içerisinde bazıları submikroskobik kalkopirit ayrılmaları da içeren sfalerit, pirotin, kalkopirit ve kovellin bulunmaktadır. Piritlerin gözeneklerinde izlenen kalkopiritlerin bazıları kenarlarından itibaren kovelline dönüşmüştür. Ayrıca, kalkopiritlerin eser oranda bornite dönüştüğü tespit edilmiştir. Bazı

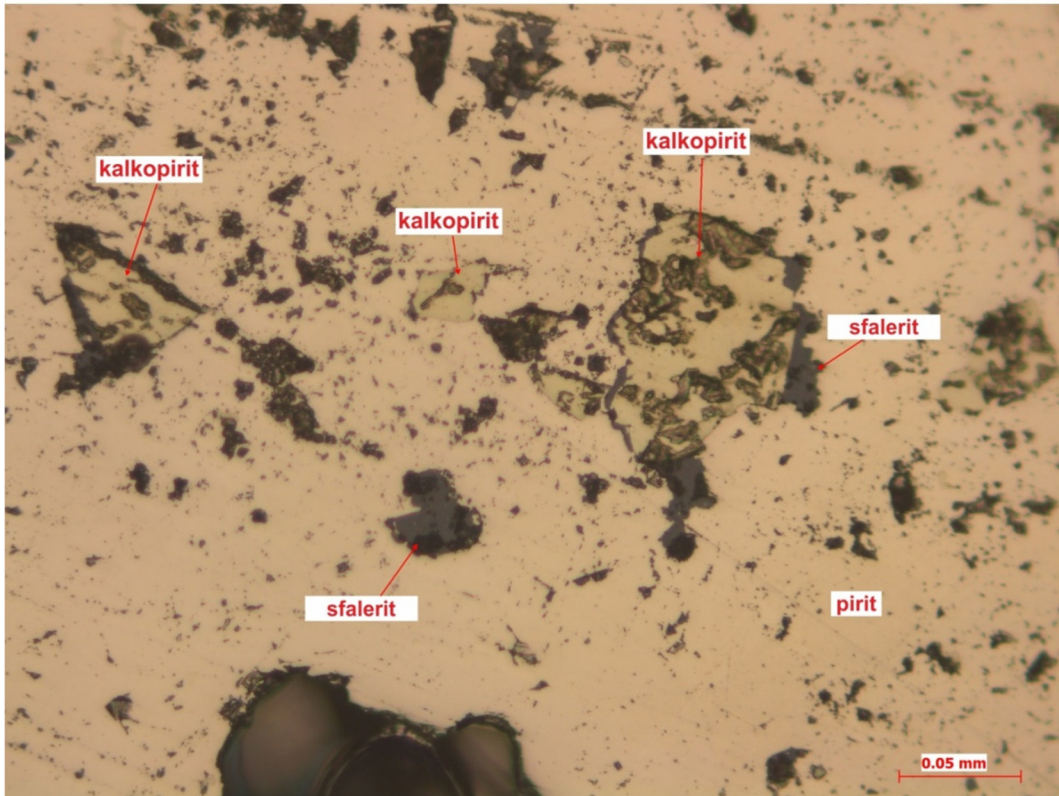
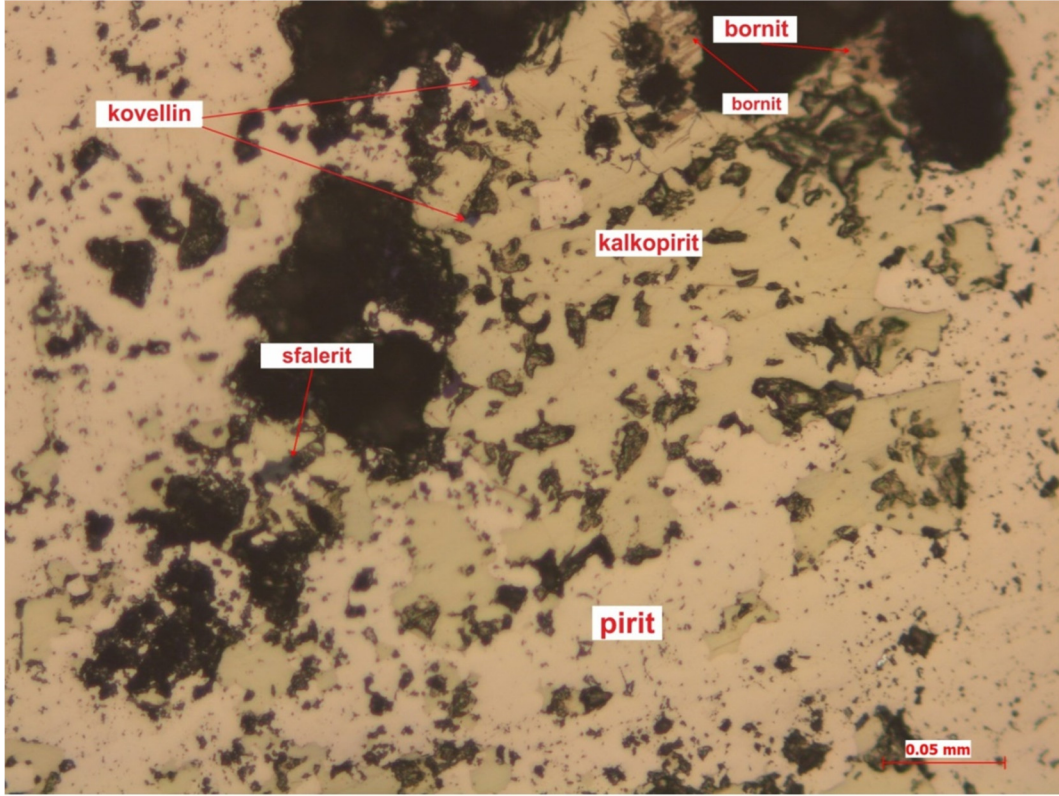
kalkopiritler ise dijenite dönüşüm göstermiş, dijenit içerisinde kalıntı olarak yer almaktadır. Piritlerde ise, eser oranda markazite dönüşüm tespit edilmiştir (Şekil 2.41, Şekil 2.42, Şekil 2.43., Şekil 2.44., Şekil 2.45.)



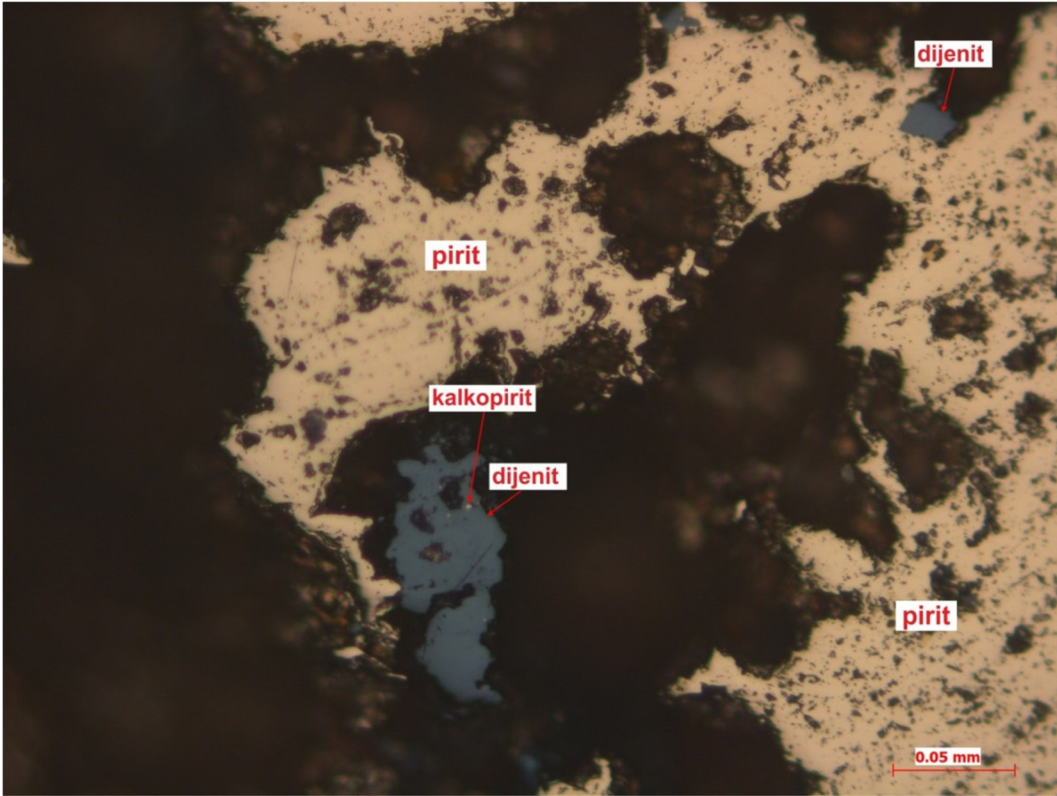
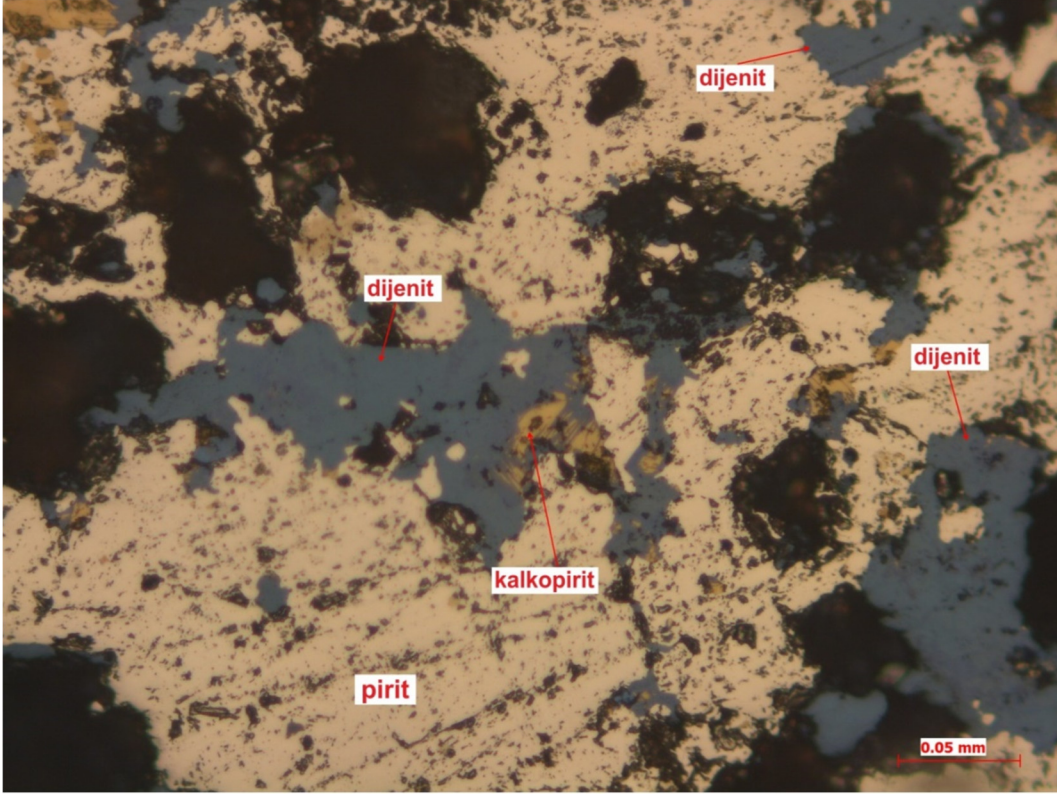
Şekil 2.40. MSC10 el örneğinde görülen kolloform bantlanma ve boşlukları doldurmuş ince taneli (siyah renkte) sülfidler



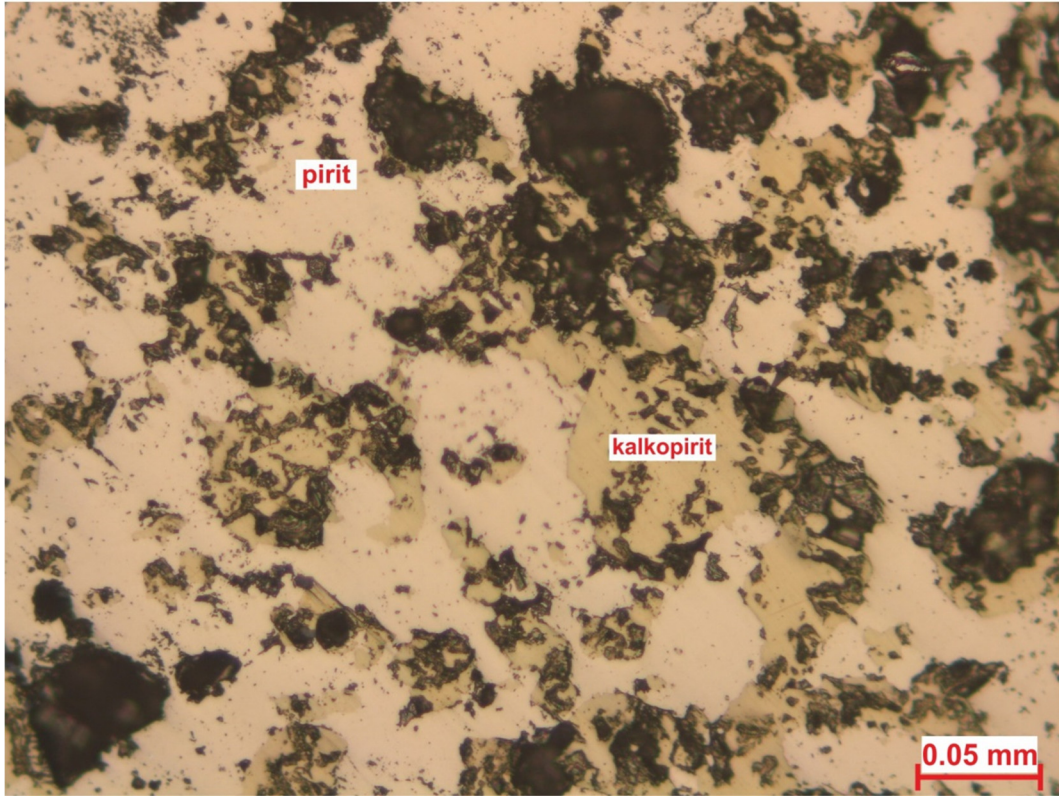
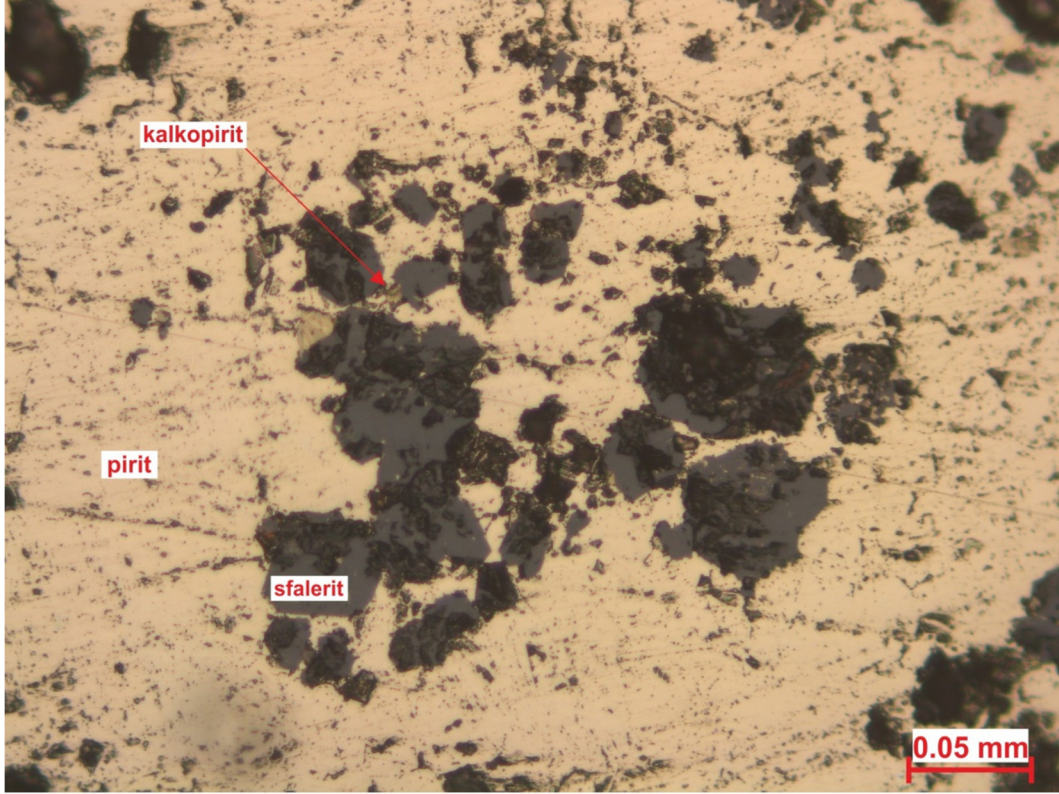
Şekil 2.41. MSC10 örneğinin cevher mikroskobisi incelemesinde gözlenen; masif piritin boşluklarında gelişmiş kalkopiritin kovellin tarafından ornatılması (üstte), masif pirit içerisinde kalkopirit ayrılımları ve piritin pirotine dönüşümü (altta).



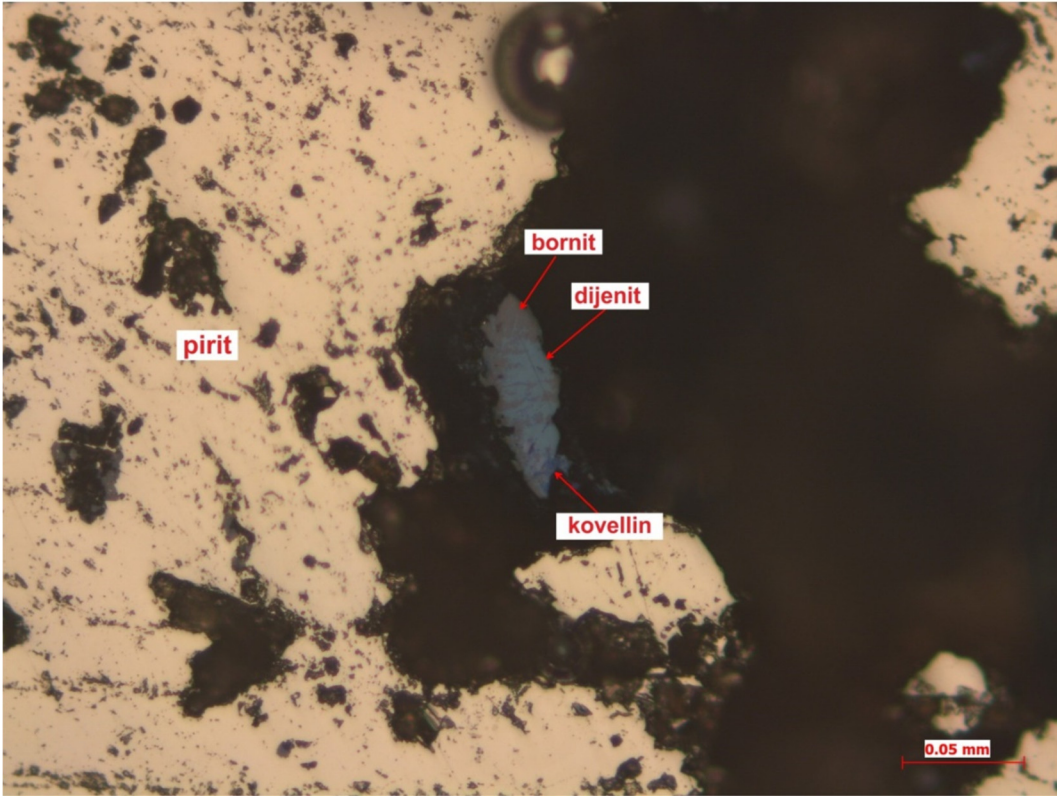
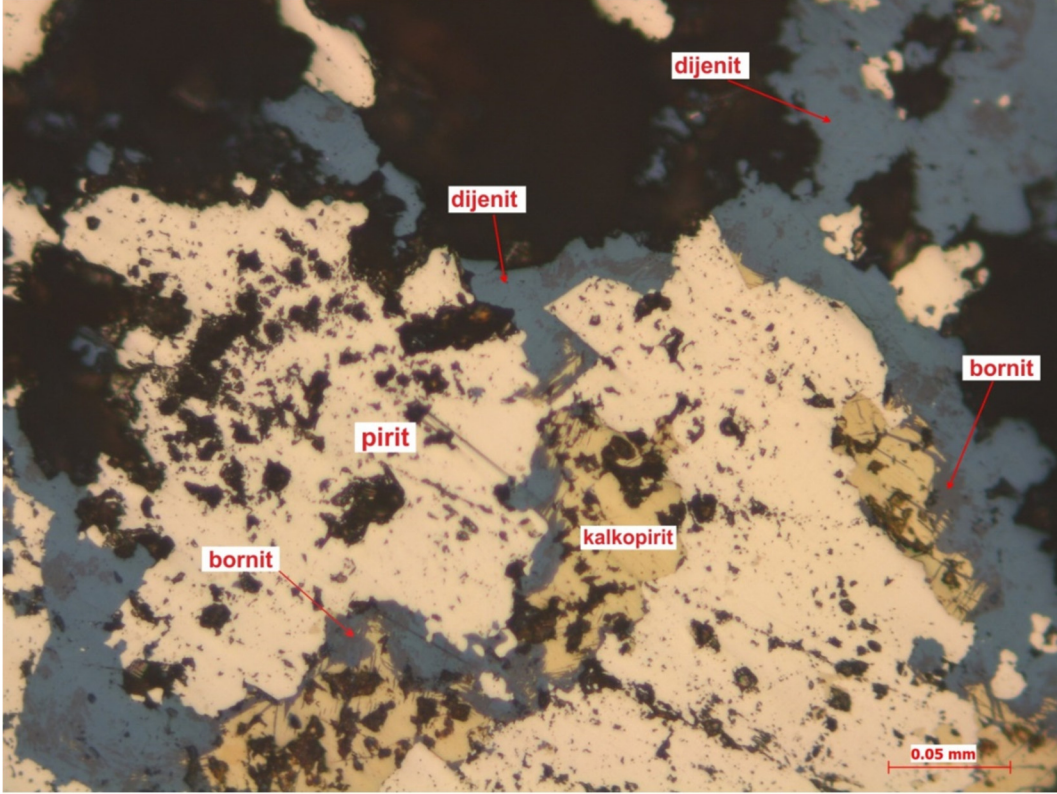
Şekil 2.42. MSC10 örneğinin cevher mikroskopisi incelemesinde gözlenen; masif piritin boşluklarında yer alan kalkopirit ve eser miktarda sfalerit (üstte ve altta), kalkopiritin kenarlarından itibaren bornit tarafından ornatılması (üstte).



Şekil 2.43. MSC10 örneğinin cevher mikroskobisi incelemesinde gözlenen; masif piritin gözeneklerinde yer alan kalkopiritlerin büyük oranda dijenit tarafından ornatılması ve kalıntı olarak gözlenen kalkopiritler (üstte ve altta).



Şekil 2.44. MSC10 örneğinin cevher mikroskobisi incelemesinde gözlenen; masif piritin boşluklarında izlenen sfaleritler ve submikroskobik kalkopirit (üstte), masif piritin boşluklarında izlenen kalkopiritler (altta).

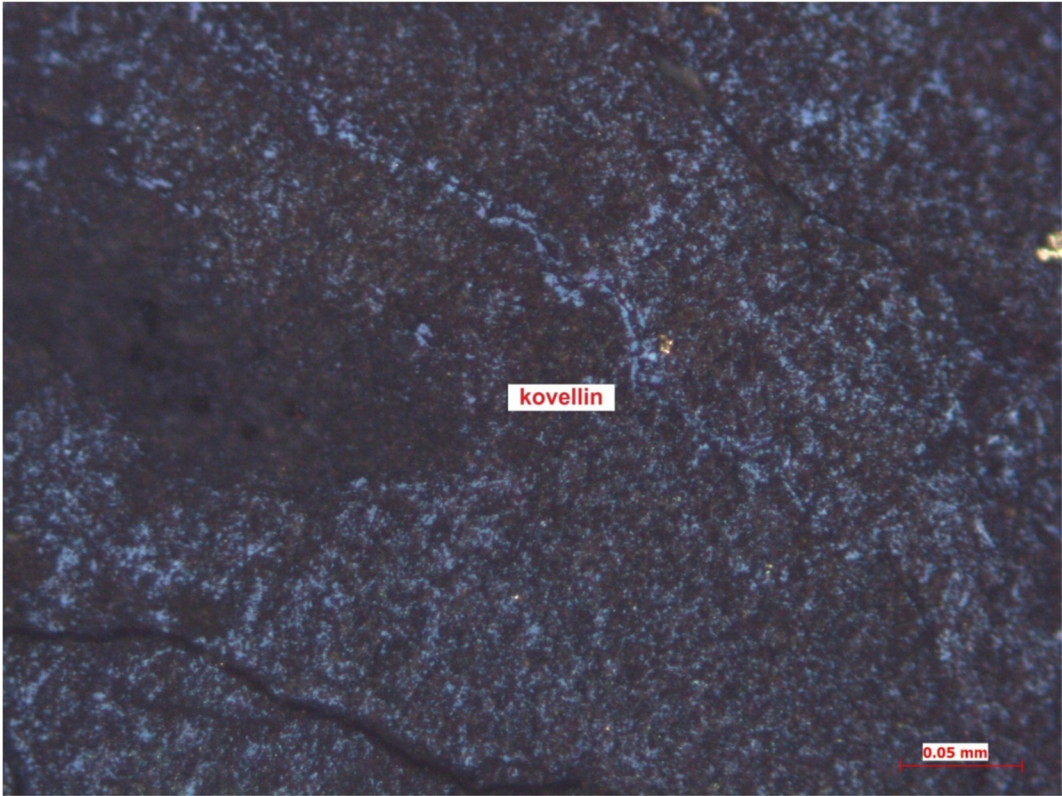
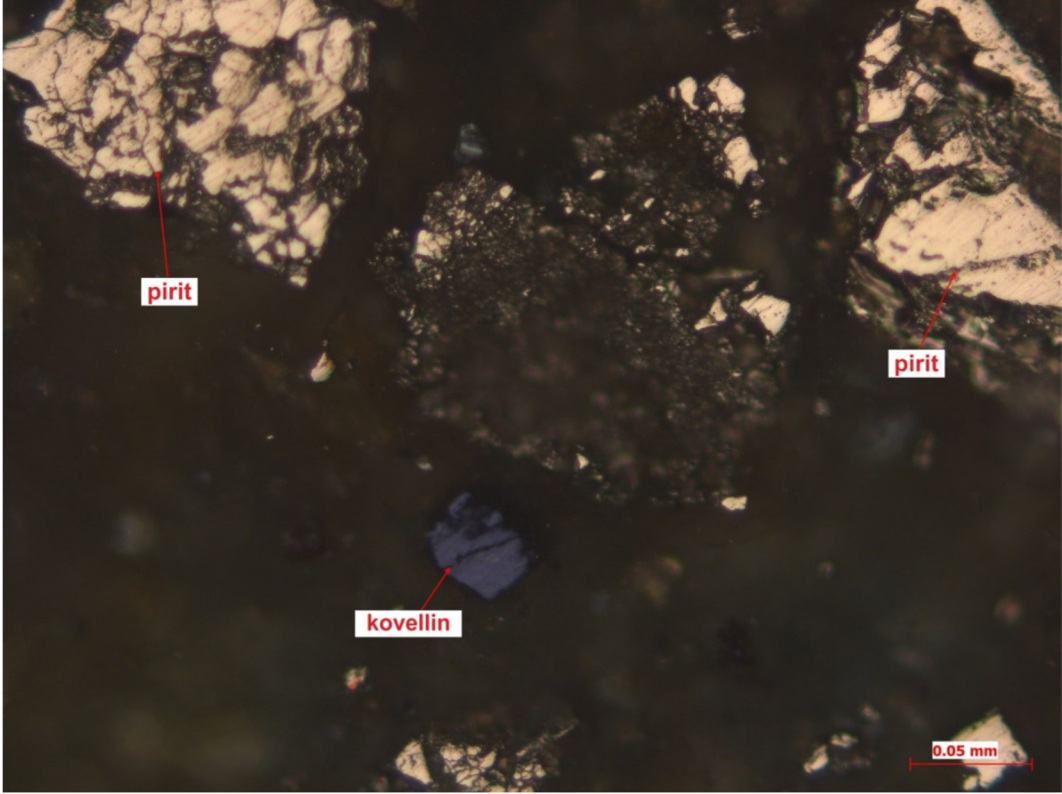


Şekil 2.45. MSC10 örneğinin cevher mikroskopisi incelemesinde gözlenen; kalkopiritlerin bornite ve dijenite ornatılması (üstte), tamamen kovelline ornatılmış serbest kalkopirit tanesinin, bornite ve dijenite ornatılması (altta).

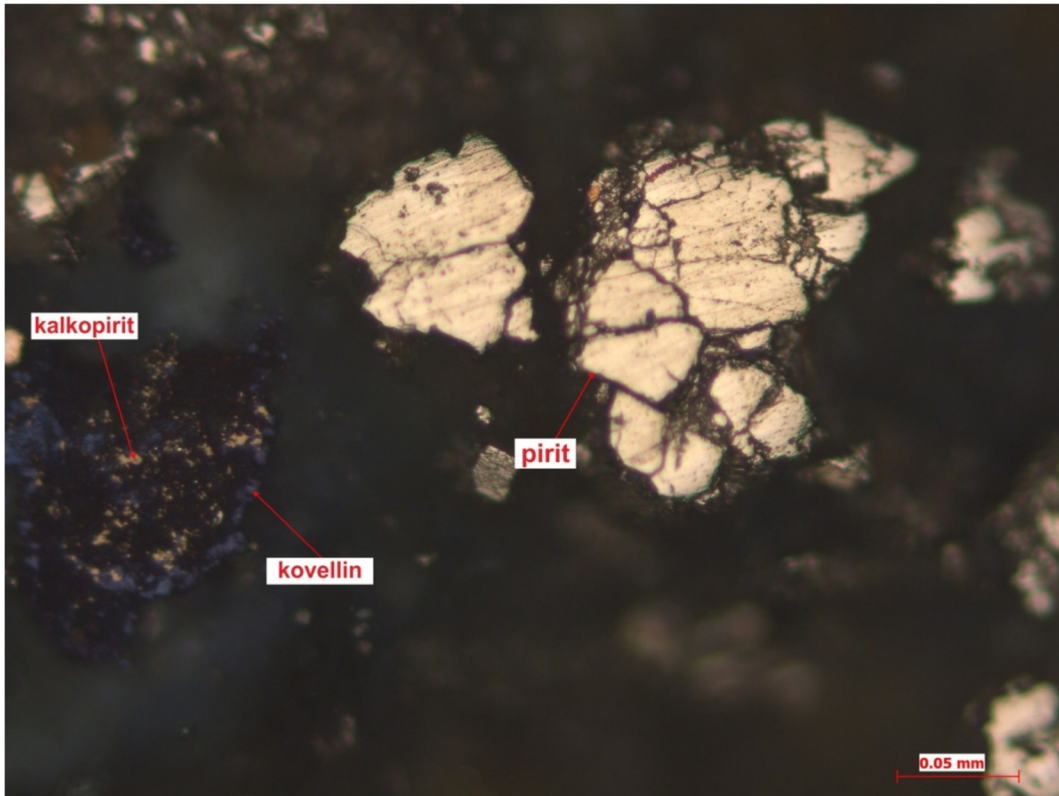
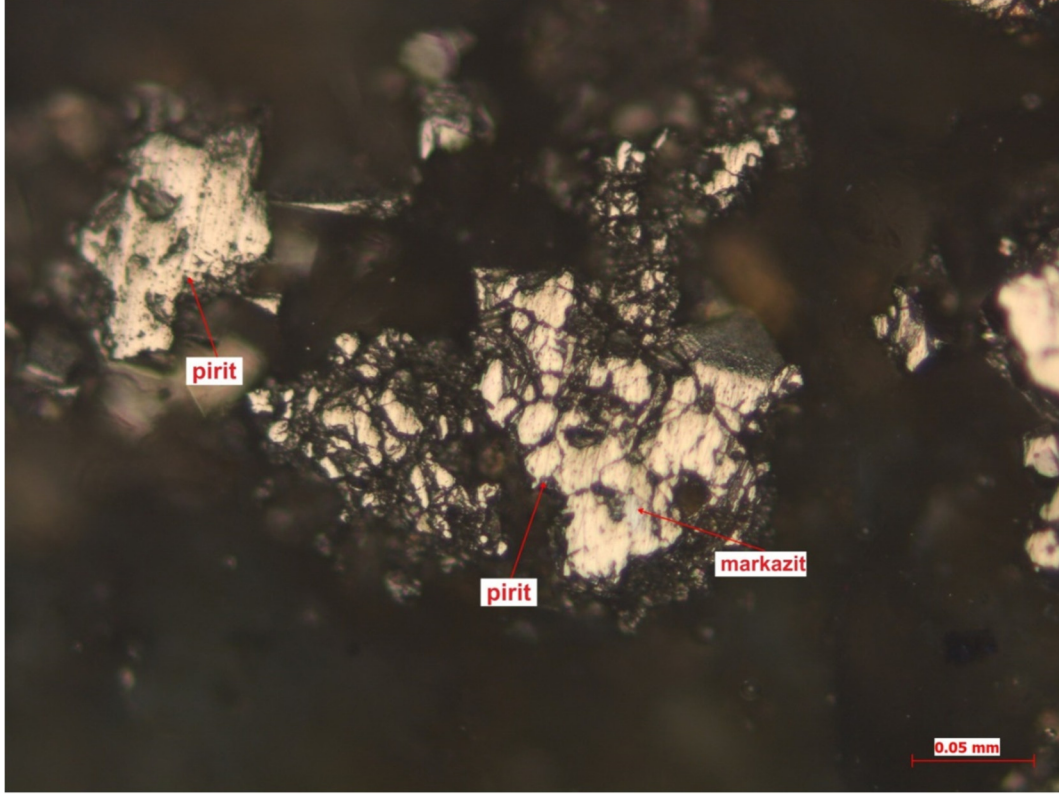
Cevher mikroskobisi incelemelerine göre MSC11 örneği; çok miktarda özşekilsiz taneler halinde pirit içermektedir. Eser miktarda özşekilli/yarı özşekilli pirit izlenmiş olup, bu piritlerde izlenen en büyük tane boyu 525 mikrondur. Bir kısım pirit ise, bol çatlaklı dokudadır. Piritlerde eser oranda markazite dönüşüm izlenmiştir. Ayrıca, yer yer özşekilsiz (çok az yarı özşekilli) taneler halinde, nadiren içerisinde çok ince kalkopirit bulunan kovellinler izlenmiştir. Örnekte, eser miktarda izlenen özşekilsiz kalkopiritler 22 mikron ile 30 mikron arasında değişen tane boylarındadır. Örnek içerisinde 5x5 mm boyutlarında siyah renkli parça içerisinde çok ince taneli kovellin ve kalkozin? ile ince taneli pirit ve kalkopirit izlenmiştir (Şekil 2.47. ve Şekil 2.48.).



Şekil 2.46. MSC11 örneğinin yarılanmış karot görüntüsü. Boşluklu, süngerimsi yapıda masif sülfite bloğu (karot çapı: 6,35 cm).



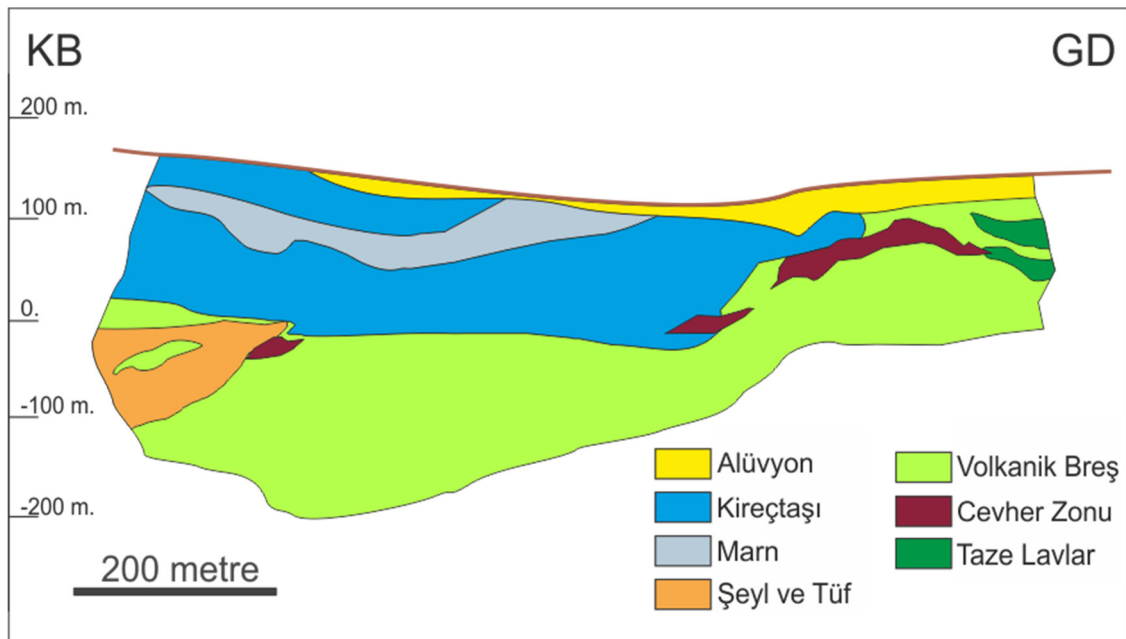
Şekil 2.47. MSC11 örneğinin cevher mikroskopisi incelemesinde gözlenen; bol çatlaklı dokuda özşekilsiz pirit taneleri ve yarı öz özşekilli kovellin tanesi (üstte), örnek içerisinde yer alan 5x5 mm boyutlarındaki parçada gözlenen çok ince taneli kovellinler (altta).



Şekil 2.48. MSC11 örneğinin cevher mikroskobisi incelemesinde gözlenen; bol çatlaklı dokuda özşekilsiz piritin eser oranda markazite dönüşümü (üstte), ince taneli dokuda izlenen serbest kalkopirit tanesinin kovelline ornatılması (altta).

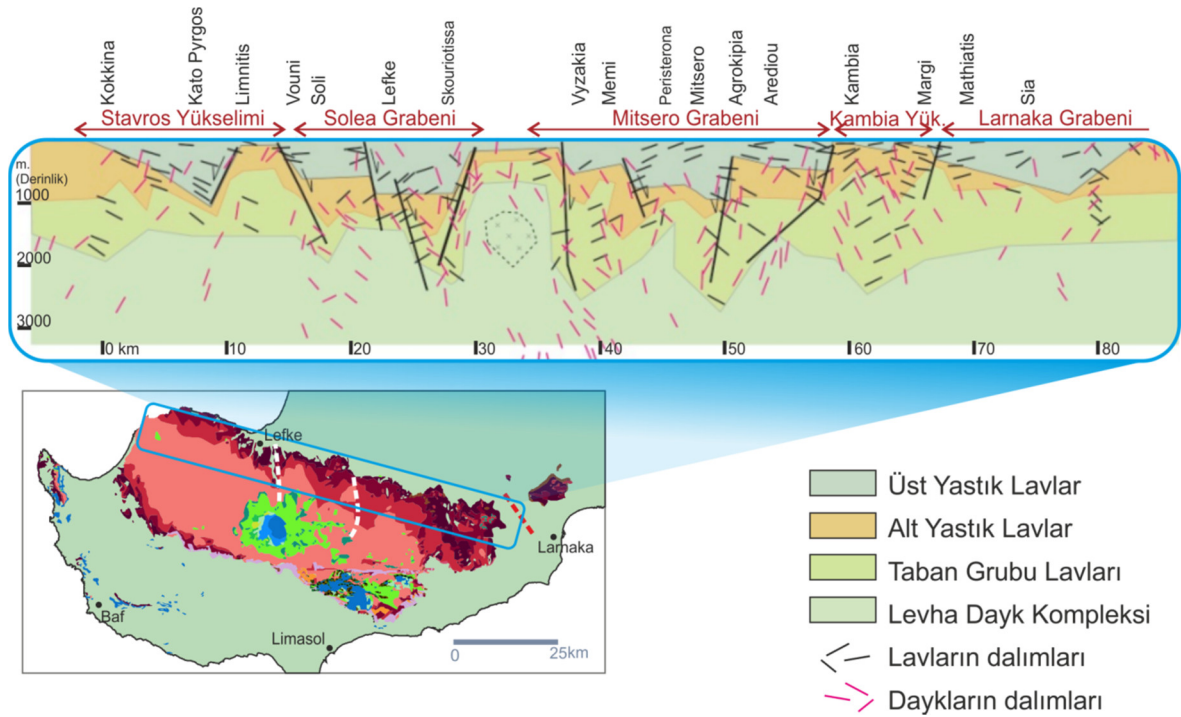
2.4. Köken ve Oluşum Modeli

Lefke-Doğu cevherleşmesi köken ve oluşumu hakkında yegane çalışma, N.G. Adamides tarafından, arşiv verilerinin yorumlanması ile ortaya koyulmuştur. Çalışmaların sınırlı kalmasında en büyük etken, cevherleşmenin doğrudan çalışmaya imkan vermeyen gömülü yatak konumunda olmasıdır. Adamides'in çalışmasına göre, Lefke-Doğu (East Lefka) cevherleşmesi; volkanik istifin üst bölümlerinde, volkanik breş içerisinde yerleşmiş, taze lavlar üzerine gelen veya taze lavlarla ardalanma gösteren birbirinden kopuk cevher mercekleri şeklindedir ve ağsal damarcıklı zon gözlenmemiştir (Şekil 2.49.) [82]. Adamides, sondaj loglarından hareketle cevherin çoğunlukla, siyah kalkozinle sarılı, yer yer bornit ve kalkopirit içeren nodüler sülfid çakılları/blokları (volkanik breşin camsı matriksi içerisinde) şeklinde olduğunu belirtmiştir. Ayrıca, cevherli zonlarda gri ve kırmızı piritik jasper damarlarının yer aldığını ve cevherin altına gelen camsı lavların yaygın şekilde zeolitlendiğini belirtmiştir [82]. Adamides, Lefke-Doğu cevherleşmesinin genişlik/kalınlık oranının büyük olması, hidrotermal akışkanların ilerlediği bir kanalın/yapının bulunmaması, cevherli zonun altında ve üstünde ardalanmış sedimanter seviyelerin bulunması özelliklerini yorumlamış ve bunlardan hareketle yatağın taşınmış (transported) kökenine işaret etmiştir. Bu taşınmış köken yorumunu, Mavrovouni yatağından deniz tabanına ulaşan sülfid içeren hidrotermal akışkanların (deniz suyuna göre oldukça yoğun), deniz tabanındaki çukurluk alanlarda depolanması şeklinde açıklamıştır [82].



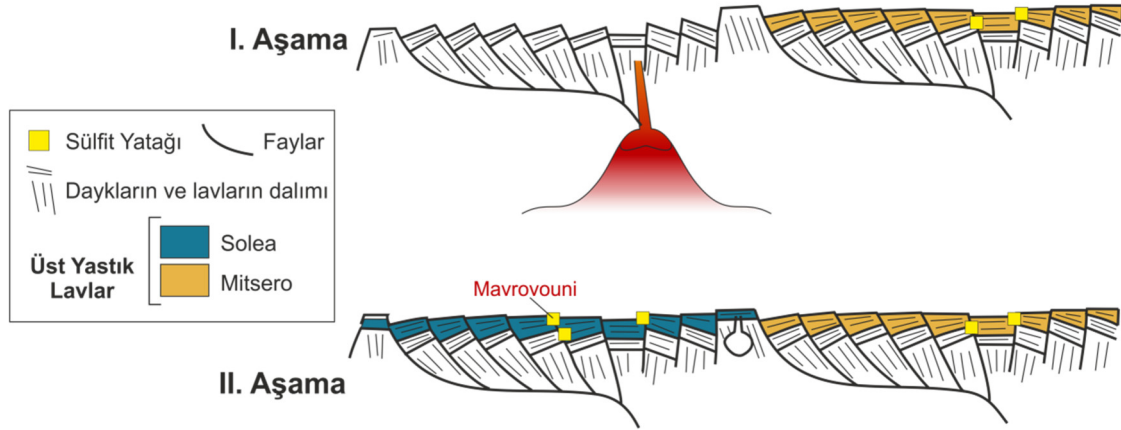
Şekil 2.49. Adamides'in çalışmasında yer alan Lefke-Doğu Yatağı enine kesiti [82]

Lefke-Doğu cevherleşmesi köken ve oluşumu irdelenirken, Troodos Ofiyoliti'nde, tektonik genişleme ve magmatik katılım ile temsil edilen yayılma süreçleri ve grabenlerin gelişimleri detaylı olarak anlaşılmalıdır. Yayılma süreci içerisinde, tektonik genişleme ve magmatik katılımın etkinlikleri, yayılma hızına ve ekseninde oluşan magma kaynağının miktarına göre değişiklik göstermektedir. Magma kaynağının fazla olduğu dönemlerde, gabro sillerinin, daykların ve lavların yerleşimi (yeni okyanusal kabuk oluşumu), Troodos'taki genişlemeyi karşılar. Ancak, magma kaynağının yetersiz olduğu dönemlerde yeni kabuk oluşumu, yayılma ve mevcut kabuğun genişlemeli tektonizma etkisiyle gerilmesini karşılayamayacaktır. Bunun sonucunda Troodos kabuğu bu genişlemelere, levha dayk kompleksinin ve lav serisinin eğimlenmesi (tilting) ile oluşan üç grabenin gelişimi ile karşılık verecektir (Şekil 2.50.). Her bir graben, magma kaynağınca fakir dönemlerdeki bir tektonik genişleme bölümüne karşılık gelmektedir [98].



Şekil 2.50. Troodos kuzey kanadında, okyanusal kabuğun üst bölümünün şematik kesit üzerinde gösterimi ([98]'den değiştirilerek)

Troodos masifindeki grabenlerin oluşumu, yayılmanın farklı dönemlerde farklı eksenlerde devam etmesi şeklinde, pek çok evrede gerçekleşmiştir [98]. Solea Grabeni'ni oluşturan evreler, aşağıda iki aşama halinde özetlenmiştir.

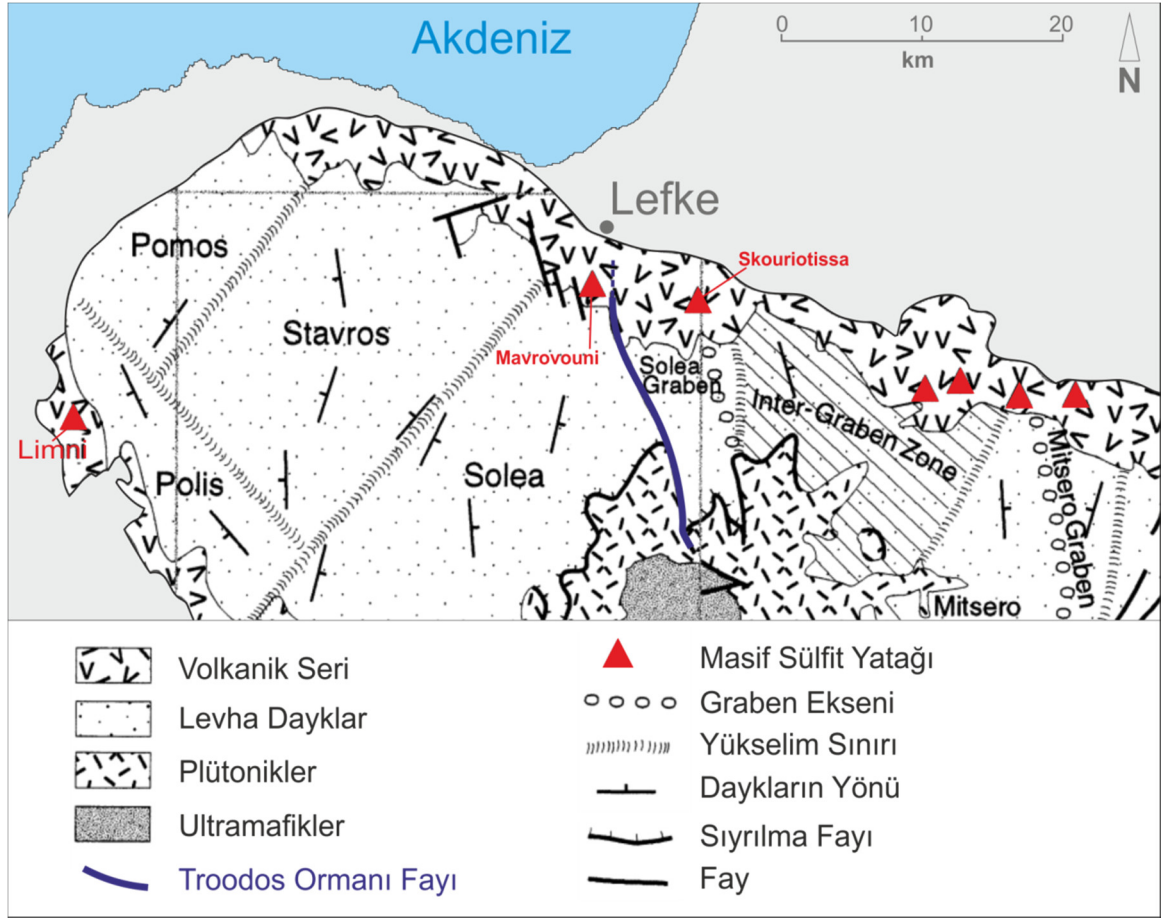


Şekil 2.51. Solea Grabeni oluşumunda birinci ve ikinci evreler [98]

Birinci Aşama: Mitsero Grabeni'nin oluşumundan sonra Troodos'ta yayılma Solea Grabeni eksenine dönmüştür. Solea ekstrüfiz serisi boyunca (alt yastık lavlarda) görülen devamlı uyumsuzluklar, Solea alt yastık lavlarının sintektonik yerleştiğini gösterir. Bundan hareketle, bir sıyrılma/"detachement" fayının Solea Grabeni evriminin başından itibaren etkin olduğu düşünülmektedir. Okyanusal kabuğun üst bölümüne ait bloklar, bu sıyrılma fayı üzerinde dönen fayların etkisiyle eğimlenmiştir (Şekil 2.51.) [98].

İkinci Aşama: Bu evrede, sıyrılma/"detachement" faylanması Solea ekseninde hala aktiftir, ancak bu kez düşük viskoziteli üst yastık lavlar gelişmiştir. Bu üst yastık lavların bir bölümünün, Solea ekseninin en doğusundaki yüksek dereceli plütondan (Kannavia) beslendiği muhtemeldir. Lav akıntılarının, faylarla kesildiği bölümlerde havuzlandığı ve devamında aynı fayların etkisiyle yer değiştirdiği gözlenmiştir. Bu evrede Solea ekseninde çalışan şiddetli hidrotermal döngü, üç büyük rezervli VMS yatağı oluşturmuştur. Bunlardan Phoukasa yatağı; Solea Grabeni ekseninde gelişmiş, Mavrovouni ve Aplıç yatakları ise eksenin dışında (eksene yakın) büyük bir fay boyunca gelişmiştir (Şekil 2.51.) [98].

Yukarıda özetlenen süreçlerden ikinci aşama, Mavrovouni ve Lefke-Doğu cevherleşmelerinin oluşumunu içerdiğinden detaylı olarak irdelenecektir. Genişlemeli levha hareketlerinde; magmatik, hidrotermal ve tektonik süreçler periyodik olarak tekrarlanabilir [100]. Lefke-Doğu cevherleşmesi için önerilen oluşum modeli, bu döngüsellığe bir örnektir. Lefke-Doğu cevherleşmesinin, ikinci aşama içerisinde yorumlanan oluşum mekanizması, aşağıda aşamalar halinde ve şekillerle anlatılacaktır.

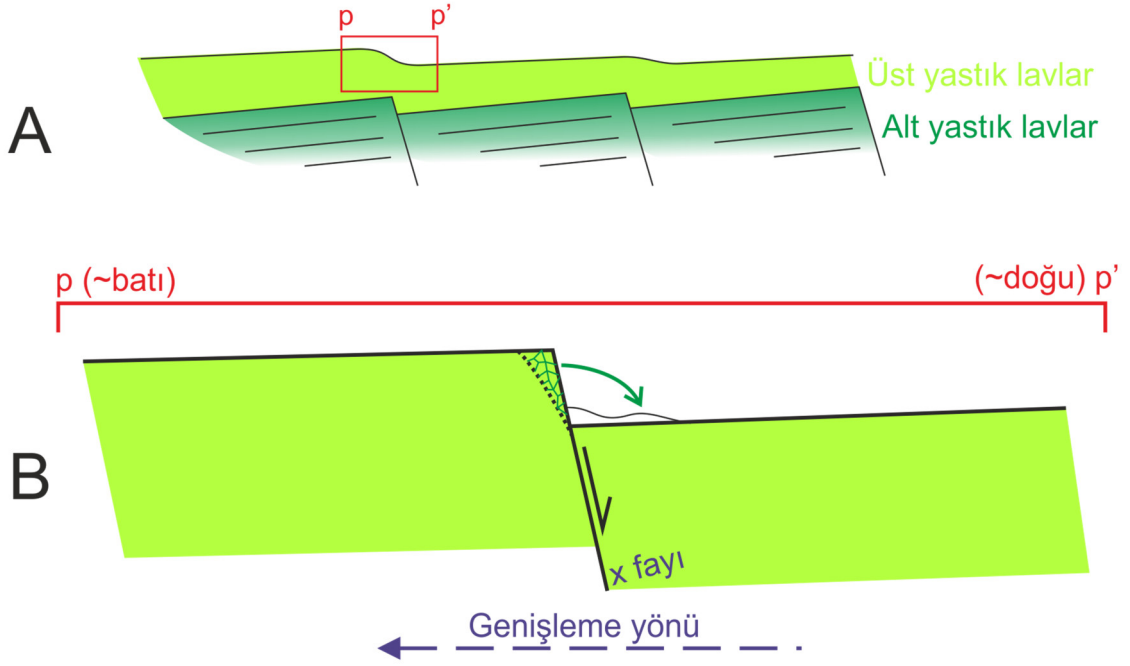


Şekil 2.52. Solea grabeni çevresindeki önemli tektonik hatlar [101]

A: İlk etapta, eğim yönünde ilerleyen düşük viskoziteli üst yastık lavlar, alt yastık lavlar üzerinde havuzlanır. Daha sonra, magmatizmanın yavaşlaması ve tektonizmanın etkin olması ile üst yastık lavlar, Troodos Ormanı fayı (Şekil 2.52.) ile aynı doğrultulu listrik fay boyunca kırılmaya başlar (Şekil 2.53.).

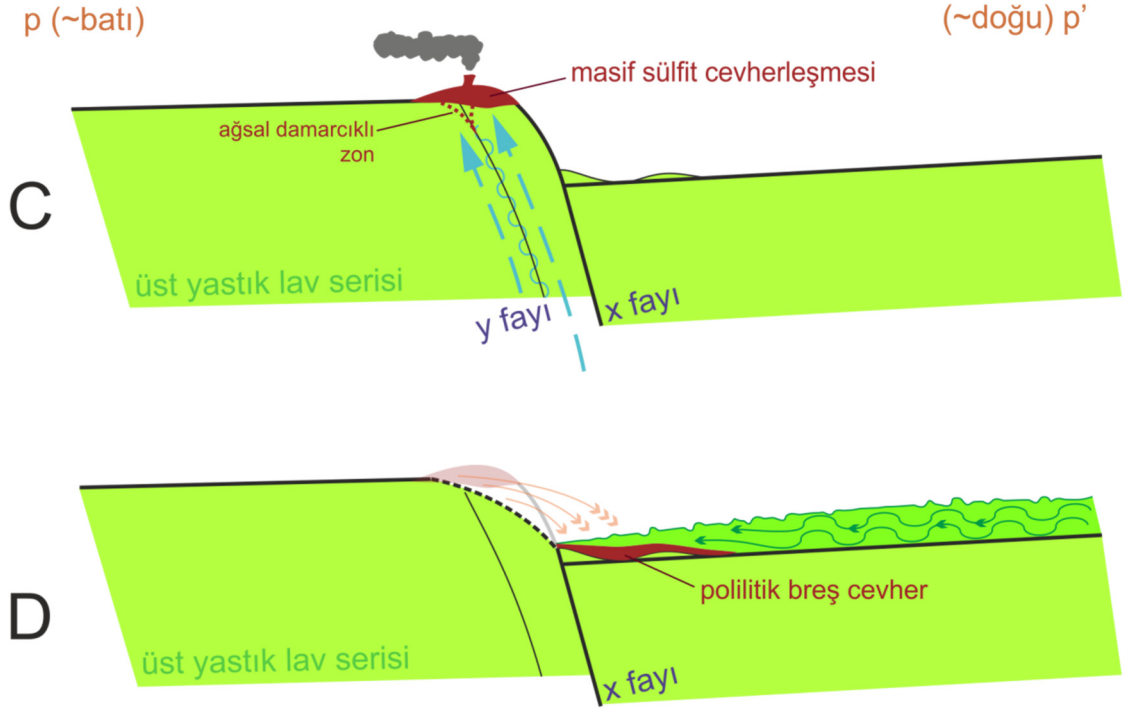
B: Üst yastık lavlarda, listrik fay (x fayı) boyunca gelişen bu kırılma, volkanik breşlerin oluşumuna sebep olmuştur. Bu volkanik breşler doğu cevher kanadının altında yer yer sondajlarda kesilmiştir (Şekil 2.53.).

C: Bu aşamada, grabende kabuk oluşumu durağanken, tektonizma ve magmatik ısı kaynağına bağlı konveksiyon döngü etkindir. Bu etkinlik sonucunda, x fayına bağlı gelişen sentetik fay (y fayı) boyunca yükselen hidrotermal akışkanlara bağlı, deniz tabanında bir hidrotermal hücre oluşur. Bu hücrede, masif sülfid cevher kütlesi ve dar alanda ağsal damarcıklı cevherleşme gelişir (Şekil 2.54.).



Şekil 2.53. A ve B süreçleri

D: Deniz tabanında oluşan bu cevher kütlesi, yarı grabenin kenarından bir kanal boyunca mekanik taşınmaya uğrayarak (moloz akması), doğuya taşınır. Moloz akması ile yalnızca cevher kütlesi değil, yan kayacı oluşturan üst yastık lavlar ve cevher kütlesinin altında yer alan ağsal damarcıklı zon da aşınarak taşınmıştır. Nihayetinde bu taşınma sonucunda, polimiktik breş cevher depolanması oluşur. Bu polimiktik breş cevher kütlesi, Lefke-Doğu cevherleşmesinin doğu kanadını oluşturacaktır. Lefke-Doğu cevherleşmesinin doğu kanadı için daha önceki bölümlerde anlatılan, cevher zonu altındaki lavların oksidasyonu ve oksitli cevher zonlarının oluşumları bu depolanma sırasında deniz suyu ile etkileşimle gerçekleşmiştir. Ayrıca doğu kanadı cevher kütlesini yer yer üzerleyen okr seviyeleri de bu aşamada oluşmuştur. Bu taşınma ve depolanma süreci boyunca etkinliği azalan hidrotermal aktivite, yerini magmatizmaya bırakır. Lefke-Doğu cevherleşmesi doğu kanadını da örtecek şekilde doğudan lav akışı gerçekleşir (Şekil 2.54.).

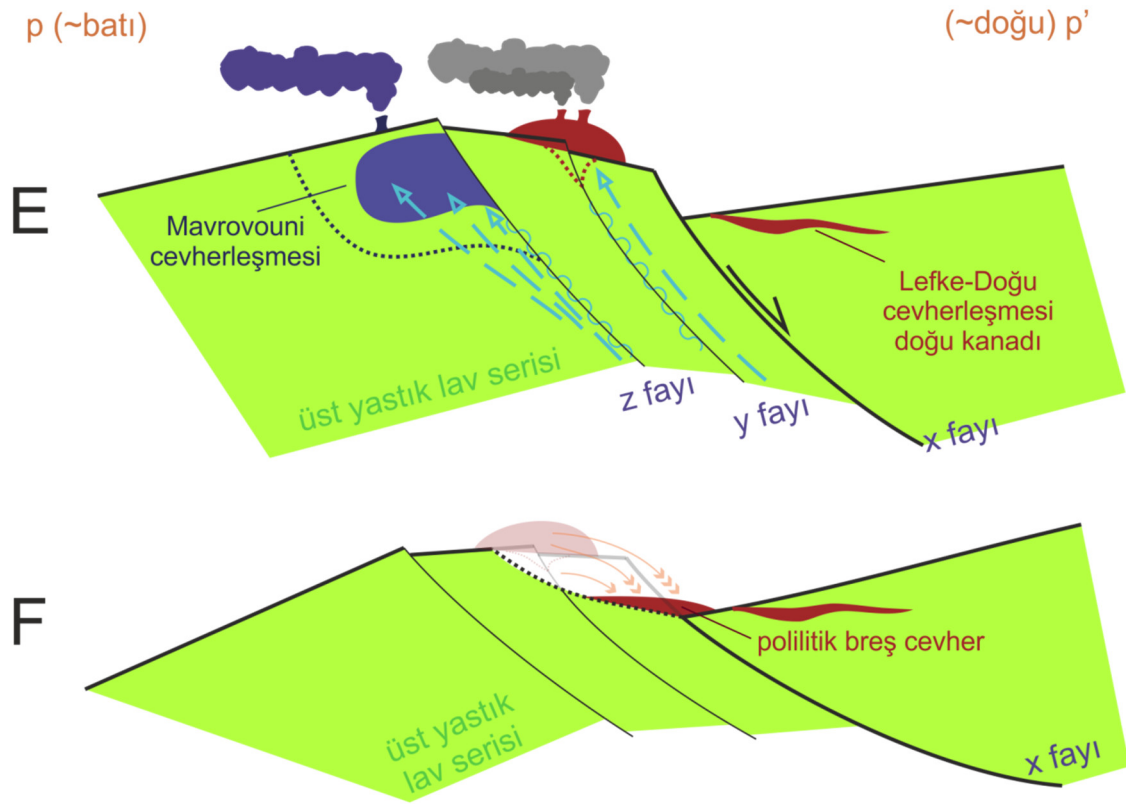


Şekil 2.54. C ve D süreçleri

E: Solea grabeninde, magmatizmanın zayıflaması ile yeni kabuk oluşumu ile karşılanamayan genişleme, derindeki sıyrılmaya fayı üzerinde blokların hareketi ile sonuçlanır. Bu hareket, Lefke-Doğu cevherleşmesi doğu kanadını daha doğuya ötelere ve eğimlenen bloklar x listrik fayına bağlı yeni bir yarı graben oluşturur. Yine bu harekete bağlı olarak, batıda z listrik fayı oluşmaya başlar. Daha sonra Solea grabeninin, jeolojik zaman içerisindeki hidrotermal olarak en aktif olduğu dönem başlar. Bu dönemde, sentetik y fayı boyunca yükselen hidrotermal solüsyonlar deniz tabanında yeni bir masif sülfür cevherleşmesi geliştirir. Eş zamanlı olarak, z listrik fayındaki hidrotermal aktivite sonucunda, fayın batısında üst yastık lavlar içerisinde (yüzeyin hemen altında) Mavrovouni cevherleşmesi oluşur. Mavrovouni cevherleşmesinin sınırlı bir bölümü, deniz tabanına ulaşabilen hidrotermal solüsyonlara bağlı olarak ekzalatif gelişmiştir. Ayrıca Mavrovouni cevherleşmesi etrafında geniş bir alterasyon zonu gelişmiştir (Şekil 2.55.).

F: Sonrasında, x listrik fayının, derindeki sıyrılmaya fayı üzerindeki hareketine devam etmesi ile blokların eğimlenmesi devam ederken, yarı grabenin kenarında yer alan cevher kütlesi ve yastık lavlar moloz akması şeklinde yarı grabenin tabanına taşınır ve depolanır. Bu depolanma ile gelişen polimiktik breş cevher zonu; Lefke-Doğu cevherleşmesi batı kanadını oluşturacaktır. Bu depolanma sürecinde, daha önceki bölümlerde değinilen, batı

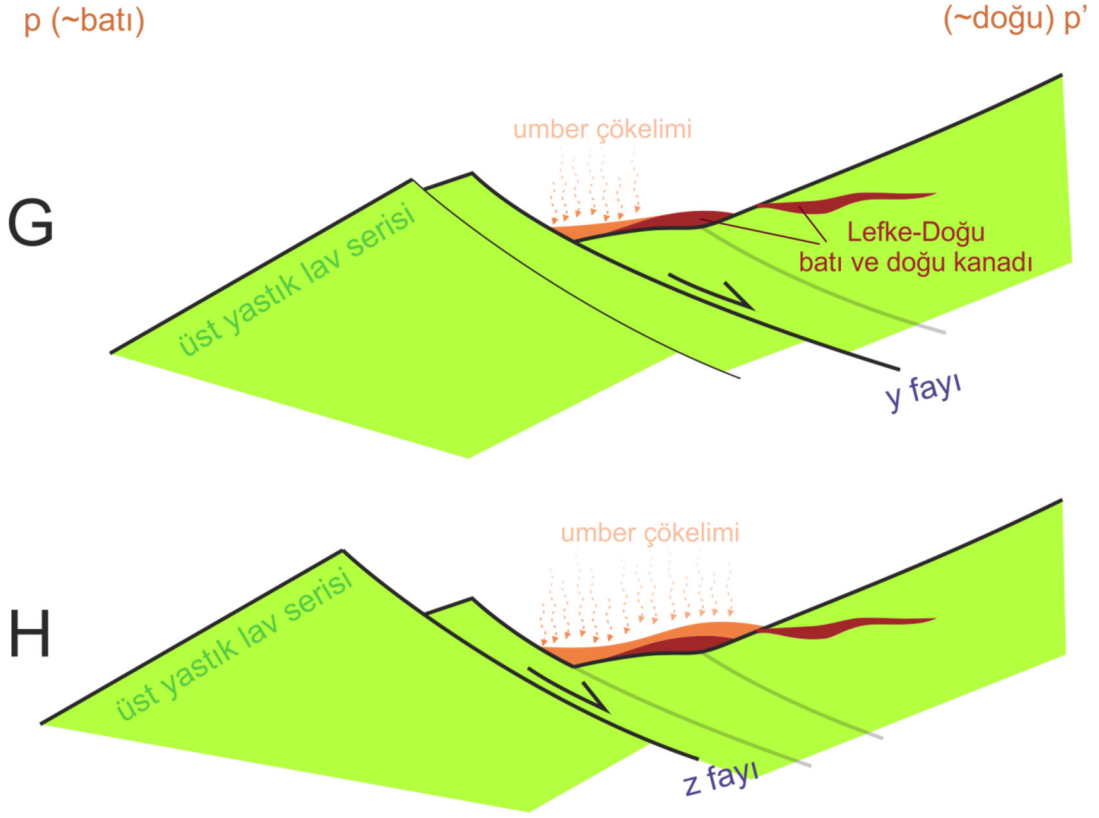
kanadı cevher zonu altındaki lavların oksidasyonu ve oksitli cevher zonlarının oluşumları deniz suyuyla etkileşimle gerçekleşmiştir (Şekil 2.55.).



Şekil 2.55. E ve F süreçleri

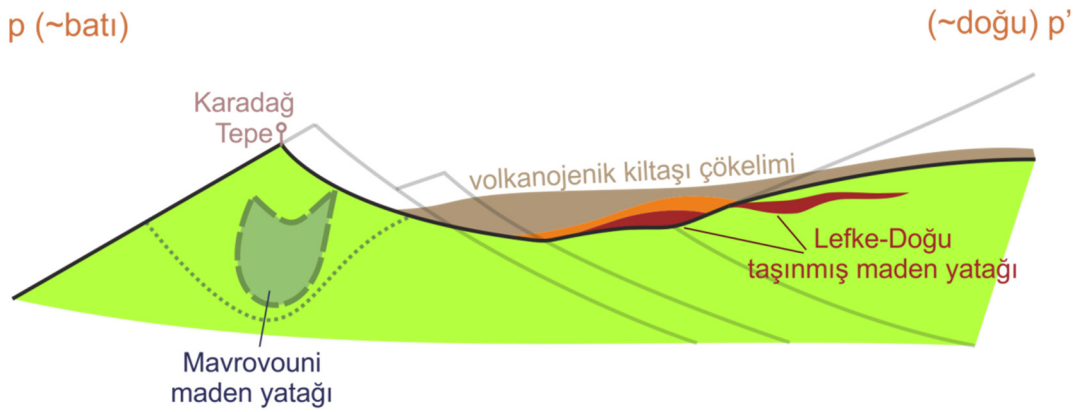
G: Solea grabeninde devam eden genişleme ile bu dönemde sentetik y fayı üzerinde blokların eğimlenmesi devam etmiştir. Bu eğimlenme sonucunda, yarı grabenin tabanı daha batıya kaymıştır ve Lefke-Doğu cevherleşmesinin doğu ve batı kanatları güncel pozisyonunu almıştır. Ayrıca, E aşamasındaki yoğun hidrotermal aktivitenin bir sonucu olarak, bu aşamada yarı grabenin tabanına amber çökelimi başlamıştır (Şekil 2.56.).

H: Devam eden amber çökelimi kalın bir istif oluşturacak şekilde Lefke-Doğu cevherleşmesi batı kanadını örtmüştür. Eş zamanlı olarak, z listrik fayı üzerinden blokların hareketi devam etmiştir ve batıdaki blok yükselmiştir (Şekil 2.56.).



Şekil 2.56. G ve H süreçleri

I: Solea grabeninde genişlemeli tektonizmanın sonlanması sonrasında, üst yastık lav serisinin derin deniz ortamında erozyonu sonucunda, deniz tabanındaki çukurluklarda Ortatepe Formasyonu'na ait volkanojenik kökenli kilaşları istiflenmiştir. Daha sonra bu kilaşları üzerine, daha genç sedimanlar çökerek istif güncel halini almıştır (Şekil 2.57.).



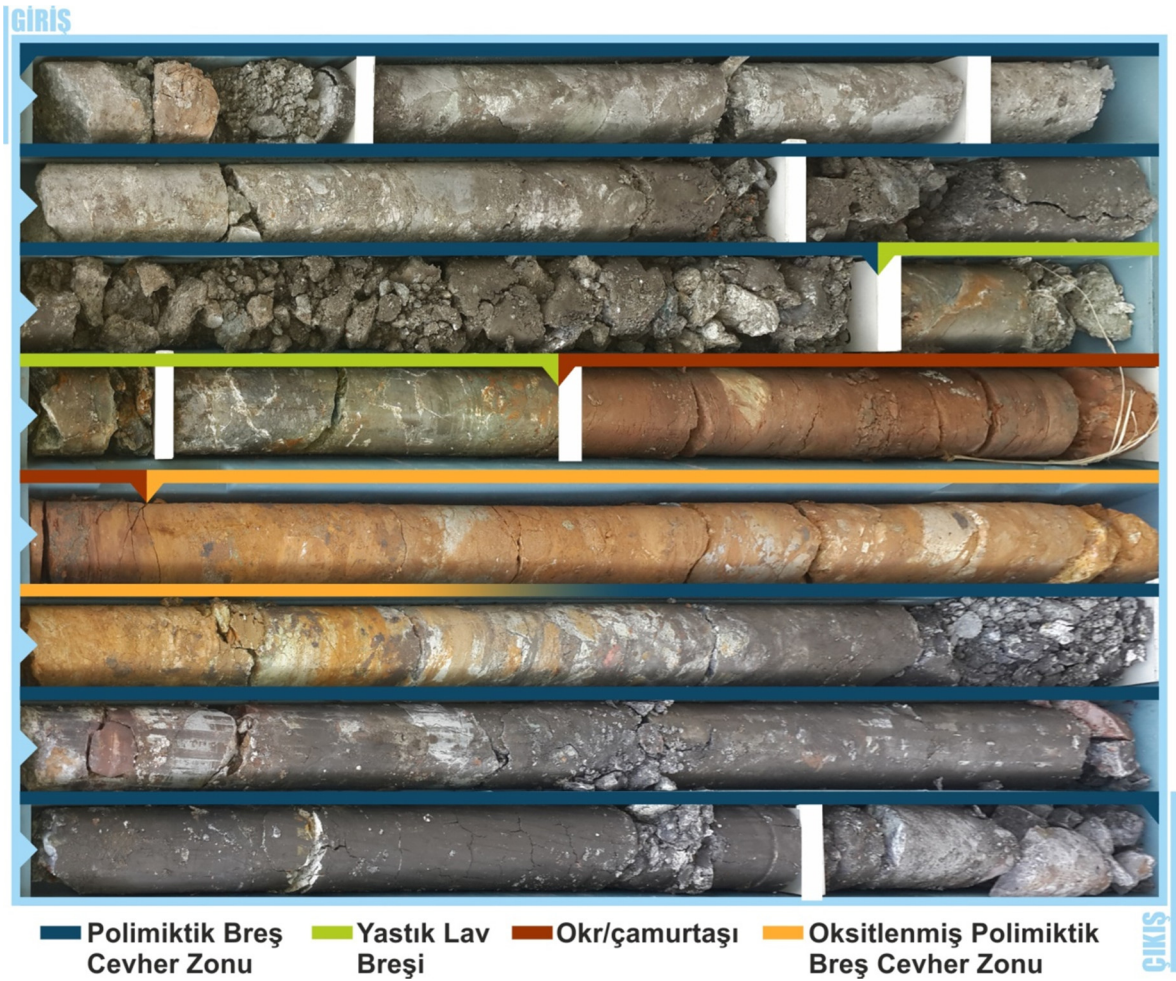
Şekil 2.57. I süreci

3. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

1. Lefke-Doğu cevherleşmesi için, Adamides tarafından sunulan [82] enine kesitteki (Şekil 2.49.) stratigrafi, tez çalışmasında elde edilen (detaylı sondajlar ile) bulgular ile büyük oranda farklılık göstermektedir. Buna göre, Adamides'in enine kesitinde yer alan oldukça kalın kireçtaşı istifi sondajlarda gözlenmezken, oldukça kalın kilitaşı istifi ve cevherin batı kanadı üzerine gelen umber istifi ortaya koyulmuştur. Ayrıca, cevher kütlelerinin doğu kanadı geçmiş bulgularla paralellik gösterirken, batı kanadının büyük bölümü ilk kez bu çalışma ile ortaya koyulmuştur. Bunun yanında, geçmiş çalışmada [82] yalnızca volkanik breş ile temsil edilen volkanik serinin; yastık lavlar, yastık lav breşleri, lav akmaları, hiyaloklastitler ve olivin bazaltların birlikteliğinden oluşan üst yastık lav serisi ile temsil edildiği ortaya koyulmuştur. Sonuçta, tez çalışmasında elde edilen tüm bulgulara göre, Lefke-Doğu maden yatağının enine şematik kesiti hazırlanmıştır (Şekil 2.63.).
2. Adamides'in çalışmasında Lefke-Doğu cevher zonu; volkanik breşin camsı matriksi içerisinde yer alan kalkozin, yer yer bornit ve kalkopirit içeren nodüler sülfid çakılları/blokları şeklinde tanımlanmıştır. Büyük oranda doğrulanan bu cevher zonu tanımı, yeni bulgularla detaylandırılmıştır. Buna göre, Lefke-Doğu cevher zonlarının, farklı litolojide volkanik çakıllar/bloklar ile sülfid çakılları/blokları içeren polimiktik breş yapısında olduğu görülmüştür. Tüm cevher zonlarının kimyasal analizleri sonucunda, maden yatağının ekonomik bakır tenörüne sahip olduğu görülürken, çinko tenörünün düşük olduğu görülmüştür. Lefke-Doğu polimiktik breş cevherinde yapılan makroskobik ve mikroskobik incelemelere göre; cevher mineralleri ortaya koyulmuştur. Buna göre, başlıca cevher mineralleri pirit, kalkopirit ve yer yer sfalerittir. Piritler yer yer markazite dönüşmüştür. Kalkopiritlerin ise; önemli bir bölümünün kovelline dönüştüğü, yer yer de dijenit ve bornite dönüştüğü görülmüştür.
3. Adamides [82], cevherleşmede; hidrotermal akışkanların ilerlediği bir kanalın/yapının bulunmayışı ve cevherli zonun altında/üstünde ardalanan sedimanter seviyelerin bulunması özelliklerinden hareketle, maden yatağının taşınmış "transported" olduğunu öne sürmüştür. Bu özellikler, tez çalışmasındaki bulgular ile de doğrulanmıştır. Ancak, yine Adamides'in çalışmasında, bu taşınma mekanizması; Mavrovouni VMS yatağı oluşurken, deniz tabanına ulaşan, deniz suyuna göre oldukça yoğun tip I hidrotermal çözeltilerin [102], eğim boyunca ilerleyerek çukurluk alanlarda depolanması (ıraksak

“distal” yatak oluşumu) şeklinde açıklanmıştır. Önerilen iraksak yatak oluşumu, Adamides tarafından aynı çalışmada tanımlanan cevherin yapısı (nodüler sülfür çakılları/blokları içeren volkanik breş) ile çelişmektedir. Benzer şekilde, tez çalışmasında ortaya koyulan, Lefke-Doğu polimiktik breş cevher zonlarında gözlenen doku ve yapı özellikleri, Adamides’in önerdiği [82] taşınma mekanizması ile örtüşmemektedir.

4. Tüm sondajlarda kesilen cevher zonları ele alındığında; tamamının polimiktik breş yapısı göstermesinin yanında, bazı sondajlarda kesilen cevher zonlarının volkanosedimanter, volkanik breş ve okr/çamurtaşı ara seviyeleri içerdiği saptanmıştır (Şekil 2.58.). Bunun yanında, oksitlenmiş cevherin; sadece cevher kütlelerinin etrafında değil, düzensiz ve farklı ara seviyelerde de yer aldığı görülmüştür. Lefke-Doğu cevher kütlelerinde gözlenen bu yapı ve özelliklerin, fiziksel bir taşınma ve depolanmaya işaret ettiği düşünülmektedir.



Şekil 2.58. MD-22 nolu sondajda kesilen cevher zonu içerisinde yer alan ara seviyeler (karot çapı: 6,35 cm)

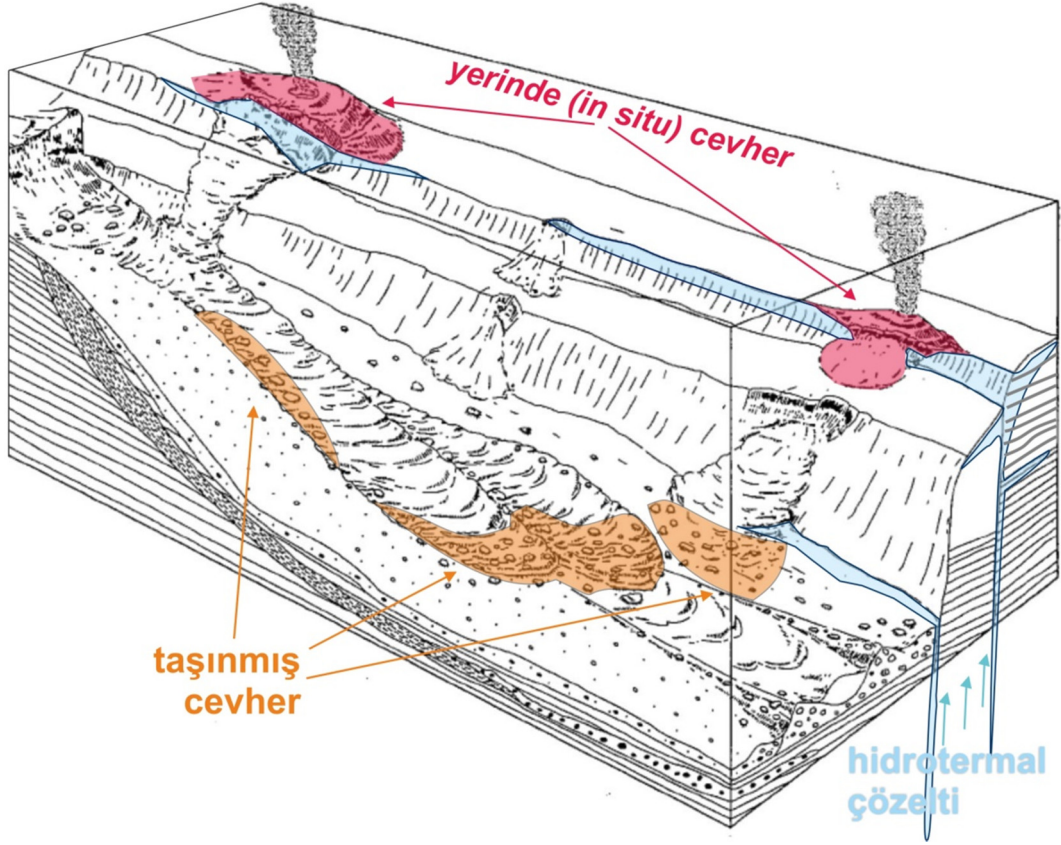
MD-22 nolu sondajda kesilen cevher zonu (Şekil 2.58.) ele alındığında; tabanda yer alan polimiktik breş cevherin, taşınmanın duraksaması ile birlikte deniz suyu ile etkileşime girerek üst bölümünden itibaren oksitlendiği ve daha sonra üzerine 50-60 cm kalınlığında okr/çamurtaşı çökeli mi olduğu görülmektedir. Daha sonra taşınma mekanizmasının devam etmesi ile birlikte, 60 cm kalınlığında yastık lav breşi seviyesi üzerine polimiktik breş cevher depolanmaya devam etmiştir.

Lefke-Doğu maden yatağının; fiziksel olarak taşındığı yorumundan hareketle, küresel ölçekteki taşınmış maden yatakları incelenmiştir. Tez çalışmasında tanımlanan polimiktik breş cevher yapısının, Buchans (Newfoundland/Kanada) VMS bölgesindeki taşınmış cevher kütesinde (MacLean Extension) tanımlanmış polilitik breş-konglomera cevher ile benzerliği görülmüştür (Şekil 2.59.) [103].



Şekil 2.59. MacLean Extension cevher kütesinde; felsik volkanik çakıllar ve sülfid çakılları (sfalerit, pirit, kalkopirit) içeren taşınmış polilitik breş-konglomera cevher [98].

Cevherin yapısındaki benzerlikten hareketle, MacLean Extension taşınmış cevher kütesinin oluşum mekanizması irdelenmiştir. Buna göre, Buchans bölgesinde bimodal-felsik volkanizmaya bağlı gelişen (yerinde “in situ”) VMS cevherleşmeleri; genişlemeli tektonik rejim etkisinde oluşan yarı grabenlerin kenarlarından, bir dizi moloz akması “debris flow” şeklinde yan kayaç ile birlikte taşınarak uygun kanallarda depolanmış ve bölgedeki taşınmış cevherleri (MacLean Extension ve diğerleri) oluşturmuştur (Şekil 2.60.) [103].

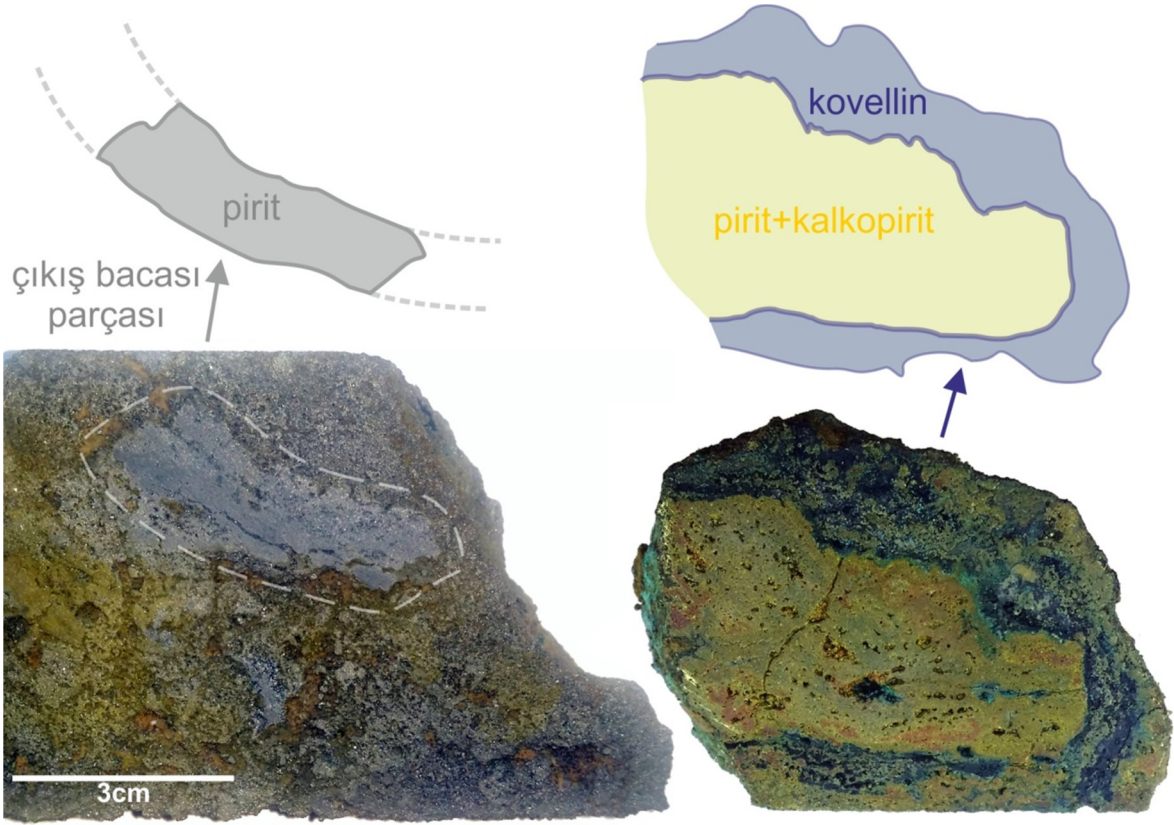


Şekil 2.60. Buchans bölgesindeki taşınmış cevher kütlelerinin, yarı grabenin kenarında bir dizi moloz akması şeklinde oluşum modeli [103].

Buchans bölgesindeki taşınmış cevherler için önerilen oluşum modeli; Young'ın doktora çalışmasında [98] Solea grabenindeki volkanoloji için ortaya koyduğu veriler rehberliğinde ele alınarak, Lefke-Doğu maden yatağının oluşum modeli önerilmiştir. "Köken ve Oluşum Modeli" bölümünde detaylı olarak anlatılan modele göre, Lefke-Doğu maden yatağının; Solea grabeninde gelişen ilksel masif sülfid cevherleşmelerinin, tektonizma etkisiyle oluşan yarı grabenlerin tabanına yan kayaç ile birlikte moloz akmaları şeklinde taşınması ile oluştuğu düşünülmektedir. Tez çalışmasındaki tüm bulgulardan hareketle, Lefke-Doğu cevher kütlelerinin bir "taşınmış Kıbrıs-tipi VMS yatağı" olduğu düşünülmektedir. Troodos Ofiyoliti'nde keşfedilmiş tipik masif sülfid cevherleşmelerinden oluşum mekanizması açısından farklılaşan Lefke-Doğu maden yatağının; Kıbrıs Adası için sıradışı bir örnek olduğu ortaya koyulmuştur.

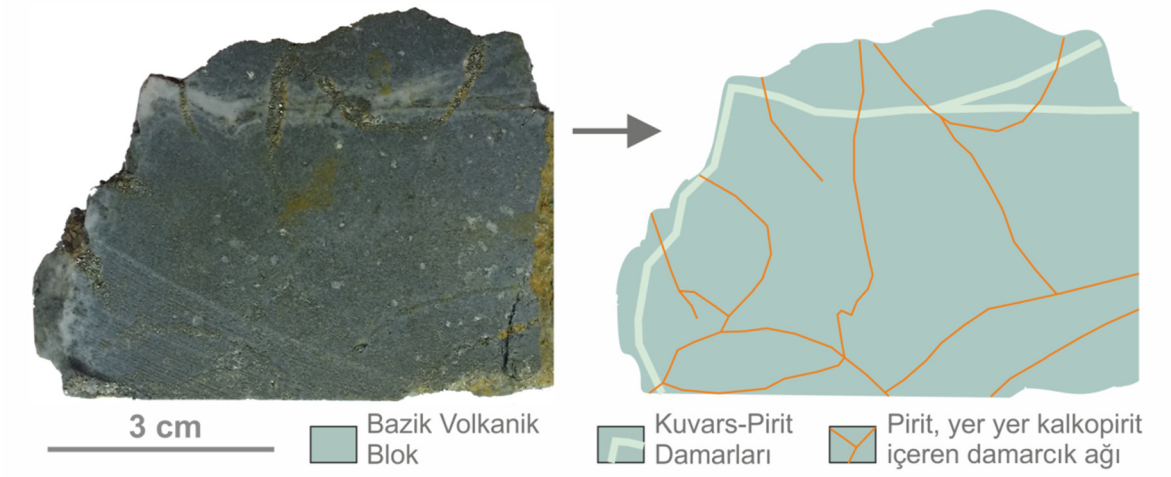
5. Lefke-Doğu cevher zonlarındaki sülfid çakılları/blokları incelendiğinde, güncel deniz tabanı masif sülfid tepelerinde ve Kıbrıs'taki volkanojenik masif sülfid yataklarında tanımlanan cevher fasiyesleri [84,104] ile benzerlik gösterdiği görülmüştür. Sülfid çakılları/bloklarında; framboidal (bakteri) piritler ve sülfidlerin kolloform bantlanması

yaygın olarak gözlenirken, nadiren hidrotermal çıkış bacalarına “black smoker chimney” ait korunmuş yapılar gözlenmiştir (Şekil 2.61.). Tez çalışmasında elde edilen bulgular ile Constantinou ve Govett’in tanımlamaları [74] göz önünde bulundurulduğunda, Lefke-Doğu cevher kütesini oluşturan ilksel (yerinde “in situ”) cevherleşmelerin; Kıbrıs-tipi modeline uygun volkanojenik masif sülfid cevherleşmeleri olduğu düşünülmektedir.



Şekil 2.61. MD-7 nolu sondajda kesilen sülfid bloğu içerisinde tanımlanan hidrotermal çıkış bacası parçası (solda), MD-7 nolu sondajda kesilen sülfid bloğunda tanımlanan hidrotermal çıkış bacası ve gözlenen mineral zonlanması (sağda).

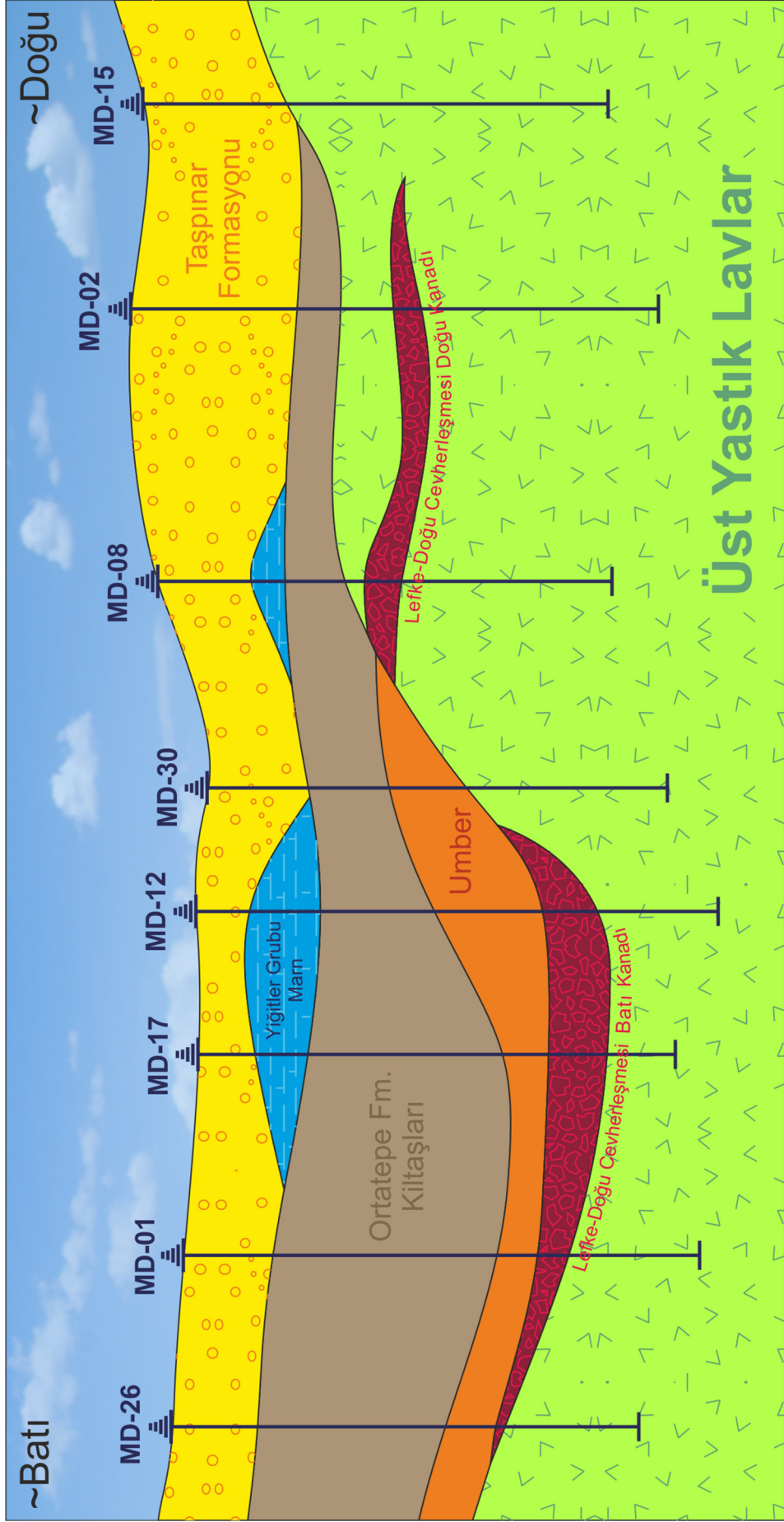
6. Geçmiş araştırmacılar [82], Lefke-Doğu maden yatağının bir kök (ağsal damarcıklı/stockwork) zonuna sahip olmadığını belirtmişlerdir. Tez çalışması yürütülürken, ilk etapta, sondajlarda bir kök zonu tanımlanamamıştır. Daha sonra, maden yatağı için önerilen oluşum mekanizması (fiziksel taşınma) perspektifinde, sondajlarda kesilen cevher zonları yeniden incelenmiştir. Buna göre, cevher zonlarında; nadiren de olsa kök zonuna işaret eden çakıl ve bloklar tanımlanmıştır (Şekil 2.62.). Bundan hareketle, Lefke-Doğu taşınmış maden yatağını oluşturan ilksel cevherleşmelerin zayıf gelişmiş kök zonlarına sahip olduğu düşünülmektedir.



Şekil 2.62. MD-18 nolu sondajda kesilen polimiktik breş cevher zonu içerisinde tanımlanan kök/ağsal damarcıklı zona ait blok.

Gelecek Çalışmalar:

Bu tez çalışmasında elde edilen sonuçların, gelecekte yapılacak ilave araştırmaların bulguları ile desteklenmesi önemli görülmektedir. Bu bağlamda, Mavrovouni (Karadağ) ile Lefke-Doğu yatakları arasında kalan bölgenin; cevher zonlarının bulunduğu kotları ve daha derinini hedefleyen sondaj ve jeofizik etütler ile tektoniğinin ortaya koyulması gerekmektedir. Bu sayede, kestirimde bulunulan tektonik hatlar (x, y, z fayları) test edilmiş olacaktır. Bunun yanında, Lefke-Doğu polimiktik cevher zonlarını oluşturan moloz akmlarının mekanizmasının ortaya koyulması gerekmektedir. Bu kapsamda, işletme aşamasında, üretim yapılacak cevher aynalarında incelemelerin yapılması ve mevcut sondajlardan daha geniş çapla yapılacak sondajlardan elde edilecek karot numuneleri önemli olacaktır. Elde edilecek bu ilave veriler sayesinde, moloz akmlarının fasiyesleri ayırtlanarak; akma yönleri, tane boyları ve derecelenmeleri, tanelerin yuvarlaklaşmaları detaylı olarak ortaya koyulabilecektir. Ayrıca, polimiktik breş içerisinde yer alan volkanojenik taneler; litolojik olarak sınıflandırılarak, hangi kaynak alanlardan taşınmış olabileceği yorumlanabilecektir. Taşınma mekanizmasının bu ilave çalışmalar ile detaylı olarak araştırılması, bölgede taşınmış yeni cevher kütlelerinin keşfedilmesine rehberlik edecektir.



Şekil 2.63. Lefke-Doğu maden yatağı şematik enine kesiti

KAYNAKLAR

- [1] Hakyemez, A., *Kuzey Kıbrıs Oligosen-Pliyosen İstiflerinin Planktonik Foraminifera Biyostratigrafisi*, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, **2004**.
- [2] Robertson, A.H.F., Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region, *Lithos*, 65, 1-67, **2002**.
- [3] Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Sungürlü, O., Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, (eds: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F.), Geological Society, London, Special Publications, 17, 77-112, **1984**.
- [4] Robertson, A. H. F., Parlak, O., Ustaömer, T., Overview of the Palaeozoic-Neogene evolution of Neotethys in the Eastern Mediterranean region (southern Turkey, Cyprus, Syria), *Petroleum Geoscience*, 18, 381-404, **2012**, <http://dx.doi.org/10.1144/petgeo2011-091>.
- [5] Robertson, A.H.F., Tectonic evolution of Cyprus. *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues. Proceedings of the International Symposium 'Troodos 1987'*, (eds: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C.), Geological Survey Department, Nicosia, 235-253, **1990**.
- [6] Swarbrick, R.E., The Mamonia Complex of SW Cyprus: a Mesozoic continental margin and its relationship with the Troodos Complex. *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium 'Troodos 1979'*, (eds: Panayiotou, A.), Geological Survey Department, Nicosia, 86-92, **1980**.
- [7] Robertson, A.H.F., Tectonic evolution of Cyprus in its easternmost Mediterranean setting. *Proceedings of the Third international conference on the geology of the eastern Mediterranean*, (eds: Panayides, I., Xenophontos, C., Malpas, J.), Geological Survey Department, Nicosia, 11-44, **2000**.
- [8] Parvaz, D.B, *Oxidation Zones of Volcanogenic Massive Sulphide Deposits in the Troodos Ophiolite, Cyprus: Targeting Secondary Copper Deposits*, Doktora Tezi, University of Exeter, Earth Resources, Exeter, **2014**.
- [9] Hakyemez, H.Y., Kuzey Kıbrıs'ın temel jeolojik özellikleri, *TPJD Bülteni*, 26, 2, 7-46, **2014**.
- [10] Robertson, A.H.F., Hudson, J.D., Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of the Troodos Massif, Cyprus. *Pelagic Sediments on the Land and under the Sea*, (eds: Hsü, K.J., Jenkyns, C.H.), International Association of Sedimentologists, Special Publication, 1, 403-436, **1974**.
- [11] Pantazis, T.M., The geology and mineral resources of the Phamakias-Kalavassos area. *Cyprus Geological Survey Department Memoir*, 8, 120, **1967**.

- [12] Gökmenoğlu, O., Erduran, B., Hakyemez, H.Y., Karadeniz, N., Turhan, N., Yücel, E., Pehlivanoglu, H., Şahin, H., Kapucu, K., Tanıdır, R., Özgür, C., *Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti Doğal Kaynaklarını Araştırma ve Geliştirme Projesi Raporu*, MTA Raporu, No.11532, Ankara, **2012**.
- [13] Wilson, R.A.M., Ingham, F.T., *The Geology of the Xeros-Troodos Area*. Cyprus Geological Survey Department Memoir, 1, **1959**.
- [14] Baroz, F., *Étude géologique dans le Pentadaktylos et la Mesaoria (Chypre septentrionale)*, Doktora Tezi, University of Nancy, France, **1979**.
- [15] Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., The role of the Kyrenia Range Lineament, Cyprus, in the geological evolution of the eastern Mediterranean area, *Philosophical Transactions of the Royal Society London*, A 317, 141-177, **1986**, <https://doi.org/10.1098/rsta.1986.0030>.
- [16] Hakyemez, H.Y., Turhan, N., Sönmez, İ., *Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti'nin Jeolojisi*, MTA Raporu, No: 10608, Ankara (Yayımlanmamış) **2002**.
- [17] Mukasa, S.B., Ludden, J. N., Uranium-lead isotopic ages of plagiogranites from the Troodos ophiolite, Cyprus, and their tectonic significance, *Geology*, 15(9), 825-828, **1987**.
- [18] Robertson, A.H.F., Xenophontos, C., *Development of concepts concerning the Troodos ophiolite and adjacent units in Cyprus*, Geological Society, London, Special Publications, 76(1), 85-119, **1993**.
- [19] Gass, I.G., Masson Smith, D., The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif, Cyprus, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A 255, 417-467, **1963**, <http://dx.doi.org/10.1098/rspb.1963.0030>.
- [20] Henson, F.R.S., Browne, R.V., McGinty, J., A synopsis of the stratigraphy and geological history of Cyprus. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 105, 1-41, **1949**.
- [21] Bishopp, D.W., Some new features of the geology of Cyprus. *19th International Geological Congress*, 17, 13-18, **1952**.
- [22] Wilson, R.A.M., The geology of the XerosTroodos area, Cyprus, *Cyprus Geological Survey Department Memoir*, 1, 1-136, **1959**.
- [23] Vine, F.J., Matthews, D.H., Magnetic anomalies over oceanic ridges, *Nature*, 199, 947-949, **1963**, <http://dx.doi.org/10.1038/199947a0>.
- [24] Gass, I.G., Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?, *Nature*, 220, 39-42, **1968**, <http://dx.doi.org/10.1038/220039a0>.
- [25] Lapierre, H., Nouvelles observations sur la serie sedimentaire de Mamonnia (Chypre), *Comptes Rendus de l'Acadbmie des Sciences*, Paris, 267, 32-35, **1968**.
- [26] Mantis, M., Palaeontological evidence defining the age of the Troodos Pillow Lava series in Cyprus, *Kypriakos Logos*, 3, 202-208, **1971**.

- [27] Poster, C.K., *A geophysical study of the Troodos Igneous Massif, Cyprus*, Doktora Tezi, University of East Anglia, Norwich, **1973**.
- [28] Moores, E.M., Vine, F.J., The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications, *Philosophical Transactions Royal Society of London*, A268, 433-466, **1971**, <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.1971.0006>.
- [29] Greenbaum, D., Magmatic processes at oceanic ridges: evidence from the Troodos Massif, Cyprus, *Nature*, 242, 26-29, **1972**.
- [30] Gass, I.G., The Troodos massif: Its role in the unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive margin Processes, *Ophiolites: Proceedings of the International Symposium, Cyprus, 1979*, (eds: Panayiotou, A.) Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, 23-35, **1980**.
- [31] Pearce, J.A., Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments in Cyprus. *Tectonophysics*, 25, 41-67, **1975**.
- [32] Smewing, J.D., *Metabasalts of the Troodos massif, Cyprus*, Doktora Tezi, Open University, Milton Keynes, **1975**.
- [33] Blome, C.D., Irwin, W.P., Equivalent radiolarian ages from the ophiolite terrains of Cyprus and Oman, *Geology*, 13, 401-404, **1985**.
- [34] Robinson, P.T., Malpas, J., The Troodos ophiolite of Cyprus: new perspectives on its origin and emplacement, *Ophiolites. Oceanic Crustal Analogues*, (eds: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotog, A., Xenophontos, C.), Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, 13-36, **1990**.
- [35] Laurent, R., Peridotite intrusions emplaced in the fossil supra-subduction zone environment of Cyprus, *Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues*, (eds: Parson, L.M., Murton, B.J.) Geological Society, London, Special Publications, 60, 233-240, **1992**, <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.060.01.14>.
- [36] Schmincke, H-U, BEDNARZ, U., Pillow, sheet flows and breccia flow volcanoes and volcano-tectonic hydrothermal cycles in the extrusive series of the northeastern Troodos ophiolite, Cyprus, *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues*, (eds: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou,A., Xenophontos,C.), Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, 207-216, **1990**.
- [37] Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Introduction: Aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean, *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, (eds: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F.), Geological Society, London, Special Publications, 17, 1-74, **1984**.
- [38] Gillis, K.M., Robinson, P.T., Multistage alteration in the extrusive sequence of the Troodos ophiolite, Cyprus, *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues*, (eds: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C.), Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, 655-664, **1990**.

- [39] Varga, R.J., Moores, E.M., Intermittent magmatic spreading and tectonic extension in the Troodos Ophiolite: implications for exploration for black smoker-type ore deposits, *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues*, (eds: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C.), Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, 53-64, **1990**.
- [40] Allerton, S., Vine, F.J., Palaeomagnetic and structural studies of the southeastern part of the Troodos complex, *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues*, (eds: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C.), Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, 99-111, **1990**.
- [41] Kidd, R.G.W., Cann, J.R., Chilling statistics indicate an ocean spreading origin for the Troodos Complex, Cyprus, *Earth and Planetary Science Letters*, 24, 151-156, **1974**.
- [42] Dilek, Y., Thy, P., Moores, E.M., Ramsden, T.W., Reply to “Comment on ‘Tectonic evolution of the Troodos ophiolite within the Tethyan framework’”, *Tectonics*, 11, 916-923, **1992**, <http://dx.doi.org/10.1029/92TC00459>.
- [43] Taylor R.N., Geochemical stratigraphy of the Troodos extrusive sequence: temporal development of a spreading centre magma chamber, *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues*, (eds: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C.), Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, 173-184, **1990**.
- [44] Batanova, V.G., Sobolev, A.V., Compositional heterogeneity in subduction-related mantle peridotites, Troodos massif, Cyprus, *Geology*, 28, 55-58, **2000**.
- [45] Hebert, R., Laurent, R., Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos Ophiolite; new constraints for genesis of arc-related ophiolites, *Ophiolites: oceanic crustal analogues; proceedings of the symposium ‘Troodos 1987’*, (eds: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C.), Geological Survey Department, Nicosia, 149-163, **1990**.
- [46] Jowitt, S., *Field, petrological and geochemical constraints on the release of base metals into hydrothermal fluids in Cyprus-type Volcanogenic Massive Sulphide (VMS) systems: an investigation of the SpiliaKannavia epidosite zone, Troodos ophiolite, Cyprus*, Doktora Tezi, University of Leicester, İngiltere, **2008**.
- [47] Baragar, W.R.A., Lambert, M.B., Baglow, N., Gibson, I.L., The sheeted dyke zone in the Troodos Ophiolite, *Ophiolites: oceanic crustal analogues; proceedings of the symposium ‘Troodos 1987’*, (eds: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C.), Geological Survey Department, Nicosia, 37-51, **1990**.
- [48] Richardson, C.J., Cann, J.R., Richards, H.G., Cowan, J.G., Metal-depleted root zones of the Troodos ore-forming hydrothermal systems, Cyprus, *Earth and Planetary Science Letters*, 84, 243-253, **1987**, [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90089-6](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(87)90089-6).
- [49] Rautenschlein, M., Jenner, G.A., Hertogen, J., Hofmann, A.W., Kerrich, R., Schmincke, H-U., White, W.M., Isotopic and trace element composition of

volcanic glasses from the Akaki Canyon, Cyprus: implications for the origin of the Troodos ophiolite, *Earth and Planetary Science Letters*, 75, 369-383, **1985**, [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90180-3](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(85)90180-3).

- [50] Thy, P., Xenophontos, C., Crystallization Orders and Phase Chemistry of Glassy Lavas from the Pillow Sequences, Troodos Ophiolite, Cyprus, *Journal of Petrology*, 32,2, 403-428, **1991**.
- [51] Govett, G.J.S., Pantazis, T.M., Distribution of Cu, Zn, Ni and Co in the Troodos Pillow Lava Series, Cyprus: *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B: Applied Earth Science*, 80, 27-46, **1971**.
- [52] Galley, A., Hannington, M., Jonasson, I., Volcanogenic massive sulphide deposits, Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, *Mineral Deposits Division Special Publication 5*, (eds: Goodfellow, W.D.), Geological Association of Canada, 141-162, **2007**.
- [53] Petersen, S., Schwarz-Schampera, U., Herzig, P., Hannington, M., Jonasson, I., Hydrothermal precipitates associated with bimodal volcanism in the Central Bransfield Strait, Antarctica, *Mineralium Deposita*, 39, 358-379, **2004**.
- [54] Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., Galley, A.G., Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, (eds: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P.), Society of Economic Geologists, 523-560, **2005**.
- [55] Hoy, T., Noranda/Kuroko Massive Sulphide Cu-Pb-Zn, *Selected British Columbia mineral deposit profiles*, (eds: Lefebvre D.V., Ray G.E.), British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Vancouver, 51-52, **1995**.
- [56] Petersen, S., Herzig, P.M., Hannington, M.D., Third dimension of a presently forming VMS deposit: TAG hydrothermal mound, Mid-Atlantic Ridge, 26°N, *Mineralium Deposita*, 35, 233-259, **2000**.
- [57] Galley, A.G., Characteristics of semi-conformable alteration zones associated with volcanogenic massive sulphide districts, *Journal of Geochemical Exploration*, 48, 175-200, **1993**.
- [58] Barrie, C.T., Cathles, L.M., Erendi, A., Schwaiger, H., Murray, C., Heat and fluid flow in volcanic-associated massive sulfide-forming hydrothermal systems, *Volcanic-associated massive sulfide deposits; processes and examples in modern and ancient settings*, (eds: Barrie, C. T., Hannington, M.D.), Reviews in Economic Geology, 8, Society of Economic Geologists, 201-219, **1999**.
- [59] Galley, A.G., Koski, R.A., Setting and characteristics of ophiolite-hosted volcanogenic massive sulfide deposits, *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*, (eds: Barrie, C.T., Hannington, M.D.), Reviews in Economic Geology, 8, 215-236, **1999**.

- [60] Naden, J., Herrington, R.J., Jowitt, S.M., McEvoy, F.M., Williamson, J.P., Monhemius, A.J., *New methodologies for volcanic-hosted copper sulphide mineralization on Cyprus: a GIS-prospectivity analysis-based approach*, Economic Minerals Programme Internal Report, British Geological Survey, Nottingham, **2006**.
- [61] Aftabi, A., Ghodrati, Z., MacLean, W.H., Metamorphic textures and geochemistry of the Cyprus-type massive sulfide lenses at Zurabad, Khoy, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 523-533, **2006**.
- [62] Akinci, O.T., Ophiolite-hosted copper and gold deposits of southeastern Turkey: Formation and relationship with seafloor hydrothermal processes, *Yerbilimleri Dergisi*, 18, 475–509, **2009**.
- [63] Harper, G.D., Structural Styles of Hydrothermal Discharge in Ophiolite/Sea-Floor Systems, *Volcanic-associated massive sulfide deposits; processes and examples in modern and ancient settings*, (eds: Barrie, C. T., Hannington, M.D.), Reviews in Economic Geology, Society of Economic Geologists, 53-73, **1999**.
- [64] *Geochemical Atlas of Cyprus*, Proje Sunumu, Geological Survey Department, Nicosia, **2013**.
- [65] Adamides, N.G., Geological history of the Limni concession, Cyprus, in the light of the plate tectonics hypothesis, *Applied Earth Science*, Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, 84B, 17-24, **1975**.
- [66] Adamides, N.G., Mafic-dominated volcanogenic sulphide deposits in the Troodos ophiolite, Cyprus Part 2 – A review of genetic models and guides for exploration, *Applied Earth Science*, 119, 4, 193-204, **2010**.
- [67] Constantinou, G., Panayides, I., The mining geology of Cyprus with special reference to Ambelikou Aletri, (eds: Webb, J.M., Frankel, D.), *Ambelikou Aletri: Metallurgy and Pottery Production in Middle Bronze Age Cyprus*, Astrom Editions, Uppsala, 11-23, **2013**.
- [68] Dilek, Y., Moores, E.M., Regional tectonics of the eastern Mediterranean ophiolites, *Ophiolites and oceanic lithosphere*, (eds: Malpas, J. ve diğerleri), Geological Survey Department, Nicosia, 295–309, **1990**.
- [69] Payne, A.S., Robertson, A.H.F., Polis graben: structural evolution and tectonic significance of the Polis graben system, western Cyprus, *Proc. 3rd Int. Conf. on 'Geology of the eastern Mediterranean'*, (eds: I. Panayides ve diğerleri), Geological Survey Department, Nicosia, 45–59, **2000**.
- [70] Mackenzie, G.D., Maguire, P.K.H., Coogan, L.A., Khan, M.A., Eaton, M., Petrides, G., Geophysical constraints on the crustal architecture of the Troodos ophiolite: results from the IANGASS project, *Geophysical Journal International*, 167, 1385-1401, **2006**.
- [71] Little, C.T.S., Cann, J.R., Herrington, R.J., Morisseau, M., Late Cretaceous hydrothermal vent communities from the Troodos ophiolite, Cyprus, *Geology*, 27, 1027-1030, **1999**.

- [72] Boyle, J.F., *The Origin And Geochemistry of The Metalliferous Sediments Of The Troodos massif, Cyprus*, Doktora Tezi, The University Of Edinburgh, Edinburgh, **1984**.
- [73] Adamides, N.G., The form and environment of formation of the Kalavasos ore deposits, Cyprus, *Ophiolites: Proceedings of the International Ophiolite Symposium*, (eds: Panayiotou, A.), Geological Survey Department, Nicosia, 117-127, **1980**.
- [74] Constantinou, G., Govett, G.J.S., Geology, geochemistry and genesis of Cyprus sulfide deposits, *Economic Geology*, 68, 843-858, **1973**.
- [75] Govett, G.J.S., *Rock Geochemistry in Mineral Exploration*, Handbook of Exploration Geochemistry, Volume 3, Elsevier Science B.V., **1983**.
- [76] Dilek, Y., Furnes, H., Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems, *Lithos*, 113, 1-20, **2009**.
- [77] Sarıfakıoğlu, E., Dilek, Y., *Okyanusal Litosfer ve Üzerindeki Magmatik Kayalar*, MTA Eğitim Serisi, 46, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, **2016**.
- [78] Mosier, D.L., Berger, V.I., Singer, D.A., *Volcanogenic massive sulfide deposits of the world; database and grade and tonnage models*, U.S. Geological Survey Open-File Report 2009-1034, **2009**, <http://pubs.usgs.gov/of/2009/1034/>.
- [79] Barnes, J.W., *Ores and Minerals. Introducing Economic Geology*, Open University Press, Milton Keynes, **1988**.
- [80] Dilek, Y., Furnes, H., Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere, *Geological Society of America Bulletin*, 123, 387-411, **2011**.
- [81] Varga, R.J., Moores, E.M., Spreading structure of the Troodos ophiolite, Cyprus, *Geology*, 13, 846–850, **1985**.
- [82] Adamides, N.G., Mafic-dominated volcanogenic sulphide deposits in the Troodos ophiolite, Cyprus, Part 1—The deposits of the Solea graben, *Applied Earth Science*, 119B, 65-77, **2010**.
- [83] Bear, L.M., *The Mineral Resources and Mining Industry of Cyprus*, Bulletin No.1, Geological Survey Department, Nicosia, **1963**.
- [84] Constantinou, G., *The geology and genesis of the sulphide ores of Cyprus*, Doktora Tezi, University of London, London, **1972**.
- [85] Bock, M., Bayer, P., Molitor, N., *Appendix 1 Report: Mine Risk Assessment (Mining Aspects and Stability)*, ‘Services for the preparation of studies, conceptual projects and ToR for the rehabilitation of the former CMC mining and ore processing sites in the Lefke region, Location-northern part of Cyprus’ (EUPSO Project), Plejades GmbH, **2009**.

- [86] Hurst, S.D., Moores, E.M., Varga, R.J., Structural and geophysical expression of the Solea graben, Troodos ophiolite, Cyprus, *Tectonics*, 13, 139-156, **1994**.
- [87] Allerton, S., Vine, F.J., Spreading structure of the Troodos ophiolite, Cyprus: some paleomagnetic constraints, *Geology*, 15, 593-597, **1987**.
- [88] Adamides, N.G., *Geology of Apliki mine with an updated resource estimate*, Firma Raporu, Hellenic Copper Mines Ltd, Nicosia, **2003**.
- [89] Hutchinson, R.W., Searle, D.L., *Stratabound pyrite deposits in Cyprus and relations to other sulphide ores*, Special issue no. 3, Society of Mining Geologists of Japan, Tokyo, 198-205, **1971**.
- [90] Adamides, N.G., *Cyprus volcanogenic sulphide deposits in relation to their environment of formation*, Doktora Tezi, University of Leicester, Leicester, **1984**.
- [91] Juniper, S.K., Fouquet, Y., Filamentous iron–silica deposits from modern and ancient hydrothermal sites, *Canadian Mineralogist*, 26, 859-869, **1988**.
- [92] Adamides, N.G., The geology of the Three Hills copper deposit, Firma Raporu, Hellenic Copper Mines Ltd, Nicosia, **2002**.
- [93] Robertson, A.H.F., The Kannaviou Formation, Cyprus: volcanoclastic sedimentation of a probable late Cretaceous volcanic arc. *Journal of the Geological Society*, 134, 3, 269-292, **1977**, <http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.134.3.0269>.
- [94] Bragina, L.G., Radiolarian biostratigraphy of the Perapedhi Formation (Cyprus): implications for the geological evolution of the Troodos Ophiolite, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 183, 4, 343-348, **2012**, <http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.183.4.343>.
- [95] Robertson, A.H.F., Cyprus umbers: basalt-sediment relationships on a Mesozoic ocean ridge, *Journal of the Geological Society*, 131, 5, 511-531, **1975**.
- [96] Robertson, A.H.F., Hudson, J.D., Cyprus umbers: Chemical precipitates on a Tethyan ocean ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 18, 1, 93-101, **1973**, [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90039-3](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(73)90039-3).
- [97] Bach, W., Fruh-Green, G.L., Alteration of the Oceanic Lithosphere and Implications for Seafloor Processes, *Elements*, 6, 3, 173-8, **2010**, <http://dx.doi.org/10.2113/gselements.6.3.173>.
- [98] Young, E.C., *Volcanology of the Troodos Ophiolite (Cyprus) and mechanisms of accretion of the upper oceanic crust*, Doktora Tezi, Cardiff University, Cardiff, **2014**.
- [99] Patten, C.G.C., Pitcairn, I.K., Teagle, D.A.H., *Hydrothermal mobilisation of Au and other metals in supra-subduction oceanic crust: Insights from the Troodos ophiolite*, *Ore Geology Reviews*, Volume 86, 487-508, **2017**, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.019>.

- [100] Schmincke, H.U., Rautenschlein, M., Troodos Extrusive Series (Akaki River Canyon) And The Sheeted Diabase, *Field Excursion Guidebook To Accompany The Troodos 87 Ophiolites And Oceanic Lithosphere Symposium*, (eds: Xenophontos, C., Malpas, J.G.), Geological Survey Department, Nicosia, 36-91, **1987**.
- [101] Eddy, C.A., Dilek, Y., Hurst, S., Moores, E.M., Seamount formation and associated caldera complex and hydrothermal mineralization in ancient oceanic crust, Troodos ophiolite (Cyprus), *Tectonophysics*, Volume 292, Issues 3-4, **1998**.
- [102] Sato, T., Behaviours of ore-forming solutions in seawater, *Min. Geol.*, 22, 31-42, **1972**.
- [103] Kirkham, R.V., *Buchans Geology, Newfoundland*, Paper 86-24, Geological Survey of Canada, **1987**.
- [104] Revan, M.K., Genç, Y., Maslennikov, V.V., Ünlü, T., Delibaş, O., Hamzaçebi, S., Doğu Karadeniz Bölgesi (Kd Türkiye) Volkanojenik Masif Sülfid Yatakları Cevher Fasiyeslerine Ait Bazı Özgün Bulgular, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 147, 73-90, **2013**.

ÖZGEÇMİŞ

Kimlik Bilgileri

Adı Soyadı : Haşim Eray YURTSEVEN
Doğum Yeri : Trabzon
Medeni Hali : Bekar
E-posta : erayurtseven@gmail.com
Adresi : Karşıyaka Sokak No:28 Lefke/KKTC

Eğitim

Lise : Kanuni Anadolu Lisesi, Trabzon (2002-2006)
Lisans : Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara (2007-2012)
Yüksek Lisans: Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara (2013-....)

Yabancı Dil ve Düzeyi

İngilizce – KPDS, 73.75 (2012)

İş Deneyimi

2013-2014 : Santral Madencilik A.Ş. – Jeoloji Mühendisi
2014-2015 : Kuzey Kıbrıs Santral Madencilik Ltd. – Proje Jeoloğu
2015-..... : Kuzey Kıbrıs Santral Madencilik Ltd. – Proje Şef Jeoloğu

Deneyim Alanları

-

Tezden Üretilmiş Projeler ve Bütçesi

-

Tezden Üretilmiş Yayınlar

-

Tezden Üretilmiş Tebliğ ve/veya Poster Sunumu ile Katıldığı Toplantılar

-



HACETTEPE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
YÜKSEK LİSANS/DOKTORA TEZ ÇALIŞMASI ORJİNALLİK RAPORU

HACETTEPE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI BAŞKANLIĞI'NA

Tarih: 06/07/2018

Tez Başlığı / Konusu: LEFKE-DOĞU (LEFKE, KKTC) KIBRIS TİPİ MASİF SÜLFİT CEVHERLEŞMESİNİN JEOLOJİSİ, MİNERALOGİSİ VE KÖKENİ

Yukarıda başlığı/konusu gösterilen tez çalışmamın a) Kapak sayfası, b) Giriş, c) Ana bölümler d) Sonuç kısımlarından oluşan toplam 112 sayfalık kısmına ilişkin, 06/07/2018 tarihinde şahsım/tez danışmanım tarafından Turnitin adlı intihal tespit programından aşağıda belirtilen filtrelemeler uygulanarak alınmış olan orijinallik raporuna göre, tezimin benzerlik oranı % 0 'dır.

Uygulanan filtrelemeler:

- 1- Kaynakça hariç
- 2- Alıntılar hariç/dâhil
- 3- 5 kelimedenden daha az örtüşme içeren metin kısımları hariç

Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Çalışması Orjinallik Raporu Alınması ve Kullanılması Uygulama Esasları'nı inceledim ve bu Uygulama Esasları'nda belirtilen azami benzerlik oranlarına göre tez çalışmamın herhangi bir intihal içermediğini; aksinin tespit edileceği muhtemel durumda doğabilecek her türlü hukuki sorumluluğu kabul ettiğimi ve yukarıda vermiş olduğum bilgilerin doğru olduğunu beyan ederim.

Gereğini saygılarımla arz ederim.

Adı Soyadı: Haşim Eray YURTSEVEN
Öğrenci No: N12226095
Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği
Programı:
Statüsü: Y.Lisans Doktora Bütünleşik Dr.

06.07.2018

DANIŞMAN ONAYI

UYGUNDUR.

Prof. Dr. Yurdal GENÇ