

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Mehmet BAYDAN

**ETEKLİ (KARAIŞALI, ADANA) BÖLGESİNİN Zn-Pb
CEVHERLEŞMESİNİN MİNERALOGİK VE JEOKİMYASAL
İNCELENMESİ**

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

ADANA-2022

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**ETEKLİ (KARAIŞALI, ADANA) BÖLGESİNİN Zn-Pb
CEVHERLEŞMESİNİN MİNERALojİK VE JEOKİMYASAL
İNCELENMESİ**

Mehmet BAYDAN

YÜKSEK LİSANS

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu Tez 23/08/2022 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri Tarafından
Oybirliği/Oyçokluğu ile Kabul Edilmiştir.

.....
Doç.Dr. Mustafa AKYILDIZ
DANIŞMAN

.....
Prof.Dr. Osman PARLAK
ÜYE

.....
Dr.Öğr.Gör. Ali TUMÜKLÜ
ÜYE

Bu Tez Enstitümüz Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında hazırlanmıştır.
Kod No:

Prof. Dr. Sadık DİNÇER
Enstitü Müdürü

Bu Çalışma Ç. Ü. Araştırma Projeleri Birimi Tarafından Desteklenmiştir.
Proje No: FYL-2020-12837

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaktan yapılan bildirişlerin, çizelge ve fotoğrafların kaynak gösterilmeden kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

ÖZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

ETEKLİ, KARAİSALI (ADANA) BÖLGESİNİN ZN-PB CEVHERLEŞMESİNİN MİNERALOGİK VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

Mehmet BAYDAN

ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Danışman : Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ
Yıl: 2022, Sayfa: 105
Jüri : Doç.Dr. Mustafa AKYILDIZ
: Prof.Dr. Osman PARLAK
: Dr.Öğr.Gör. Ali TÜMÜKLÜ

Bu çalışmada, Doğu Toroslar'ın batı bölümünde yer alan Aladağ Birliği'ne ait Jura-Kretase yaşlı Çamlık Formasyonu kireçtaşlarında bulunan Zn-Pb cevherleşmesi incelenmiştir. Cevherleşme, KD-GB doğrultulu ve KB'ya eğimli bir fay kontrolünde gelişmiştir. Cevherleşmeyi oluşturan ana fayın daha sonraki bir dönemde D-B yönlü faylar etkisiyle parçalanması, taşınması ve breşik bir yapı kazanması sözkonusudur. Cevherleşme, ana kırığın yüzeye yakın kesimlerinde fay dolgusu içerisinde daha çok yoğun demirli çinko karbonatlar şeklinde gözlenmektedir. Daha derin kesimlerde ise fay ile ilişkili karstik ceplerde, stok veya büyük mercekler şeklinde çinko sülfür olarak bulunmaktadır. Ana, iz ve nadir toprak elementleri analiz sonuçlarına göre cevherleşmenin kökeni hidrotermal çözelti ile ilişkilendirilmiştir. Sülfür minerallerinden sfalerit ve galenit'e ait ^{34}S analiz sonuçları sırasıyla -11.3 ile -14.4 ve %3.45 aralığında saptanmıştır. Galenit örneklerinden yapılan Pb izotop analiz sonuçlarına göre $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değeri 18.68-18.75 aralığında, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri 15.70-15.71 aralığında ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri 38.845-38.91 aralığında saptanmıştır. Simitsonitlerden ve kireçtaşından yapılan ^{13}C ve ^{18}O izotop analiz sonuçlarına göre ^{13}C oranı sırasıyla -4.21, -2.26 ve -1.69 arasında değişmektedir. Oksijen izotop değerleri ise sırasıyla -2.7, -1.76 ve -6.36 arasında değişmektedir. Jeokimyasal analiz sonuçları ve arazi gözlemlerine göre, birincil sülfür mineralleri hidrotermal ve epijenetik proseslerle oluşmuş, daha sonra karasal ayrışım ve karstlaşma sonucunda ikincil karbonat ve oksit tipi yatakların oluşan boşluklara yerleştiği söylenebilir.

Anahtar Kelimeler: Doğu Toroslar, Zn-Pb, Karbonat Ornatımlı, Jeokimya, İzotop

ABSTRACT

MSc THESIS

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF THE ETEKLİ (KARAIŞALI, ADANA) Zn-Pb MINERALIZATIONS

Mehmet BAYDAN

ÇUKUROVA UNIVERSITY
DEPARTMENT OF GEOLOGICAL ENGINEERING
INSTITUTE OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES

Supervisor : Assoc. Prof. Mustafa AKYILDIZ
Year: 2022, Pages: 105
Jury : Assoc. Prof. Mustafa AKYILDIZ
: Prof. Dr. Osman PARLAK
: Assoc. Prof. Ali TUMÜKLÜ

In this study, the Zn-Pb mineralization in the Jurassic-Cretaceous aged Çamlık Formation limestones belonging to the Aladağ Unit located in the western part of the Eastern Taurus Mountains was investigated. The mineralization was developed within a fault that strikes NE-SW and dips to the NW. It is evaluated that the main fault controlling the mineralization was fragmented, transported and brecciated as a result of effect of the E-W trending faults in a later period. Mineralization is observed mostly in the form of ferrous zinc carbonates in the fault zone near the surface of the main fracture. In deeper parts, it is found as zinc sulfide in the form of stock or large lenses in karstic pockets associated with the fault. On the basis major, trace and rare earth elements analyses, the origin of the mineralization was associated with the hydrothermal solution. The results of the ^{34}S analysis of sulfide minerals such as sphalerite and galenite were determined in the range of -14.4 to -11.3 and 3.45 respectively. According to Pb isotope analysis; results from galenite samples varies from 18.68 to 18.75 for $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15.70 to 15.71 for $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and 38.84 to 38.91 for $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios. According to the results of ^{13}C and ^{18}O isotope analyses performed on smithsonite and limestones, ^{13}C values range from -4.21, -2.26, and 1.69. Whereas Oxygen isotope values are between -2.7, -1.76 and, -6.36. All the geochemical results suggest that primary sulfide minerals were formed by hydrothermal and epigenetic processes, and then followed by secondary carbonate and oxide type deposits settled in the formed spaces as a result of terrestrial weathering and karstification.

Key Words: Eastern Taurides, Zn-Pb, Carbonate Replacement, Geochemistry, Isotope

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Doğu Toroslar'ın batı bölümünde, Adana ilinin kuzeybatısında, Kozan-Pozantı ilçeleri arasında kalan inceleme alanında, cevherleşme Aladağ birliğine ait Jura-Kretase yaşlı Çamlık Formasyonu içerisinde gözlenmektedir. Çamlık formasyonu başlıca mikritik ve biyomikritik kireçtaşıdan oluşmaktadır. Etekli cevherleşmesi, K10-20B/K10-30D doğrultulu, 70-89°KB'a (260-290/70°-89°) eğimli yaklaşık 1100m devam eden fay zonunda gelişmiştir. Cevherleşme fay kontrolünde gelişmiş ve daha sonra fayların tekrar hareketlenmesi ve ana fayı kesen D-B fayların etkisiyle parçalanmış, taşınmış, breşik görünüm kazanmıştır. Cevherleşmede birincil sülfürlü mineralleri; sfalerit, galenit, pirit ve markazit, oksitlenmiş cevher zonunda simitsonit, serüzit, hematit ve limonit mineralleri yoğun olarak gözlenmiştir. Gang minerali olarak yoğun damar ve dolgu şekilli kalsit ve yer yer barit minerallerine rastlanmıştır. Cevher geometrisi yüzeye yakın yerlerde, ana fay yüzeylerinde ve fay dolgusu içerisinde genellikle damar dolgu şeklindedir. Daha derinlerde ise büyük kırık hatlarına bağlı olarak karst dolgusu şeklinde, karstik ceplerde stok veya büyük mercekler şeklinde gelişmiştir. Cevherleşme ana kırığın yer yüzeyine yakın kesimlerde daha çok yoğun demirli oksitli çinko karbonat şeklinde, daha derin kesimlerde çinko sülfür şeklinde bulunmaktadır.

Sfaleritteki Fe zenginleşmeleri, erken evrede oluşan sfaleritlerin düşük sıcaklıklı hidrotermal sıvılardan oluştuğunu göstermektedir. Sfalerit içerisindeki Ga/Ge oranları kullanılarak hesaplanan sfalerit jeotermometresinde sfaleritlerin homojenleşme sıcaklığı 185-220 °C'dir. Analiz sonuçlarına göre, sfalerit minerallerinde Fe, Cu, Co, Ni gibi elementlerin yüksek değerler göstermesi ve Cd, Ga ve Ge elementlerinin düşük değerler göstermesi yataklanmanın MVT'den çok CRD tip yataklanmaya uygunluk göstermektedir. Ana oksit analiz sonuçlarına göre yan kayaç SiO₂ değerlerinin cevherli fay zonlarında yüksek değerler

göstermektedir. Yan kayaç düşük MgO değerlerine sahiptir, dolomitleşmeye rastlanmamıştır.

Çalışma alanında sondaj karotlarından ve araziden alınan sfalerit ve galenit minerallerinden yapılan kükürt izotop analizlerine göre ^{34}S aralığı galenit için ‰ 3.45, sfalerit için -11.3 ile -14.4 aralığındadır. Sfaleritler için gelen negatif değerler sülfürün kaynağının sedimanter ve biyojenik kaynaklarla ilişkili olduğunu göstermektedir. Simitsonit ve kireçtaşı örneklerinden yapılan karbon analizlerinde ise karbon izotop değerleri -4.21-1.69 PDB arasında değişmektedir. Bu $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ilgili grafiklerde denizel kireçtaşı aralığına düşmektedir. Oksijen izotop değerleri ise ‰ 24.30-29.04 SMOW arasında değişmektedir. Kireçtaşı ve simitsonit örneklerinin $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDM}}$ karşılık $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ diyagramında denizel kireçtaşı alanına düştüğü görülmüştür.

Kireçtaşı ve sülfür minerallerinden yapılan NTE analizlerine göre kireçtaşlarının yüksek HNTE/ANTE oranları ve La elementinin pozitif anomali göstermesi denizel kireçtaşlarının C-O izotop analizlerini destekler niteliktedir. Etekli cevherleşmesi sfalerit ve galenit örnekleri düşük ΣNTE değerlerine, yüksek HNTE/ANTE oranlarına sahiptir. Eu elementi, kondrite göre normalize edilmiş Eu değerlerine göre yüksek değerlere sahiptir. Yatağın bu özellikler göstermesi sülfür minerallerinin indirgeyici bir ortamda hidrotermal çözelti kaynaklı oluşması ile açıklanabilmektedir.

İncelenen cevherleşmede kurşun izotop değerleri $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 18.689-18.758 aralığında, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 15.705-15.710 aralığında ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 38.845-38.915 aralığında değişim göstermektedir. Bu oranlar MVT yatakları için ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.55-22.00$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.54-16.04$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.84-41.69$) farklı aralıklardadır. Etekli cevherleşmesi, bu değerler göz önünde bulundurulduğunda Pb izotop değerleri açısından MVT yataklanma ile benzerlik göstermemektedir. Bölgede analiz edilen Pb izotop verileri Zartman ve

Doe (1981) tarafından geliştirilen modele göre değerlendirildiğinde kurşunun orojenik ve üst kabuk kökenli olduğuna işaret etmektedir.

Bölgedeki cevherleşme ile ilgili yapılan incelemeler ve analiz sonuçları göz önüne alındığında Etekli cevherleşmesinin epijenetik hidrotermal özellikler taşıdığını ancak belirgin bir magma ilişkisine rastlanmadığı için Bolkardağ ve Horzum bölgelerindeki Zn-Pb yataklarına benzer bir yorum olan gömülü asit bileşimli bir magmatizma ile bağlantılı olup, hidrotermal-epijenetik birincil sülfür mineralleri ve daha sonra karasal ayrışım ve karstlaşma sonunda ikincil karbonat ve oksit tipi yatakların oluşan boşluklarda yerleştiği söylenebilir.



TEŞEKKÜR

Tezin hazırlanmasında değerli görüş, tecrübe ve bilgileriyle yönlendiren, danışmanım Sayın Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ' a teşekkürlerimi sunarım.

Meslek hayatına atılmama büyük katkı sağlayan, tüm çalışmalarım boyunca beni destekleyen, değerli görüşlerini paylaşan ve yönlendiren Sayın Prof. Dr. Osman PARLAK'a teşekkürlerimi sunarım. Tez yazımı sırasında katkılarını gördüğüm Sayın Dr. Öğr. Gör. Ali TÜMÜKLÜ'e teşekkür ederim.

Konu ile ilgili görüşlerini ve tecrübelerini paylaşan Sayın Prof. Dr. Nurullah HANILÇI'ye ve bölgenin jeolojisi ile ilgili bilgi ve tecrübelerini paylaşan, sahayı yorumlamamda büyük katkı sağlayan Sayın Doğan USTA (MTA) ve İsmet ALAN'a (MTA) teşekkür ederim.

Pb izotop örneklerinin analizi ve değerlendirmeleriyle katkı sağlayan Cenevre Üniversitesi Öğretim Üyesi Dr. Massimo CHIARADIA'a teşekkür ederim. Laboratuvar çalışmalarında ve tez yazımı boyunca yardımlarını esirgemeyen Araş. Gör. Jeo. Yük. Müh. Emrah ŞİMŞEK'e teşekkür ederim.

Çalışma boyunca lojistik destek sağlayan Akmetal Madencilik'e ve arazi çalışmalarım boyunca katkılarını gördüğüm Akmetal Madencilik Arama Müdürü Jeo. Müh. Mesut GÜLAY'a teşekkür ederim.

Eğitim ve çalışma hayatım boyunca her zaman desteklerini hissettiğim değerli ailem ve eşime teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

SAYFA

ÖZ	I
ABSTRACT.....	II
GENİŞLETİLMİŞ ÖZET	III
TEŞEKKÜR.....	VII
İÇİNDEKİLER	VIII
ÇİZELGELER DİZİNİ	XII
ŞEKİLLER DİZİNİ	XIV
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	3
2.1. Bölgesel Jeoloji ile İlgili Çalışmalar.....	3
2.2. Maden Jeolojisi ile İlgili Çalışmalar	7
3. MATERYAL VE METOD	15
3.1. Materyal.....	15
3.1.1. Zn-Pb Yataklarının Oluşumu ve Yatak Tipleri	15
3.1.1.1. Sedimanlara Bağlı Eksalatif Zn-Pb Yatakları (SEDEX)	16
3.1.1.2. Mississippi Vadisi Tipi Zn-Pb Yatakları (MVT).....	17
3.1.1.3. Karbonat Ornatımlı Cevher Yatakları (CRD).....	18
3.2. Metod.....	20
3.2.1. Arazi Çalışmaları.....	20
3.2.2. Sondaj Çalışmaları.....	21
3.2.3. Laboratuvar Çalışmaları	21
3.2.3.1. İnce Kesit ve Parlak Kesitlerin Hazırlanması	21
3.2.3.2. Kimyasal Analiz İçin Örnek Hazırlanması	22
3.2.4. Analitik Yöntemler	22
3.2.4.1. X Işını Floresans (XRF).....	22

3.2.4.2. Duraylı İzotop Analizleri	23
3.2.4.3. Radyojenik İzotop Çalışmaları.....	25
3.2.4.3.(1). Kurşun İzotop Çalışmaları.....	25
4. ARAŞTIRMA BULGULARI.....	27
4.1. Torosların Jeolojik Evrimi	27
4.2. Bölgesel Jeoloji.....	30
4.2.1. Aladağ Birliği	31
4.2.1.1. Çamlık Formasyonu.....	34
4.2.1.2. Yavca Formasyonu	40
4.2.2. Bozkır Birliği.....	43
4.2.2.1. Kızılcadağ Ofiyolitik Melanjı ve Olistostromu.....	46
4.3. Maden Jeolojisi ve Mineralojisi.....	49
4.3.1. Etekli Zn-Pb Cevherleşmesi	49
4.3.2. Sondaj ve Arazi Çalışmaları	56
4.3.3. Cevher Mineralojisi	58
4.4. Cevherleşmenin Jeokimyasal Özellikleri.....	63
4.4.1. Ana-İz Element Jeokimyası.....	63
4.4.2. Nadir Toprak Elementleri Jeokimyası	68
4.4.3. Duraylı İzotop Çalışmaları	70
4.4.3.1. Kükürt (S) İzotopu Çalışmaları.....	70
4.4.3.2. Karbon-Oksijen (C-O) İzotopu Çalışmaları.....	73
4.4.4. Radyojenik İzotop Çalışmaları	76
4.4.4.1. Kurşun İzotop Çalışmaları	76
5. TARTIŞMA	79
5.1. Jeokimya Çalışmaları.....	79
5.1.1. Radyojenik Pb İzotopu Çalışmaları	82
6. SONUÇLAR.....	85
KAYNAKLAR	89

ÖZGEÇMİŞ	101
EKLER.....	102
Ek-1. 2018 Jeoloji Haritası	103
Ek-2. 2021 Jeoloji Haritası	105





ÇİZELGELER DİZİNİ

SAYFA

Çizelge 4.1. Çalışma alanından alınan kireçtaşı örneklerinin ana oksit analizi.....	64
Çizelge 4.2. Çalışma alanından alınan cevher örneklerinin ana element analizi	64
Çizelge 4.3. Çalışma alanından alınan kireçtaşı, sfalerit ve galenit örneklerinin iz element(ppm) değerleri	65
Çizelge 4.4. Çalışma alanından alınan simitsonit örneklerinin XRF kimyasal sonuçları	67
Çizelge 4.5. Çalışma alanından alınan kireçtaşı, sfalerit ve galenit örneklerinin NTE (ppm) değerleri.....	69
Çizelge 4.6. Sahadan alınan sülfürlü minerallerin ortamı ve ‰ ³⁴ S sonuçları	71
Çizelge 4.7. Çalışma alanından alınan simitsonit ve kireçtaşlarına ait C-O izotop analizi (smt: simitsonit, lmst: kireçtaşı).....	73
Çizelge 4.8. Etekli bölgesindeki galenit örneklerinin Pb izotop sonuçları (gln: galenit, lmst: kireçtaşı).....	76
Çizelge 5.1. Sfaleritteki bazı element konsantrasyonlarının geometrik ortalaması (MVT: Mississippi Vadisi Tipi Yataklar, SHMS: Sedimanter ilişkili Masif Sülfür Yatakları, VHMS: Volkanojenik Masif Sülfür Yatakları,HTHR-CRD: Yüksek Sıcaklık Hidrotermal Ornatımlı Yataklar).....	81



ŞEKİLLER DİZİNİ

SAYFA

Şekil 1.1.	Çalışma alanının yer bulduru haritası	2
Şekil 3.1.	Toros kuşağı karbonatlı kayalardaki Zn-Pb Yatakları	15
Şekil 3.2.	Selwyn havzasındaki MVT ve SEDEX yataklarının kökensel modeli	16
Şekil 3.3.	Karbonat ornatımlı yatakların basitleştirilmiş modeli	19
Şekil 3.4.	Jeolojik sistemlerde $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin aralığı.....	24
Şekil 4.1.	Toros kuşağı tektonik birliklerin genel dağılımı.....	28
Şekil 4.2.	Orta Toroslar'ın Geç Permien-Orta Eosen dönemindeki Tektonik Evrimi	29
Şekil 4.3.	İnceleme alanı stratigrafik dikme kesiti.	30
Şekil 4.4.	İnceleme alanı jeoloji haritası.....	31
Şekil 4.5.	Aladağ Birliği'nin genelleştirilmiş stratigrafik kesit (ölçeksiz).....	33
Şekil 4.6.	Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı ve Olistostromu ile Çamlık Formasyonu dokanağındaki bindirme zonu.....	34
Şekil 4.7.	a) Krem renkli mikritik kireçtaşı içinde gelişmiş kalsit damarları ve limonitleşme b) Yataya yakın ince tabakalanma gösteren krem renkli mikritik kireçtaşları	35
Şekil 4.8.	a-b) Kalsit damarlı, globotruncana fosilli , stilolitli mikritik kireçtaşı c-d) mikrokristalin kalsit taneli, demiroksitli, mikrofosil ve fosil kavkı izli biyomikritik kireçtaşı.....	36
Şekil 4.9.	Yan kayaç içerisinde gelişen tektonik breşleşmeler	38

Şekil 4.10. a-b) Mikrokristalen ve mezokristalen, basınç ikizli kalsit mineralli, breşik rekristalize kireçtaşı c) Işınsal radyal sönmeli prehnit ve dalgalı sönme gösteren kuvars d) kriptomikro-mezomakro kristalen kalsit kristalli, değişik kalınlıklarda gelişigüzel dağılmış kalsit dolgulu, yer yer boyanmış çatlaklar(Qu: kuvars, Ca; kalsit, prh: prehnit).....	39
Şekil 4.11. Çamlık formasyonu (Jkç) ve Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı ve Olistostromu (Kkm) arasındaki tektonik dokanak.....	40
Şekil 4.12. a) Yavça formasyonuna ait silttaşı-kumtaşı arazi görüntüsü,b) Sondajda kesilen Yavça formasyonuna ait birimler; (1)silttaşı-kumtaşı, (2-3)yeşil-bordo renkli killi kireçtaşı, (4)geçişli olarak krem kireçtaşı	42
Şekil 4.13. Yavça formasyonu kumtaşı ince kesit görüntüsü- Kuvars, biyotit, kalsit ve piroksen, olivin gibi ofiyolitten türemiş malzeme içeren ince taneli kumtaşı (Qu: kuvars, Ca; kalsit, Bio: biyotit, Oli: olivin).....	43
Şekil 4.14. Bozkır Birliği'ne ait genelleştirilmiş stratigrafik kesit (ölçeksiz)	45
Şekil 4.15. Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı içerisinde gözlenen kireçtaşı bloğu	47
Şekil 4.16. Çamlık formasyonuna ait yatay tabakalanmalı krem renkli mikritik kireçtaşı (JKç) ve Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı içerisinde veya sınırlarında gözlenen tabakalanma göstermeyen yoğun kırıklı gri renkli rekristalize kireçtaşı (Kkm) a) Kuzeyden güneye bakış ve b) Güneyden kuzeye bakış.....	48
Şekil 4.17. Kkm içerisinde veya Jkç ile sınır oluşturan olistostromal kireçtaşı ince kesit görüntüsü (lokal breşik dokulu, rekristalize kireçtaşı)	48
Şekil 4.18. KD-GB yönlü 1100m devam eden cevherli ana kırık hattı	50
Şekil 4.19. KD-GB yönlü kırık hattının farklı noktalardan görüntüsü	50

Şekil 4.20. KD-GB yönlü fay yüzeyinde sıvama ve dolgu şeklinde konsantrik ve yollu yapı gösteren simitsonit	51
Şekil 4.21. Yoğun hematit-limonit bağlayıcı malzemeli fay zonu ve fay zonu breşi	52
Şekil 4.22. a) Yataya yakın tabakalanma gösteren kireçtaşları, b) Kalsit damarları içinde galenit	53
Şekil 4.23. a) Yüzeyi okside olmuş kalsit oluşumları b) Yüzeyde çört oluşumları	53
Şekil 4.24. Breşik yapıli simitsonit ve sfalerit	55
Şekil 4.25. Arazide KD-GB yönlü ana kırık hattı çevresinde cevherleşmenin yoğunlaştığı zonlar ve %Zn değerleri	56
Şekil 4.26. a) Sahanın KD-GB kesit görünümü ve sondajlarda kesilen cevherleşmenin güney- orta-kuzey zonları b) Sahanın plan görünümü	57
Şekil 4.27. EP-4-EP12 Sfalerit, galenit, hematit, demiroksit damar-dolgulu breşik kireçtaşı ve cevher örnekleri, EP-14 Masif Sfalerit, EP-15, EP17 demiroksitli simitsonit	58
Şekil 4.28. a) Kolloform şekilli markazit minerali kenarlarında gelişmiş sfalerit ve daha az oranda galenit mineralleşmesi (sph:sfalerit, mar:markazit, ga: galenit) b) serüzitleşmiş galenit, galenit kalıntıları (ser: serüzit, hem: hematit) c) iç içe geçmiş galenit, serüzit ve hematit mineralleri d) galenit, sfalerit, hematit ile iç içe gözlenmiş markazit minerali (ru: rutil)	60

Şekil 4.29. a) Küçük taneli sfalerit ve gelişigüzel dağılmış galenit mineralleri b) özşekilli pirit ve galenit mineralleri, sfaleritli bağlayıcı malzeme (py: pirit) c) gelişigüzel dağılmış markazit, iri ve küçük taneli galenit ve sfalerit mineralleri d) galenit ve sfalerit mineralleri tarafından ornatılmış iri taneli markazit minerali ve zonlu hematit	61
Şekil 4.30. İri taneli öz şekilli barit minerali (ba: barit) b) Kama şeklinde dilinim boşluklu yarı özşekilli galenit minerali	62
Şekil 4.31. Konsantrik yapı sunan smitsonit ve zinkit mineralleri	62
Şekil 4.32. Sfaleritlerdeki Ga/Ge oranına göre oluşum sıcaklıkları	66
Şekil 4.33. Çalışma alanından alınan örneklerin nadir toprak elementlerinin kondirite göre normalize örümcek diyagramı.....	70
Şekil 4.34. Çeşitli kayaç, jeolojik ortam ve cevher tiplerinin $\delta^{34}\text{S}$ (‰) değişimi	72
Şekil 4.35. Farklı jeolojik kaynakların ^{13}C oranlarının Etekli cevherleşmesi ile karşılaştırılması ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ oranları,.....	74
Şekil 4.36. Oksijen izotop kaynakları ve Etekli bölgesi oksijen izotop değerleriyle karşılaştırılması.....	75
Şekil 4.37. Çalışma alanındaki kireçtaşı ve smitsonit örneklerinin $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDM}}$ karşılık $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ diyagramında gösterilmesi	75
Şekil 4.38. Pb izotop değerlerinin Zartman ve Doe (1981) tarafından geliştirilen plumbotektonik modelini gösterir grafikler (UC: Üst Kabuk, O: Orojenik, M: Manto, LC: Alt Kabuk)	77
Şekil 5.1. Orta Toroslardaki ve Doğu Toroslardaki bazı CRD tip Pb-Zn yataklarının $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop değişim aralığı ile MVT yataklarının $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop değişim aralığının karşılaştırılması	83

Şekil 5.2. Pb izotop değerlerinin Zartman ve Doe (1981) tarafından geliştirilen plumbotektonik modelini gösterir grafikler ve Etekli cevherleşmesi Pb izotop sonuçlarının Doğu Toroslardaki benzer cevherleşmelerle karşılaştırılması (UC: Üst Kabuk, O: Orojenik, M: Manto, LC: Alt Kabuk)..... 84





1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

İnceleme alanı, N34 a2 1/25000'lik paftası içinde, Adana ili Karaisalı ilçesinin yaklaşık 40 km kuzey doğusunda Etekli köyü Tabanlı mevkinde yer almaktadır (Şekil 1.1). Yüksek lisans tez konusu olarak seçilen çalışmanın amacı, bölgedeki kireçtaşları içerisinde gözlenen Zn-Pb cevherleşmesinin kökensel incelemesidir. Bu kapsamda hem cevherli kayalardan hem de yan kayacı oluşturan kireçtaşlarından örnekler alınarak bölgedeki cevherleşmeye ait petrografik, mineralojik ve jeokimyasal özellikler ortaya konulmuştur. Sahada, jeolojik haritalama sırasında yapılan gözlemlerle bölgedeki kayaç yapıları, formasyonların birbiriyle olan ilişkileri, bölgedeki faylar, karstik boşluklar gibi yapısal unsurlar, eski üretim galerileri incelenmiş ve Doğu Toroslar'da benzer özellik gösteren Zn-Pb yatakları ile karşılaştırılarak, cevherin oluşumu, yatak tipi hakkında yorumlamalara gidilmiştir.

Doğu Toroslar'ın batı bölümünde, Kozan-Pozantı ilçeleri arasında kalan inceleme alanında, birbirleriyle stratigrafik ve tektonik ilişkili farklı yaş, ortam ve kayaçlarla temsil edilen allohton konumlu birimler bulunur. Bu birimler, Aladağ birliğine ait Jura-Kretase yaşlı Çamlık Formasyonu ve Geç Krease yaşlı Yavça Formasyonu ve Bozkır Birliği'ne ait Geç Senoniyen yaşlı Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı ve Olistostromu'dur. Bölgede yapılan arazi çalışmalarına göre cevherleşmeyi barındıran Çamlık Formasyonuna ait kireçtaşları bölgede belli sınırlara sahip, geniş yayılım göstermemektedir.

Cevherleşmenin yan kayacı olan kireçtaşından, karbonatlı ve sülfürlü cevherli örneklerden numuneler alınarak duraylı ve radyojenik izotop analizleri yaptırılmış, cevherleşmenin kökensel oluşumunun ortaya konulması amaçlanmıştır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Bölgenin genel jeolojisi ve bölgede yer alan maden oluşumları ile ilgili daha önce farklı araştırmacılar tarafından hazırlanmış rapor, makale ve tezler incelenmiştir. Bölgesel jeoloji ve Maden jeolojisi ile ilgili çalışmalar ayrı başlıklar altında kronolojik olarak özetlenmiştir.

2.1. Bölgesel Jeoloji ile İlgili Çalışmalar

Özgül (1971), Orta Toroslar'ın kuzey kesiminde Hadım ve Bozkır İlçeleri dolayında yaptığı incelemede, Paleozoyik ve daha genç yaşlı kaya birimlerini kapsayan ve birbirinden farklı havzaları anlatan, birbirleriyle tektonik ilişkili birliklerin varlığını ileri sürmüştür. Araştırmacı bu birliklerden Hadım Birliği ile Geyikdağı Birliği'nin otokton, Güney İç anadolu Birliği ile Orta Toros Birliği'nin allokton konumlu olduğunu öne sürmüştür. Bölgedeki yapısal gelişimin Üst Devoniyen'den beri düşey blok hareketleri ile devam ettiğini belirtmiştir.

Özgül (1976), Toroslar Kambriyen – Tersiyer aralığında oluşmuş kaya birimlerini kapsamakta olduğunu ifade etmiş olup, Toros kuşağında stratigrafi özellikleri ve kapsadıkları kaya birimleri açısından birbirlerinden değişik havza koşullarını yansıtan birlikler yer almakta olduğunu dile getirmiştir. Yazar tarafından Bolkar dağı Birliği, Aladağ Birliği, Geyik dağı Birliği, Alanya Birliği, Bozkır Birliği ve Antalya Birliği olarak adlandırılan birlikler kendilerine özgü ayırtman özelliklerini yitirmeden kuşak boyunca yüzlerce kilometre devamlılık gösterirler. Birlikler birbirleriyle anormal dokunaklıdır ve çoğu yerde birbirleri üzerinde allokton örtüler oluştururlar. Bolkar dağı, Aladağ, Geyik dağı ve Alanya Birlikleri şelf türü karbonat ve kırıntılı kayaları kapsarlar. Bozkır ve Antalya birlikleri şelf türü kaya bloklarının yanında ve daha çok, derin deniz çökellerini, bazik denizaltı volkaniklerini ve ofiyolitleri kapsar. Toros kuşağını birlik kavramıyla tektono-stratigrafik birimlere ayırarak ortaya koyduğu sentezde

Aladağlarda: Bolkardağı, Aladağ, Bozkır ve Geyikdağı olmak üzere farklı birlikler ayırt etmiştir.

Tekeli (1980), Aladağlar bölgesinde yaptığı çalışmada yapısal evrimi üç farklı evreye ayırmıştır. Çalışmaya göre; Geç Triyas-Erken Kretase duraylı kıta kenarı, Senoniyen’de kıta kenarında deformasyonlar ve ilk ofiyolit yerleşimi, Maestrihtiyen’de Senoniyen havzasının sıkışmaya uğradığı ve buna bağlı olarak temelden itibaren naplı bir yapı kazandığını belirtmiştir. Tekeliye göre Üst Devoniyen-Orta Kretase zaman aralığını kapsayan karbonat çökellerinin ve ofiyolitlerin yaygın olduğu Aladağlarda çalışma alanına yakın olan Ofiyolitli melanjdan ve Beyaz Aladağ napından söz edilebilir.

Özgül (1984), Bolkar ve Bozkır birliği üzerine ofiyolitlerin Senoniyen-Paleosen’de üzerlemeye başladığını belirtmiş, Geç Senoniyen ve Erken Tersiyerde Geyik dağı ile Aladağ birliği arasında bir okyanusun oluştuğunu, bunda İpresiyende Aladağ-Bolkardağ birliği altına dalarak granit ve kuvars porfirlerin oluşmasını sağladığını öne sürmüştür.

Tarhan (1985), Doğu Toroslarda Neotetis’in kapanımına ilişkin granitoid magmaların evrimi ve kökeni hakkında araştırmalar yapmıştır. Doğu Toroslar’da yaygın sokulumları olan bu granitoidlerden başka, daha önce mevcut sedimenter kökenli metamorfik, ada yayı volkanoklastik çökeller ve ofiyolitlerin (gabro, levha dayk karmaşığı ve volkanotortul çökelleri) kısmi ergimeyle magmatik bir evre geçirmeden, oldukları yerde yeniden kristallenme (rekristalizasyon) sonucu oluşmuş ve sokulum özellikleri olmayan granitik kayalarının (diyorit, monzonit, siyenit, tonalit, granodiyorit, granit ve alkali granit) varlığından söz etmiştir.

Akay (1988), Orta Toroslar’ın Eosen tektoniği ile ilgili araştırmalarda bulunarak, Lütesiye’nin günümüze kadar dört ayrı sıkışma döneminin olduğunu öne sürmüştür. İnceleme alanını KD-GB istikametinde kat eden Ecemiş fayının Geç Eosen-Erken Oligosen sıkışma döneminde oluştuğunu belirtmiştir. Beydağları

üzerine yerleşen napların Antalya miyosen havzası ve Adana miyosen havzası üzerindeki etkilerine değinmiştir.

Ünlügenç ve Demirkol (1988), Adana ilinin yaklaşık 80 km K-KB'sında kalan Kızıldağ Yayla bölgesindeki kaya birimlerini incelemişler. Bölgede yeralan sedimanter karbonatlı kayaların ve ofiyolitik tip kayaların yer ve yaş ilişkisini yorumlamışlardır.

Özgül (1997), Orta Toroslar'da Bozkır, Hadim ve Taşkent civarında yaptığı çalışmasında stratigrafi, yapısal jeoloji ve metamorfizma özellikleri açısından ayırtman özellik gösteren Toros birliklerinden Geyik Dağı Birliği, Bolkar Dağı Birliği, Aladağ Birliği, Bozkır Birliği ve Dipsiz Göl Karışığı'na ait kayaları incelemiştir. Bu çalışmada bölgede yayılım gösteren Toros birliklerinin stratigrafik özellikleri ayrıntılı bir şekilde ortaya konulmuştur. Bu çalışmacıya göre, stratigrafik özellikleri ve birbirleri ile ilişkileri göz önüne alındığında Erken Triyas-Senoniyen aralığında güneyden kuzeye doğru Geyik Dağı, Aladağ, Bolkar Dağı ve Bozkır Birliği şeklinde bir dizilimle platformdan okyanusa uzanan bir havzayı oluştururlar.

Kop (2003), yapmış olduğu doktora çalışmasında Gökçeköy-Kışlak-Menkez-Akdım (D-KD Aladağ, Adana) dolayının tektono-stratigrafik konumu ve yapısal evrimine ilişkin bulgularını ortaya koymuştur. Çalışmacı, inceleme alanında temeli Görbiyes Dağı Birliği'ne ait Jura-Kretase(?) Paleosen yaşlı birimlerin oluşturduğunu, bu birlik üzerine Üst Kambriyen(?) Silüriyen yaşlı birimlerden oluşan Kokarot Birimi'nin geldiğini belirtmiştir. Tanımlanan birim üzerinde ise Katran Deresi ve Henüz Dağı dilimlerinden oluşan Feke Birimi'nin bulunduğunu öne süren çalışmacı, Katran Deresi Dilimi'nde Prekambriyen-Alt Kambriyen, Henüz Dağı Dilimi'nde ise Üst Devoniyen-Üst Kretase yaşlı litolojilerin yereldiğini belirtmiştir. Feke Birimi'ni tektonik olarak üzerleyen Aladağ Birliği Belededik ve Siyah Aladağ olmak üzere iki farklı dilimden oluşmakta olup, Orta Devoniyen-Üst Kretase yaş aralığındaki birimleri

içermektedir. Aladağ Birliği, Bozkır Birliği'ne ait Faraşa ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Çalışmacı yukarıda tanıtilan tektonik dilimlerin üzerine, Üst Oligosen-Üst Miyosen yaş aralığındaki birimleri kapsayan Tersiyer istifinin uyumsuz olarak geldiğini, bölgedeki en genç çökeliimin ise Kuvaterner yaşlı yamaç molozu ve alüvyonlar tarafından temsil edildiğini belirtmiştir.

Alan ve ark. (2004), Beledik istifinin Jeolojik Özellikleri ve Toroslar'da Tanımlanan Birlikler İçerisindeki Konumu adlı yapılan çalışmada, Doğu Toroslarda Ecemiş Fay Zonu doğusunda Pozantı ve Karaisalı (Adana) ilçeleri arasında kalan alanda yüzeyleyen Beledik İstifi Paleozoyik ve Mezozoyik yaş aralığında farklı birimleri içermektedir. Bu birimler Bozkır Birliğine ait Kızıldağ Ofiyolit Melanjı ve Pozantı-Karsantı Ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenmiştir. Beledik istifinin Aladağlar'da Siyah Aladağ Napı (Tekeli ve ark (Özgül, Orta Torosların kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi, 1971)., 1981, 1983) ve Orta Toroslar 'da Aladağ Birliği (Özgül, 1976,1983) olarak tanıtilan birimlerin eşdeğeri olduğu düşünülmüştür.

Alan ve ark. (2005), Çalışmada Geyikdağ Birliği, Aladağ Birliği ve Bozkır birliğine dahil edilen Karanfil Dağ ve Lorut Dağ istifleri ile Etekli İstifi çalışılmıştır. Etekli istifinin Triyas-Jura yaşlı olup üst seviyeleri bej-beyaz renkli orta-kalın tabakalı Megaladon'lu rekristalize ve mikritik kireçtaşlarından, üst seviyeleri ise algli, mercanlı, çört sıvamalı bej-beyaz renkli rekristalize mikritik kireçtaşlarından oluştuğu ve istifin alttan ve üstten ofiyolitik melanj tarafından tektonik dokanakla sınırlanmış olduğu ortaya konmuştur.

Alan ve ark. (2011), Beledik civarındaki Paleozoyik yaşlı kayaçların üzerinde Erken Triyas-Geç Kretase yaş aralığını kapsayan tam bir Mesozoyik serinin bulunduğu ve Beledik civarında tektonik bir pencere olmadığı ortaya konulmuştur. Ayrıca hem litolojik özellikleri hem de içerdiği birimlerin yaşları bakımından, Beledik İstifi'nin Aladağ Birliği'ne ait kayaç toplulukları ile benzer özellikler sunduğu belirlenmiştir. Çamlık formasyonuna tanımlanan fosil

topluluğunun Aaleniyen-Bajosiyen (Erken-Orta Jura) ve Maestrihtiyen (Geç Kretase) yaş aralığı karakterize etmesine dayanılarak, Jura-Kretase yaşı verilmiştir. Yavça formasyonuna ise içerdiği fosillere göre Geç Kretase yaşı verilmiştir. Formasyonların içerdiği birimler hakkında ayrıntılı olarak bilgi verilmiş, yüzlek sunduğu yerler aktarılmıştır.

2.2. Maden Jeolojisi ile İlgili Çalışmalar

Ayhan (1983), Aladağ yöresi karbonatlı çinko-kurşun yatakları hakkındaki araştırmasında Aladağ-Delikkaya yatağı ile Yahyalı, Küçükusu, Mineretepeler yataklarını ayrı tip cevherleşmeler olarak yorumlamıştır. Delikkaya ağsal damarlı iken diğer yataklanmalar çoğunlukla K-G ve KD-GB yönlü tektonik kırıklarda oluştuğunu belirtmiştir. Sülfidli mineral parajenezleri ile temsil edilen birincil cevherlerin kaynağı ve yerleşimini iki modelle açıklamıştır. Birinci modele göre, cevherleşme anılan beş istifli naplanma öncesi Orta-Üst Kretase zaman aralığında yanal göçle (lateral segresyon) veya hidrotermal eriyikler şeklinde gelip yerleşmiştir. Diğer modele göre ise cevherin kaynağının Paleosen-Alt Eosen yaşı Yahyalı granodiyoritleri olduğunu iddaa etmiştir.

Ayhan ve Erbayar (1985), Aladağlar Yahyalı bölgesi karbonatlı kurşun çinko yataklarının jeokimyasal yöntemler kullanarak yaptıkları arama çalışmasında, ikincil süreçlerle (karstlaşma) biçimlenen gömülü karbonatlı kurşun-çinko yataklarının aranmasında Cu, Pb, Zn gibi ana element içerikleri incelenerek yöredeki cevherleşmeye özgün örnek alım yöntemleri ve yayılım türlerini saptamışlardır. Buna göre yörenin jeokimyasal prospeksiyonuna en elverişli yöntemin ana kaya üzerindeki toprak örtüsü, fazla ezikli tektonik zonlar ve yamaç molozu yelpazelerinden alınan toprak örneklerinin değerlendirilmesi ve anomali bölgelerinin belirlenmesi şeklinde olacağı sonucuna varmışlardır. Yaygın ikincil yayılımlar kimyasal ve mekanik taşınma yollarıyla ortaya çıkmış olup, bu yayılımlar toprak oluşumu, yeraltı ile yerüstü sularının ve buzul hareketlerinin

etkinliği sonucu geniş alanları kapsamıştır. Gömülü zuhurların aranmasında özellikle Pb ve Zn gibi iki elementin kimyasal olarak taşınması sonucu oluşan yayılımlara ait anomaliler irdelenmiştir.

Çevrim ve ark. (1986), Aladağlar'da paleokarstlaşmaya bağlı çinko kurşun oluşumunu araştırmıştır. Çalışmada Orta Torosların güneybatı kesimini oluşturan Aladağlar'da incelenen çinko-kurşun cevherleşmelerinin herhangi bir stratigrafik seviyeye ve magmatik olaya bağımlılık göstermediğini, Permiyen ve Jura yaşlı kireçtaşı seviyesinde bulunan çinko-kurşun cevherleşmelerinin oluşumunun, Kretase'den sonra meydana gelen aşınma yüzeylerinde, özellikle kırık tektoniğinin yoğun olduğu yerlerde paleokarstlaşmaya bağlı olduğunu savunmuşlardır.

Ayhan (1987), Aladağlar'da paleokarstlaşmaya bağlı çinko kurşun oluşumu konusunda bölgede en az üç ayrı cevherleşme tipinden bahsetmiştir. Bu cevherleşme tiplerinin köken olabileceğini vurgulamış ve bunların tabakaya bağlı, birincil hidrotermal ve paleokarstlaşmaya bağlı cevherleşmeler olduklarını belirtmiştir.

Demir (1998), Çamardı-Tekneli bölgesindeki Zn-Pb yatağında yaptığı doktora çalışmasında, bölgedeki cevherleşmelerin magmatik hidrotermal kökenli olmayacağını ve saha verilerinin karstik tip bir oluşumu desteklediğini belirterek, Siyah Aladağ ve Çobandağ Nap'ına ait birimlerin içerdiği yüksek orandaki Zn'nin, ilksel olabileceği görüşünü ileri sürmüştür.

Akyıldız (1999), Adana ilinin 80 km kuzeybatısındaki Pozantı ilçesi dolaylarında bulunan Akdağ ve Karıncadağ'da yüzeyleyen çinko-kurşun yatakları ve bölgede yüzeyleyen yan kayaçları incelemiştir. İncelemelere göre bölgede cevherleşmeler belli bir stratigrafik seviyeyi takip etmeyen genelde kırık, çatlak ve karstik boşluklar içerisine yerleşmişlerdir. Cevherleşme tektonizmadan aşırı etkilenmemiştir, yer yer piritlerdeki kataklazmalar ve galenitlerin içerisinde akma yapılarının bulunması bunların kısmende olsa tektonizmadan etkilendiği sonucunu

ortaya koymuştur. Akdağ ve Karıncadağ Zn-Pb cevherleşmesi epijenetik-hidrotermal ve strata-bound özellikler taşıdığını fakat belirgin bir magmatik ilişki bulunmadığını öne sürmüştür. Bolkardağ ve Horzum bölgelerindeki Zn-Pb yataklarına benzer bir yorum olan gömülü asit bileşimli bir magmatizma ile ilişki olup, 200-300°C oluşum sıcaklığı ile hidrotermal-epijenetik birincil sülfür parajenezi ve daha sonra Miyosen'den itibaren hüküm süren karasal ayrışım ve karstlaşma sonucunda ikincil karbonat ve oksit cevherleşmenin yerleştiği söylenebilir.

Demir ve Bingöl (2000), Toros kuşağında izlenen oksit-karbonat tip Zn-Pb cevherleşmelerinin oluşumu için iki model ileri sürülmüştür: (I) Hidrotermal oluşum, (II) karstik oluşum. Toros kuşağında tüm yataklarda yapılan incelemeler sonucunda, hidrotermal oluşum modelini destekleyecek pozitif veriler bulunamamıştır. Elde edilen veriler ışığında Aladağlar bölgesinde yer alan cevherleşmeler için karstik oluşum modeli daha gerçekçi bir model olarak öne çıkmaktadır. Bölgenin jeolojik evrimi boyunca gelişen kıvrımlanma ve faylanmaların karstlaşmanın gelişimi ve cevherleşmenin yerleşimi için uygun ortamlar yarattığını ileri sürülmüşlerdir. Oksit-karbonat tip Zn-Pb cevherleşmelerinin kendine has özelliklerden birisinin aynı birim içinde yer alan cevherleşmelerde damar doğrultularının aynı olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Yalçın ve Altuncu (2000), Meydanyaylası (Niğde) Pb-Zn yataklarının mineralojisi ve jeokimyasal özellikleri adlı yaptığı çalışmada, cevherin kaynağını, levha hareketlerine göre oluşan ve inceleme alanın yakın civarında görülen Paleosen-Alt Eosen yaşlı Yahyalı Granotoidine bağlı metal iyonları bulunduran cevherli çözeltilerin zayıf zonları kat ederek, yankayaçların kırık ve çatlaklarına yerleşmiş olabileceği düşünülmektedir. Söz konusu cevherin yerleşiminden sonra, atmosferik şartlar ve hidrotermal etkileşim sonucu karstlaşma, remobilizasyon ve damarlar içerisinde tekrar çökelim gibi süreçlerle cevherleşmenin oluştuğunu söylemiştir.

Koptagel ve ark. (2001), Çalışma alanının yaklaşık 80km kuzeyinde Denizovası-Havadan bölgesindeki Pb-Zn yataklarını incelemiştir. Bölgede cevherleşmelerin karbonatlı kayalar içerisinde yer almaları, cevherleşmelerin yakın çevresinde herhangi bir magmatik faaliyet ya da izine rastlanmaması, cevher-yankayaç dokanaklarında herhangi bir değişim/dönüşüm gözlenmemesi, cevherleşmelerin birincil minerallerinin mineralojik çeşitlilik/parajenez bakımından oldukça zayıf olması, cevherleşmelerde markazit türü düşük oluşum sıcaklığı yansıtan minerallerin gözlenmiş olması, cevherleşmelerin önemli oranlarda karbonatlaşmış/sülfatlaşmış olması ve cevherleşmeye yataklık eden kayaların bazı eser elementer bakımdan kireçtaşlarındaki ortalama bolluk değerlerinde göre yüksek değerler sunmaları bulgularına ulaşmıştır. Elde edilen bulgular ve Aladağlar'ın jeolojik evrimi birlikte değerlendirildiğinde; Denizovası-Havadan yöresindeki cevherleşmelerin, ilksel olarak, Doğu Akdeniz denizel ortamında Alt-Orta Triyas da sözkonusu olan riftleşmenin öncesinde (kıtasal kabuğun kırılmasının ilk evrelerinde) sinjenetik olarak oluştukları, daha sonra ise Senoniyen de blok faylanmaların gelişimi sırasında Permian - Senoniyen yaş aralığındaki tüm karbonatlı kayalarla birlikte bu cevherleşmelerin de faylanmaya uğradıkları ve izleyen süreçte birincil cevherleşmelerin tektonizma-deniz suyu kontrolü altında, epijenetik biçimde, süreksizlik zonlarında ikincil olarak zenginleştikleri sonucuna ulaşmıştır.

Kuşçu ve Cengiz (2001), Orta ve Doğu Toroslarda karbonatlı kayalara bağlı Pb-Zn cevherleşmelerinin kükürt izotoplarını inceleyerek Orta Toroslar'da, genellikle farklı stratigrafik birimlerin değişik yaştaki kireçtaşları içinde çoğunlukla epijenetik ve yer yer onları ornatarak yataklanmış olduğunu ileri sürmektedirler. Yataklarda gerek galenit ve gerekse sfalerit örneklerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin oldukça dar bir aralığa düştüğü belirlenmiştir. Bu izotopsal bileşim oranlarının; yatakların diğer kaynaklardan gelen eriyiklerle karışmış ve onların ^{34}S

ve ³²S izotoplarından da etkilenen magmatik-hidrotermal eriyiklerden şekillenmiş olabileceğini ileri sürmektedirler.

Hanilçi (2003), Orta ve Doğu Toroslarda Karbonatlar içinde Zn-Pb Yataklarının Oluşumu adlı doktora tezinde, bölgede, mikrotermometrik incelemeler, duraylı kükürt, radyojenik kurşun izotopu ve saha çalışması yaparak cevherleşmenin oluşum süreçlerini ortaya koymayı amaçlamıştır. Yaptığı sıvı kapanım çalışmalarıyla Zn-Pb yataklarını oluşturan çözeltilerin kaynağı, niteliği ve cevherleşme mekanizması belirlenmeye çalışılmıştır.

Ceylan (2003), Toroslarda bulunan karbonatlı kayaçlarla ilişkili Pb-Zn yataklarını cevherleşme yaşı, yataklardaki kurşunun olası kaynağına yönelik Zamantı, Kahramanmaraş, Malatya, Elazığ, Niğde Masifi ve Hakkari'deki yataklarda araştırmalar yapmıştır. Cevherleşmeler, genellikle karbonatlı kayaçlarda çatlak ve karst dolgusu ile yer yer de tabakaya uyumlu olarak gelişmiş olduğunu gözlemlemiştir. Pb-izotop bileşimleri, Pb-izotop diyagramlarında Pb kaynağı olarak üst kabuk gösterilmiştir. Ancak bazı yataklarda (Afşin-Kahramanmaraş; Zamantı bölgesindeki Oreks, Dünderli, Ağcaşar ile Çadirkaya güneyindeki skarn tipi yataklar; Keban-Elazığ) magmatik katkı içermektedir.

Yalçın ve Altuncu (2004), İspirtepe (Niğde) civarındaki iki tür Zn-Pb cevherleşmesinin özelliklerini ortaya koymuşlardır. Birinci cevherleşme, Minaretepeler istifine ait Üst Triyas yaşlı dolomitik kireç taşları ile Kretase yaşlı ofiyolitik melanj dokanağında gözlenmiş olup cevher K-G doğrultulu kırıklarda kırık dolgusu şeklinde gözlenir. İkinci cevherleşme ise cevherli fay zonlarının çevresinde bölgeye morenlerle taşınarak gelen sülfütlü cevher parçaları şeklinde olup bölgedeki cevherli örneklerde yapılan cevher mikroskopisi çalışmaları ile mineral parajenezi belirlenmiştir. Birincil cevher minerali olarak galenit, sfalerit, pirit, fahlerz (tetrahedrit), kalkoprit ve bunların dönüşüm ürünü olarak simitsonit, anglezit, serüzit, malahit, götit ve lepidokrokite, gang minerali olarak kalsit, dolomit ve kuvars belirlemişlerdir.

Hanilçi ve Öztürk (2005), Aladağlar-Zamantı (Doğu Toroslar) bölgesinde Ayraklı ve Celaldağı (Denizovası bölgesi) Zn-Pb yataklarının birincil cevherleşmelerinin oluşumlarının anlaşılması için yatakların jeolojisini çalışmış, sıvı kapanım çalışmaları yapmıştır. Veriler, Celaldağı Zn-Pb yatağı (Denizovası) için Misisipi Vadisi Tipi (MVT) bir cevherleşmeye, Ayraklı Zn-Pb yatağı için ise Gays Rever Yatakları ile Misisipi Vadisi Tipi (MVT) arasında bir cevher oluşumuna işaret etmekte olduğunu belirtmişlerdir.

Çiftçi ve ark. (2006), Bolkardağ ve Aladağlar'daki başlıca cevher oluşumlarının cevher mineral parajenezi, baz ve değerli metal içerikleri, ana cevher minerallerinin eser element içerikleri ve kükürt izotop sonuçlarını bölgesel jeoloji ile yorumlayarak, Bolkardağ cevher oluşumlarının magmatik kaynağa nispeten daha yakın (proksimal), Aladağlardaki oluşumların ise çoğunlukla magmatik kaynağa nispeten uzak (distal), damar tipi magmatik hidrotermal yataklar olarak tanımlamışlardır.

Koptağ ve ark. (2007), Yahyalı bölgesinde bulunan önemli karbonatlı Pb-Zn cevher oluşumlarının S ve Pb izotop niteliklerini inceleyerek, Göynük ve Suçatı yataklarının kükürdü için çeşitli kaynaklardan bir karışımın, diğer bölge yatakları için deniz suyundan kaynaklanmış olabileceğini, Pb izotoplarının her yatak için belirgin bir kümelenme oluşturduğunu, Pb-207'ce zenginleşmeyi ifade eden bir çizgisel yönelim (trend) oluşturmadığını belirlemiştir.

Demirören (2010), Orta Toroslarda yer alan karbonat yan kayaçlı Zn-Pb yataklarının galenit mineralinin kurşun izotop bileşimlerini çalışmıştır. MVT yataklara benzer önemli bir radyojenik kurşun zenginleşmesi tespit etmemiştir.

Hanilçi ve Öztürk (2011), Orta ve Doğu Toroslarda bulunan karbonat yan kayaçlı Pb-Zn yatakları için sıvı kapanım çalışmaları ve izotropik analizler yapmışlardır. Yapılan çalışmada Geç Eosen-Oligosen granitoid intrüzyonu ile ilişkili olduğu düşünülen Çadırkaya Yatağı haricindeki Doğu Toroslarda (Delikkaya, Ayraklı, Denizovası) ve Orta Toroslarda (Katrancıbaşı, Küçükusu)

bulunan yatakların d34S izotoplarına göre kaynağının orojenik ve kıtasal olduğu söylenmektedir. d34S analiz sonuçlarına göre değerler -5.4 ‰ ve +13.70 ‰ aralığındadır. Radyojenik kurşun izotop sonuçlarına göre ise Suçatı yatağı haricindeki tüm yataklar yüksek radyojenik kurşun değerleri vermiştir (206Pb/204Pb 19.058-18.622; 207Pb/204Pb 16.058-15.568; 208Pb/204Pb 39.869-38.748). Değerler kurşunun kökeninin üst kabuk ve orojenik kökenli olduğunu göstermiştir. Yapılan çalışmalara göre Doğu toroslarda bulunan Çadırkaya yatağı haricindeki yataklar MVT Pb-Zn yataklarına benzer özellik taşımaktadır.

Özbek (2014), Aladağ ve Bolkarlar bölgesinde ilksel Pb-Zn cevherleşmeleri genellikle K-G, KD-GB doğrultulu fay ve kırık zonlarına yerleşmiş damarlar şeklinde oluşmuş, bunların yüzeysel alterasyonları sonucu karstik oluşumlarda karbonatlı oksit ve hidroksit cevher minerallerinin oluştuğundan bahsetmiştir. Orta Toroslar'da oluşan Zn-Pb yataklarının çoğunlukla Aladağ birliğine ait Devoniyen'den Kretase'ye kadar değişen yaşlardaki formasyonların karbonatlı kayaçlarına epijenetik biçimde yerleşmiş olarak damar, mercekli yataklanma şeklinde bulunmuştur. Orta ve Doğu Toroslardaki Zn-Pb cevherleşmelerini ayrı birlikler ve naplar üzerinden değerlendirmiş, yorumlamıştır. Cevherleşmelerin jeokimyasal ve izotop analiz sonuçlarına göre magmatik kayaçlarla olan ilişkisini ortaya koymaya çalışmıştır. Çalışılan yataklar doğrudan ornatım ve daha sonra bu ornatım sonucu oluşan ikincil minerallerin taşınımı ile karst-boşluk dolgusu şeklinde sınıflanan yataklara büyük benzerlik göstermiştir.

Akyüz (2019), Adana ilinin kuzeydoğusunda, Kozan-Feke ilçeleri arasında kalan Geyikdağı birliğine ait Kambriyen yaşlı Çamlıca formasyonundaki Pb-Zn cevherleşmesinde cevherin genel duruşu KD doğrultulu ve GD'ye eğimlidir. Cevherleşmede birincil sülfürlü mineralleri; galenit, sfalerit, pirit ve kalkopirittir. Oksitlenmiş cevher zonunda; simitsonit, hidrozinkit, götit – limonit, az miktarda serüzit minerallerini geliştirmiştir. Yataklanma ile ilgili yapılan jeokimyasal analiz, duraylı izotop analizlerine göre ve yapılan sıvı kapanım çalışmaları yapılmıştır.

Çalışmanın maden jeolojisi kısmında elde edilen verilere göre yataklanmanın ne tip olduğu ile ilgili yorumlamalara gidilmiştir. Cevherleşmenin gömülü intrüzifile ilişkili Ornatım Tip yataklar olabileceği üzerinde durulmuştur.

Jawadi (2021), Tekneli ve Delikkaya bölgesindeki Zn-Pb yataklarının kökenine yönelik yaptığı çalışmada, cevherleşmenin MVT olduğu ve cevherleşmenin faylar ve kırıklar yoluyla hidrotermal sıvı akışı ile beslendiğini söylemektedir. Yaptığı çalışmada XRD verilerine göre bölgedeki cevherleşmelerin çevresindeki kırık ve çatlaklar boyunca silisleşme, killeşme gibi alterasyon tiplerine dikkat çekmiştir.

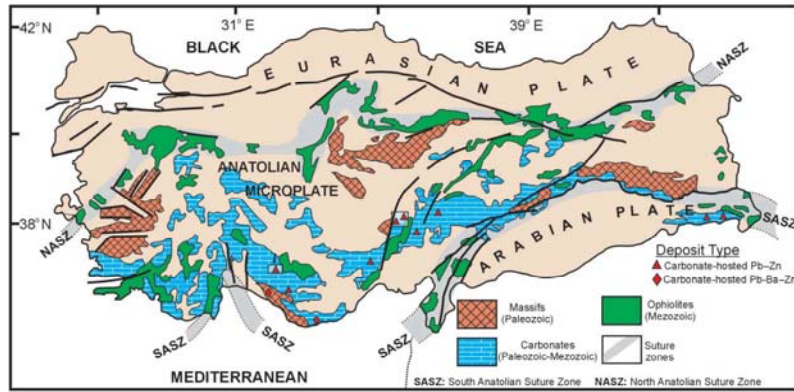
3. MATERYAL VE METOD

3.1. Materyal

3.1.1. Zn-Pb Yataklarının Oluşumu ve Yatak Tipleri

Çinko ile kurşunun kimyasal yakınlıkları bu iki elementin hemen hemen her zaman aynı yatakta birlikte bulunmalarını sağlamaktadır. Çinko ve kurşun erken magmatik evrede kayaç yapıcı minerallerin bünyesine ppm seviyelerinde ve kimyasal benzerliği bulunan elementlerle yer değiştirerek girmektedir. Bu elementler magmanın farklılaşması sırasında gaz ve çözelti fazında konsantre olmaktadır. 600°C sıcaklıktaki magmatik çözeltilerde kolaylıkla çözülebilmekte ve taşınabilmektedirler. Magmatik çözeltilerin yolculuğu esnasında eğer çözeltinin pH değeri 1-2 ise, geçtikleri kayaçlardaki çinko ve kurşunu da çözerek çözeltinin çinko ile kurşun konsantrasyonunu arttırmaktadır (Temur, 1997).

Zn-Pb yatakları magmatik, volkaniklere bağlı masif sülfür yatakları ve sedimanlara bağlı yatakları olarak farklı şekillerde oluşabilmektedir. Sedimanter kayaçlar ile ilişkili Zn-Pb yatakları oluşum ve ortam şartlarına göre, Sedimanter eksalatif Zn-Pb Yatakları (SEDEX), Mississippi Vadisi Tip Zn-Pb Yatakları (MVT) ve Karbonat ornatımlı Zn-Pb yatakları (CRD) olarak birbirinden ayrılmaktadır.

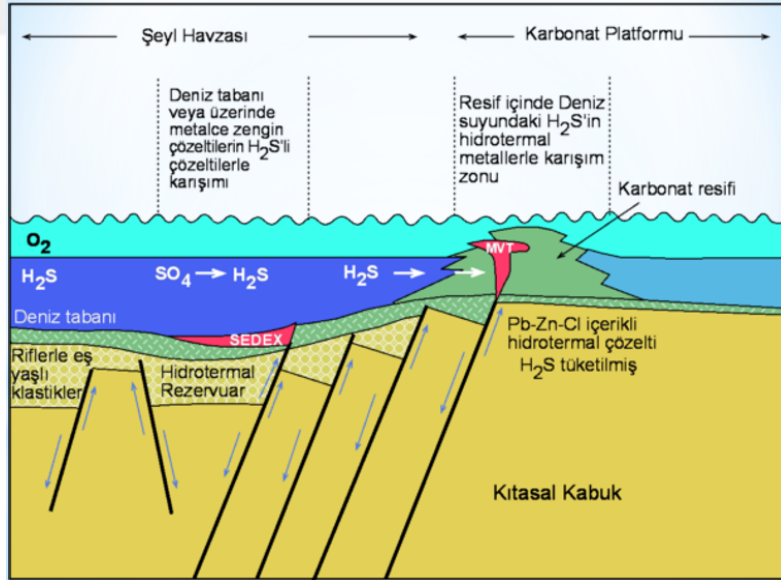


Şekil 3.1. Toros kuşağı karbonatlı kayalardaki Zn-Pb Yatakları (Hanılçı ve Öztürk, 2011).

3.1.1.1. Sedimanlara Bağlı Eksalatif Zn-Pb Yatakları (SEDEX)

Yan kaya litolojilerine göre bu yataklar kırıntılı kayalara bağlı veya karbonatlı kayalara bağlı yataklar şeklinde olabilmektedir.

Tipik olarak yatay yönde zonlanmalı Zn,Pb,±Ba içerikli masif merceklerden oluşan yataklar olasılıkla eksalatif kökenli, sinjenetik, stratiform cevherleşmelerle karakterizedir. Cevherli çözeltiler ortalık sıcaklıklarda (80-300°C) ve tuzludur (%10-30 NaCl). Sülfat çökelimi için gerekli olan H₂S büyük ölçüde deniz suyu sülfatın bakteriyel indirgenmesinden kaynaklanmaktadır. Bu tip yataklarda sinsedimanter faylar hidrotermal çözeltilerin taşınmasında önemli rol oynamıştır (Misra, 2000) (Şekil 3.2). Başlıca mineraller pirit, pirotin, galenit, sfalerit, demirli karbonat, dolomit, kuvars ve turmalin ile daha az oranda muskovit, klorit, kalkopirit, arsenopirit, minerallerinden oluşur (Goodfellow, 1993). Dünyada Mount Isa (Avustralya) , Sullivan (Kanada), Navan (İrlanda), Rammelsberg-Harz Dağları (Almanya) önemli örneklerindendir.



Şekil 3.2. Selwyn havzasındaki MVT ve SEDEX yataklarının kökensel modeli (Goodfellow, 2007'den düzeltme).

3.1.1.2. Missisipi Vadisi Tipi Zn-Pb Yatakları (MVT)

MVT Yatakları, stratabound (tabakaya bağlı), epijenetik, karbonatlı kayalar içerisinde ana sülfür mineralleri ZnS (sfalerit) ve PbS (galenit) olup, karakteristik gang mineralleri florit, barit, dolomit ve kalsittir. Daha az miktarda bulunan silika mineralleri kuvars, çört ve jasperoid oluşumlarıdır. MVT yatakları magmatik kayalardan yoksun olarak ayırt edilir. MVT cevherleşme tipleri masif ve dissemine arasında değişmektedir. Cevherleşme tipik olarak, çözünme-çökme kökenli breşler içerisindeki parçalar arasındaki boşlukları dolduran boşluk dolgusu şeklinde görülmektedir. Cevher ve gang birliktelikleri birçok koşulda çözünme ve çökmenin çoklu evrelerini yansıtır.

MVT yatakları, ya herhangi bir etkiye maruz kalmamış ya da kıta önü kıvrım ve bindirme kuşakları içerisinde uzanan platform tipi karbonat kayaları içerisinde oluşur. MVT yataklarındaki ana kaya sekansı, kireçtaşına kıyasla farklı oranlarda dolomit kayası içerir. Ana cevherleşme evresini oluşturan cevher akışkanlarının sıvı kapanım verileri genel olarak orta sıcaklıkta (~ 100-200 °C), ve NaCl bakımından zengin havza kökenli tuzlu ergiyikler olduğunu işaret etmiştir. (Misra, 2000)

Dünyada MVT yataklarının büyük bir kısmı Amerika kıtasında bulunmaktadır. Viburnum Trend (GD Missouri-ABD), Pine Point (Kanada), Mascot-Jefferson City (Doğu Tennessee-ABD) önemli örneklerindendir.

MVT yatakları, yaklaşık yüz yıldır maden yataklarının ayırtlayıcı bir sınıfı olarak tanımlanmıştır. Ancak, bu yataklar için bütünleyici bir kökensel model henüz ortaya koyulmamıştır. Belirgin bir kökensel modelin formüle edilmesi için esas kısıtlama, MVT bölgeleri arasındaki jeolojik parametrelerin çeşitliliğinden kaynaklanmaktadır. Bu parametreler çeşitli yazarlar tarafından tartışılmıştır (Ohle, 1959; Snyder, 1968; Anderson ve Macqueen, 1982; Sangster, 1983; Leach ve Sangster, 1993). Bunlardan en önemlileri aşağıda özetlenmiştir.

- a) Ana kayalar büyük ölçüde metamorfize olmamış platform tipi karbonatlardan (kireçtaşı veya dolomit) oluşur.
- b) Cevherleşme stratabound tipinde, belirgin stratigrafik düzlemler veya uygun katmanlar içerisinde yer alan, bazen uyumlu kütleler şeklinde, statiform cevherleşmesine benzerdir. Ancak kırıklar, faylar ve breşleşme ile kontrol edilen uyumsuz kütleleri daha tipiktir.
- c) Mineraloji göreceli olarak basittir ve düşük Fe-sfalerit, düşük Ag-galenit, florit, barit, dolomit ve kalsitin çeşitli kombinasyonları ile karakterize edilir. Cu-sülfür ve Fe-sülfür mineralleri yalnızca birkaç yatakta önem gösterir.
- d) Cevherleşme baskın olarak boşluk dolgusu şeklindedir. Birçok durumda epijenetik kökenlidir. Ancak, cevher ve gang minerallerinin tekrarlanan çözünmeleri ve çökelmeleri sebebiyle parajenezleri karmaşık olabilir. Ornatma tipi cevherleşme bazı istisnalar olmasına karşın genellikle daha az önemlidir.
- e) Yataklar magmatik kayalarla ne ilişkilidir ne de kökensel bir bağları vardır (Kentucky-Illinois florit yataklanması haricinde)

3.1.1.3. Karbonat Ornatımlı Cevher Yatakları (CRD)

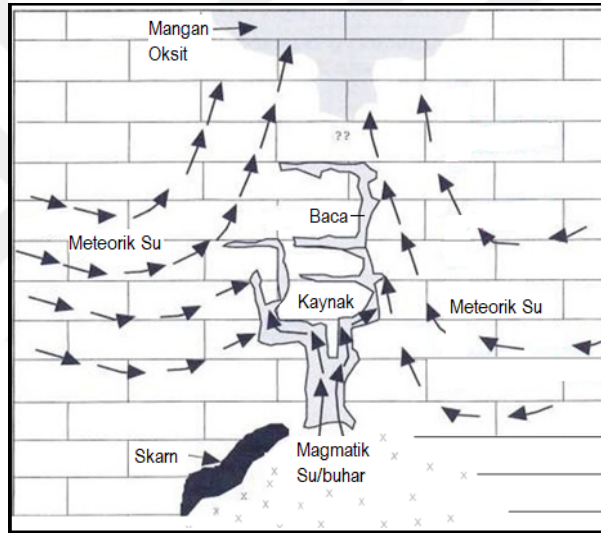
Karbonat ornatımlı yataklar, yüksek sıcaklıklı intrüzif ile ilişkili Pb-Zn-Ag-Cu sülfür yataklarının yüzlerce metreden binlerce metreye kadar uzanan kireçtaşı veya dolomitleri keserek içerisine yerleşmesiyle oluşmaktadır.

Mineral parajenezinde sfalerit, galenit ve yaygın olarak pirit, markazit, kalkopirit şeklindedir. Gang mineralleri ise barit, florit, kalsit ve kuvarstır.

Meteorik sıvılar ile plütonun üst kısmında baca, manto, damar şeklinde yataklanmış, düşük sıcaklıklı (225⁰C-325⁰C) temel metal sülfürler hidrotermal Fe-Mn-Mg karbonatları ile birlikte Karbonat Ornatımlı Yataklar epijenetik olarak bulunur (Şekil 3.3) (Allen, 2012).

Bu cevherleşmelerde yüksek sıcaklıklı ($325-425^{\circ}\text{C}$) eriyikler kayaç içerisinde karbonat ornatımlı tepkimelerle yerleşerek, sıvı ile taşınan Fe, Mg, Mn, Si ile kalsilika skarnı oluşturur. Fe, Mg ve Mn gibi metallere ek olarak magmatik sülfür içerikli saçınımlı Zn, Pb, Cu ve Ag mineralleri de bulunmaktadır. Sistemin üst kesimlerinde ise soğumuş ve seyreltik magmatik sıvıların etkisi ile karbonatlar içerisinde Mn oksitler bulunmaktadır.

CRD/Skarn oluşumlarda zonlanma yakınından uzağa doğru, Cu (Au, W, Mo), Cu-Zn (Ag), Zn-Pb-Ag, Pb-Ag, Mn-Ag, Mn ve Hg şeklindedir (Allen, 2012).



Şekil 3.3. Karbonat ornatımlı yatakların basitleştirilmiş modeli (Allen, 2012).

Dünyada Leadville-Gilman (ABD), Santa Eulalia (Meksika), Dalnegorsk (Rusya) önemli örneklerindendir.

3.2. Metod

Tez çalışması arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç ana başlık altında gerçekleştirilmiştir.

3.2.1. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları öncesinde, çalışma alanı ve yakın çevresinde teze konu olan formasyonları ve litolojileri içeren yayın, rapor ve tezler derlenerek bölgenin jeolojisi ile ilgili fikir edinilmeye çalışılmıştır.

Tez kapsamında, çalışma sahasında 2018-2021 yılları arasında 1/2000 ölçekli alterasyon ve yapısal jeolojik harita yapılarak bölgedeki hâkim litolojiler ortaya konmuş, büyük faylar ölçülerek bölgedeki hakim kırık hatları ortaya çıkarılmış, cevher mostraları ortaya konmaya çalışılmış, bu mostraların birbiriyle olan ilişkisi anlaşılmasına çalışılmıştır. Harita üzerinde yorumlamalar yapılmıştır. Yapılan yapısal jeoloji haritasında bölgede hâkim KD/GD fay hatlarına göre ve bölgede daha önceden üretim yapılmış eski üretim galerilerine göre sahanın belli bölgelerinde yerüstü sondajlar yapılarak cevherin derinlik devamı öğrenilmeye çalışılmış, cevher yan kayaç ilişkisi tayin edilmeye çalışılmıştır.

Çalışma alanında yapılan sondajlara göre, cevher ile ilişkili fay hattı (K/KD) devamlılığında ikinci bir 1/2000'lik jeolojik, yapısal ve alterasyon haritası yapılmıştır.

Bu çalışmalar sırasında Brunton tipi jeolog pusulası, çekiç, lup ve GPS (Global Positioning System) cihazından yararlanılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında kullanım amacı göz önüne alınarak, bölgedeki yan kayaç ve alterasyon zonlarından toplam 148 adet makroskopik el numunesi alınmıştır. Örnek alımı sırasında örneklerin makroskopik özellikleri ayrıntılı olarak tanımlanmıştır. Ayrıca arazi çalışmaları sırasında makroskopik, jeolojik ve yapısal öğeler fotoğraflanmıştır.

3.2.2. Sondaj Çalışmaları

Çalışma alanında 2017 yılında 38 adet, 2018 yılında 81 adet karotlu maden sondajı yapılmıştır. Bu sondajlarda madencilik standartlarına uygun prosedürler uygulanmıştır. Kuyu ağzı kot ve koordinat ölçümleri (collar survey) ve Reflex ölçüm cihazı kullanarak kuyu içi sapma ölçümleri (down hole survey) gerçekleştirilmiştir. Karot verimleri (core recoveries), bazı karstik boşluklar ve eski galeriler dışında yüksektir.

Karot incelemeleri Akmetal Madencilik karothesinde logları ve RQD'leri yapılmış, fotoğrafları çekilmiş, örnek aralıkları verilmiştir. Yarılanmış şahit karotlar Akmetal Madencilik ana şantiyesindeki karot deposunda muhafaza edilmektedir.

Yapılan sondajlara göre, bölgedeki cevher yan kayaç ilişkisi ortaya konmaya çalışılmıştır. Bölgede yer yer görülen ofiyolitik melanjin derinlik devamına bakılmıştır. Ayrıca gerek arazi çalışmalarında gerekse eski üretim galerilerinin doğrultusuna göre ortaya konan K-KD doğrultulu fay hattının farklı bölgelerinde farklı derinliklerde, ağırlıklı olarak çinko karbonat ve çinko sülfür madenleri tespit edilmiştir.

3.2.3. Laboratuvar Çalışmaları**3.2.3.1. İnce Kesit ve Parlak Kesitlerin Hazırlanması**

Arazi çalışmaları boyunca çalışma alanından ve sondajlardan alınan kayaç, karot örneklerinden mineralojik ve petrografik tayinlerin yapılabilmesi için ince kesitler, cevher parajenezini görmek amacıyla da parlak kesitler hazırlanmıştır.

İnce kesitler polarizan mikroskopta incelenmiş; dokusal, mineralojik ve alterasyon mineralojisi açısından irdelenerek kayaç adlaması yapılmıştır. Ayrıca bu önemli özelliklerinin gösterilebilmesi için mikroskop görüntüleri çekilmiştir.

Parlak kesit için kullanılacak örnekler ise amaca uygun boyutlarda kesilmiş, çeşitli boyutlardaki tozlar kullanılarak aşındırılmış ve 0.1 mikron

alüminyum oksit tozu ile uygun yüzeyleri parlatılmıştır. Parlak kesitler üstten aydınlatmalı cevher mikroskobu ile incelenerek, mineral parajenezi ve dizinimi belirlenmiş, gözlenen mineraller ve özellikleri fotoğraflanmıştır.

Mineralojik ve petrografik tayinlerinin yapılabilmesi için, kesitlerin hazırlanması Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İnce Kesit Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir.

3.2.3.2. Kimyasal Analiz İçin Örnek Hazırlanması

Örnekler Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kırma-Öğütme Laboratuvarı ve Jeokimya Laboratuvarı'nda seçilmiş 300-400 gr kayaç örnekleri çeneli kırıcıdan geçirildikten sonra, agat havanda 77 mikron tane boyutuna kadar öğütülmüş ve çeyrekleme yöntemiyle toz örnek kimyasal analizler için ayrılmıştır.

Kırma ve eleme işleminden geçmiş olan cevherli numuneler Çukurova Üniversitesi laboratuvarlarında binoküler mikroskop ile sfalerit ve galenit mineralleri seçilmiştir. Analizler tüm kayaca değil cevher minerallerine yönelik yapılmıştır.

Ana oksitler, iz ve nadir toprak element analizleri Kanada'daki Actlabs laboratuvarlarında Fusion ICP-OES/ICP-MS ve INAA (Instrumental Neutron Activation Analysis) yöntemleri kullanarak gerçekleştirilmiştir.

Örnek sayısını artırmak amaçlı sonradan 5 adet kireçtaşı örneği Çukurova Üniversitesi Jeoloji Laboratuvarlarında yaş analiz yöntemiyle ana oksit analizleri yapılmıştır.

3.2.4. Analitik Yöntemler

3.2.4.1. X Işını Floresans (XRF)

X-Işını Floresans (XRF) spektrometresi yöntemi, elemental ve kimyasal kompozisyonu belirlemede kullanılan önemli yöntemlerden biridir. Çalışma

alanında çeşitli alterasyon, cevher ve yan kayaçlardan 2017-2018 yıllarında 147 adet, 2021 yılında 47 adet el örneği, sondajlardan cevher ve yan kayaç karot örnekleri alınmıştır. Bu örnekler Akmetal Madencilik laboratuvarlarında Niton XL3 markalı XRF cihazıyla ölçümleri yapılmıştır.

3.2.4.2. Duraylı İzotop Analizleri

Duraylı izotop oranlarının hidrotermal maden yataklarının özelliklerinin belirlenmesi, yorumlanması ve yeni yatakların araştırılması alanlarında kullanılması ekonomik jeoloji alanındaki önemli gelişmelerdendir. İzotopik veriler herhangi bir jeolojik problemin tek bir cevabı olamaz. Çünkü bir maden yatağındaki benzer izotopik özellikler farklı işlevler tarafından üretilmiş olabilir ve aynı genel işlev farklı koşullar altında farklı izotopik özellikler üretebilir.

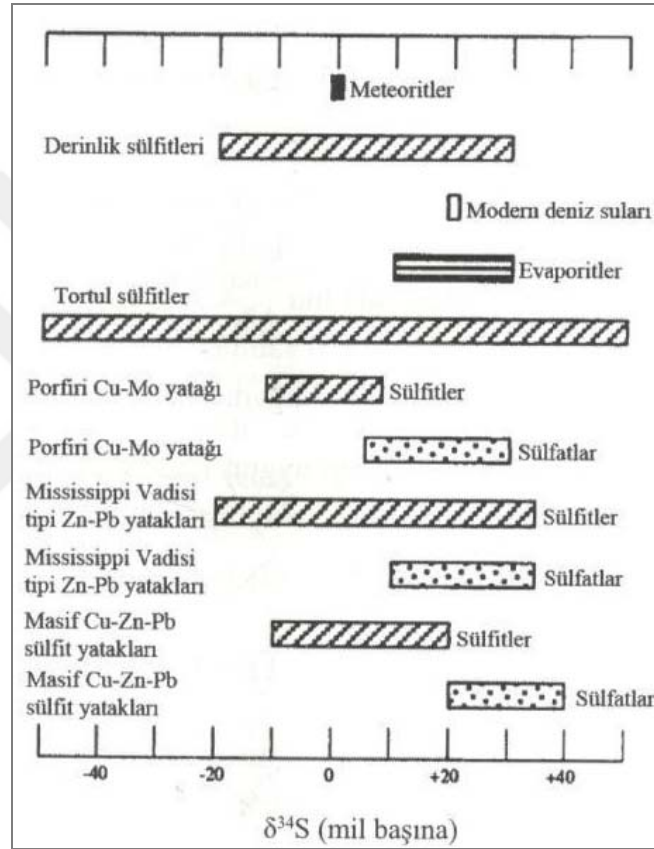
Jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal çalışmalarla tamamlanan izotop verileri, cevher kökeni hakkında farklı yorumlar yapmamızı sağlayabilir. Bunlar; cevher minerallerinin oluşum sıcaklıkları, cevher oluşturan akışkanların özellikleri, gelişimi ve kökeni, cevher bileşenlerinin kökeni, cevher çökeliminin mekanizması olabilmektedir (Misra, 2000).

Doğal malzemelerdeki duraylı izotop oranlarındaki çeşitlilikler, atomik kütlelerindeki farklılıklar nedeniyle aynı elementin izotoplarının kimyasal davranışlarındaki küçük farklılıklarından kaynaklanır. Çünkü izotop oranları mutlak bolluklara göre çok kesin ve kolay ölçülür. Duraylı izotop bollukları ve değişimleri binde (‰) olarak ifade edilir. Uygun bir kalibrasyon standartına göre bir bağıl fark değeri olan “ δ ” ile aşağıdaki gibi tanımlanmaktadır.

$$\delta = (R_{\text{örnek}} - R_{\text{örnek}} / R_{\text{standart}}) \times 10^3$$

δ değerinin ölçümü için farklı laboratuvarlar tarafından çeşitli çalışma standartları kullanılmaktadır. Fakat laboratuvarlar arasındaki karşılaştırmaları kolaylaştırmak için δ değerleri uluslararası kabul görmüş standartlara orantılanır. Canon Diablo’daki demir meteoritinden alınan Troilit (FeS), $\delta^{34}\text{S}$ değerini

açıklamak için kullanılan standarttır. ^{18}O değerini açıklamak için kullanılan standart Standart Ortalama Okyanus Suyu (SMOW)'dur. ^{13}C değerleri için evrensel olarak kabul gören referans standardı Chicago PDB (Güney Caroline'deki Kretase Pedee formasyonuna ait Belemnite) standartıdır.



Şekil 3.4. Jeolojik sistemlerde $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin aralığı (Ohmoto ve Rye 1979; Field ve Fifarek 1985).

Duraylı izotop oranları çalışmalarında kullanılan bazı tanımlamalar aşağıdaki gibidir (Rye ve Ohmoto, 1974; Faure, 1986; Hoefs, 1987).

a) Oksijen İzotopları

Doğal bolluk (havadaki oksijen): $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0.1995:0.0375:99.763$

$$\delta^{18}\text{O}_i (\text{‰}) = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_i - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O standart}) / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O standart}) \times 1000$$

Standart: Standart ortalama okyanus suyu (SMOW):

$$(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}} = 1008 * (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{NBS-1 Standart}}$$

b) Kükürt İzotopları

Doğal karasal bolluk: $^{36}\text{S}:^{34}\text{S}:^{33}\text{S}:^{32}\text{S} = 0.02:4.21:0.75:95.02$

$$\delta^{34}\text{S} (\text{‰}) = (^{34}\text{S}/^{32}\text{S}_i - ^{34}\text{S}/^{32}\text{S standart}) / (^{34}\text{S}/^{32}\text{S standart}) \times 1000$$

Standart: Troilit (Canon Diablo demir meteoriti) :

$$(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{CDM}} = 0.0450045$$

c) Karbon İzotopları

Doğal karasal bolluk: $^{13}\text{C}:^{12}\text{C} = 1.11:98.89$

$$\delta^{13}\text{C}_i (\text{‰}) = (^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_i - ^{13}\text{C}/^{12}\text{C standart}) / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C standart}) * 1000$$

Standart: Chicago Standart (PDB): $(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}} = 0.0112372$

3.2.4.3. Radyojenik İzotop Çalışmaları

Radyojenik izotoplar, kararsız elementlerin radyoaktif bozunmaya uğraması sonucu oluşurlar. Kurşun ve stronsiyum izotop çalışmaları günümüzde maden yatakları yorumlamada kullanılmakta olan yöntemlerdir.

Radyojenik izotop analizleri kapsamında 2 adet galenit ve 1 adet kireçtaşı örneği kurşun izotop analizi Cenevre Üniversitesi Mineraloji Bölümü İzotop Laboratuvarında gerçekleştirilmiştir.

3.2.4.3.(1). Kurşun İzotop Çalışmaları

Kurşunun ^{204}Pb ^{206}Pb ^{207}Pb ^{208}Pb olmak üzere dört ana izotopu vardır.. Bunlardan ^{204}Pb 'ün uzun ömürlü radyoaktif bir ana izotopu olmadığı için jeolojik zamanlar boyunca yeryüzündeki miktarının sabit olduğu kabul edilir. Diğer üç izotop ise radyojeniktir ve jeolojik zaman içinde radyoaktif ana izotopları olan uranyum ve toryumun ^{206}Pb ^{207}Pb ^{208}Pb 'e bozunmasının bir sonucu olarak,

yeryüzündeki bolluğunda artış göstermiştir. Bundan dolayı kurşun izotop ölçümleri genelde indeks izotop olan ^{204}Pb 'e oranlanarak raporlanır.

Minerallerde çok düşük U/Pb ve Th/Pb oranlarıyla oluşan kurşuna, yaygın kurşun denir. Çünkü izotopik yapısı, zaman içinde kayda değer bir değişime uğramaz. Kurşunun izotop analizi için tavsiye edilen yaygın kurşun minerali galenittir. Galenitin bulunmadığı durumlarda ise sülfidin içinde en azından 500ppm kurşun içeren örnekler tercih edilebilir. Az miktarda kurşun içeren silikat kaya (veya mineral) örneklerinin ya da sülfidin varlığı ve sülfid mineralojisinin bilinmemesi, uranyum ve toryumun bozuşarak radyojenik içeriği arttırması ve bunun sonucu olarak kurşun izotoplarının ölçümlerinin sülfid miktarını doğru yansıtmaması riskini ortaya çıkarır. Buna ek olarak, ^{204}Pb izotopunun az miktarda bulunuşu (toplam kurşunun sadece %1.4'ünü oluşturması), az kurşun içeren örneklerin incelenmesi işlemlerinde analitik hataların meydana gelme olasılığını arttırır (Young, 1995).

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

4.1. Torosların Jeolojik Evrimi

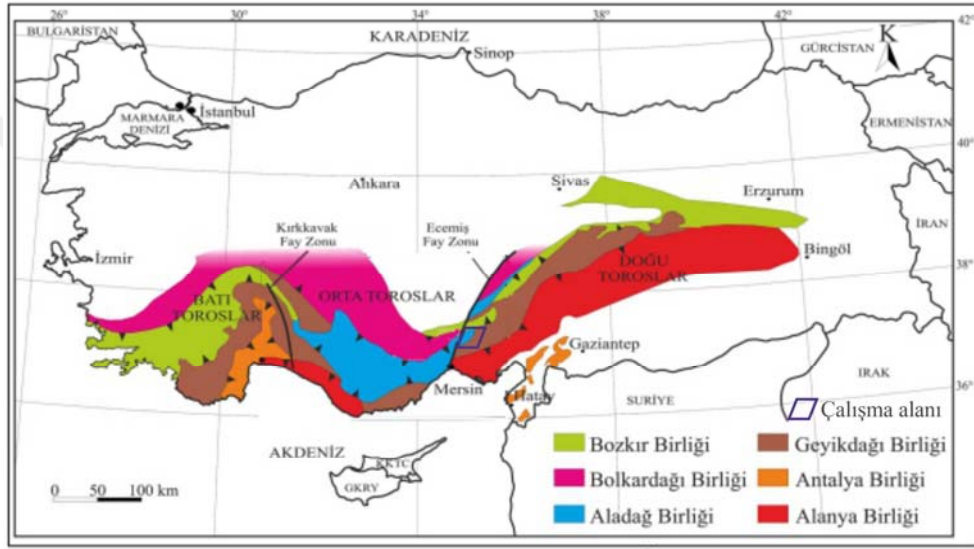
Torosların jeolojik geçmişinin anlaşılabilmesi için, Toros-Anadolu platformunda bulunan tektono-stratigrafik birliklerin jeolojik özelliklerinin, konumlarının ve kuşaklar boyunca yayılımlarının bilinmesi oldukça önemlidir.

Toros-Anadolu platformu ile Pontidler arasında bulunan Kuzey Neo-Tetis okyanusu Üst Paleosen- Alt Eosen aralığında kapanmasıyla Pontidler ile Toros-Anadolu platformu birbirine eklenmiş ve Alpin orojenezi meydana gelmiştir. (Özbek, 2014)

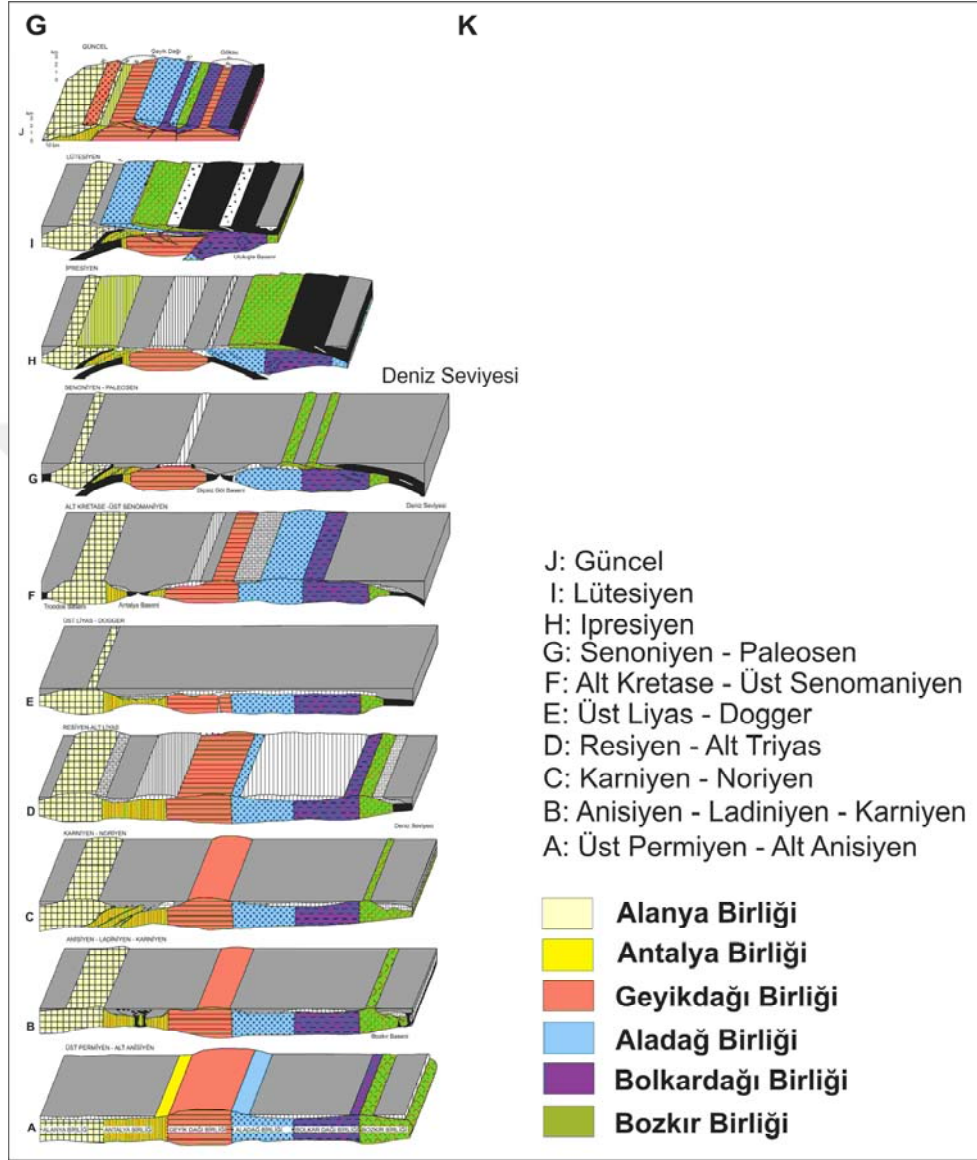
Üst Paleosen-Alt Eosen zaman aralığında gerçekleşen Toros-Anadolu platformu ile Pontidler arasında gerçekleşen çarpışma esnasında Toros-Anadolu platformunda bulunan birlikler bulundukları yerden tektonik olarak birbirinin üstüne naplarla yerleşmişlerdir. Bu birliklerin hepsinin birbiriyle dokanak ilişkisi tektonik ve aralarında herhangi bir okyanus bulunmamaktadır. Platformun en güneyinde Alanya Birliği'nin Antalya Birliği üzerine yerleşmesi, kuzeyde ise Bozkır Birliği'nin kendi içinde dilinimlenip melanj özelliği kazanarak, Aladağ ve Bolkar dağı birlikleri üzerine yerleşmesi Üst Kretase kapanma sürecine karşılık gelir. Güneyde Antalya Birliğinin Alanya Birliği ile Geyik dağı Birliği'nin Paleosen olistostromu üzerine yerleşmesi, kapanma sürecinin güneyde Paleosen'e kadar devam ettiğini gösterir. İlerleyen evrelerde Bolkar ve Aladağ birliklerinin güneye doğru hareket ederek Geyik dağı Birliğini üzerledikleri ve Aladağ Birliğinin yer yer en güneyde bulunan Alanya Birliğini de örttüğü görülmektedir (Özgül, 2009) (Şekil 4.1, 4.2).

Toros-Anadolu platformu Bolkar dağı Birliği, Aladağ Birliği, Geyik dağı Birliği, Alanya Birliği, Bozkır Birliği ve Antalya Birliği olmak üzere farklı birliklere ayrılmıştır (Şekil 4.1). Bu birlikler stratigrafik ve metamorfizma özellikleri, kapsadıkları kaya birimleri ve günümüzdeki yapısal konumlarıyla

birbirlerinden ayrılmaktadırlar. Birlikler birbirlerini allokton şekilde üzerleyerek kilometrelerce yanal devamlılık gösterirler. Bolkar dağı, Aladağ, Geyik dağı ve Alanya birlikleri şelf türü karbonat ve kırıntılı kayaları kapsar. Bozkır ve Antalya birlikleri ise daha çok derin deniz çökeltilerini, ofiyolitleri ve bazik denizaltı volkanitlerini kapsar (Özgül, 1976, 1984).



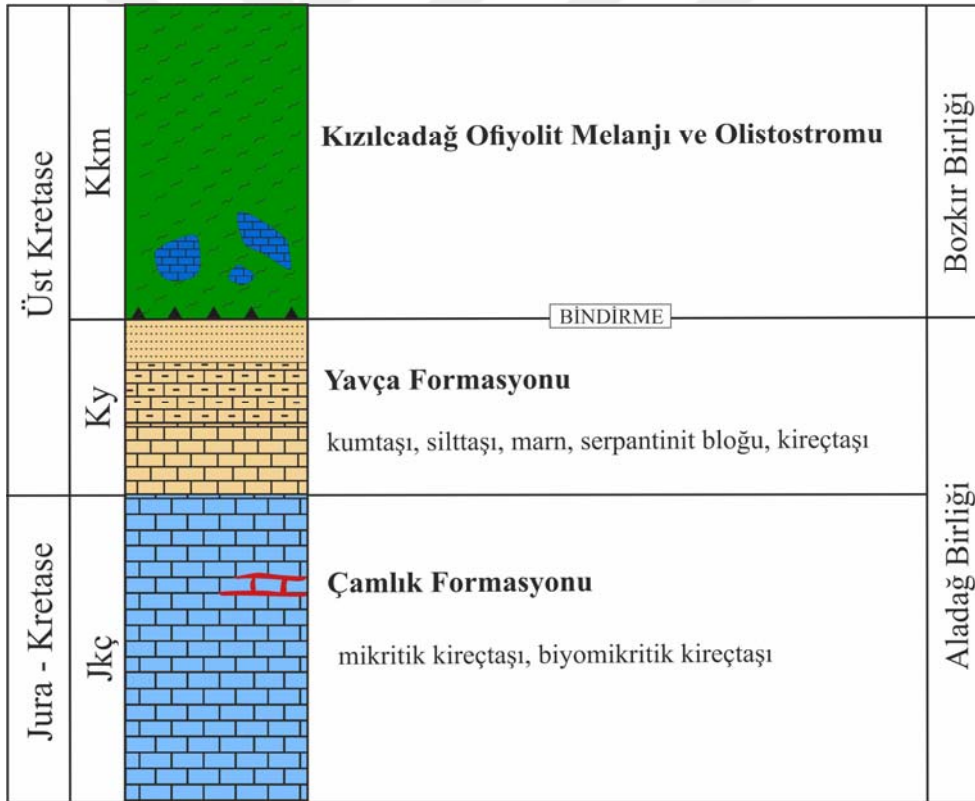
Şekil 4.1. Toros kuşağı tektonik birliklerin genel dağılımı (Esirtgen ve Işık, 2021'den değiştirilerek alınmıştır).



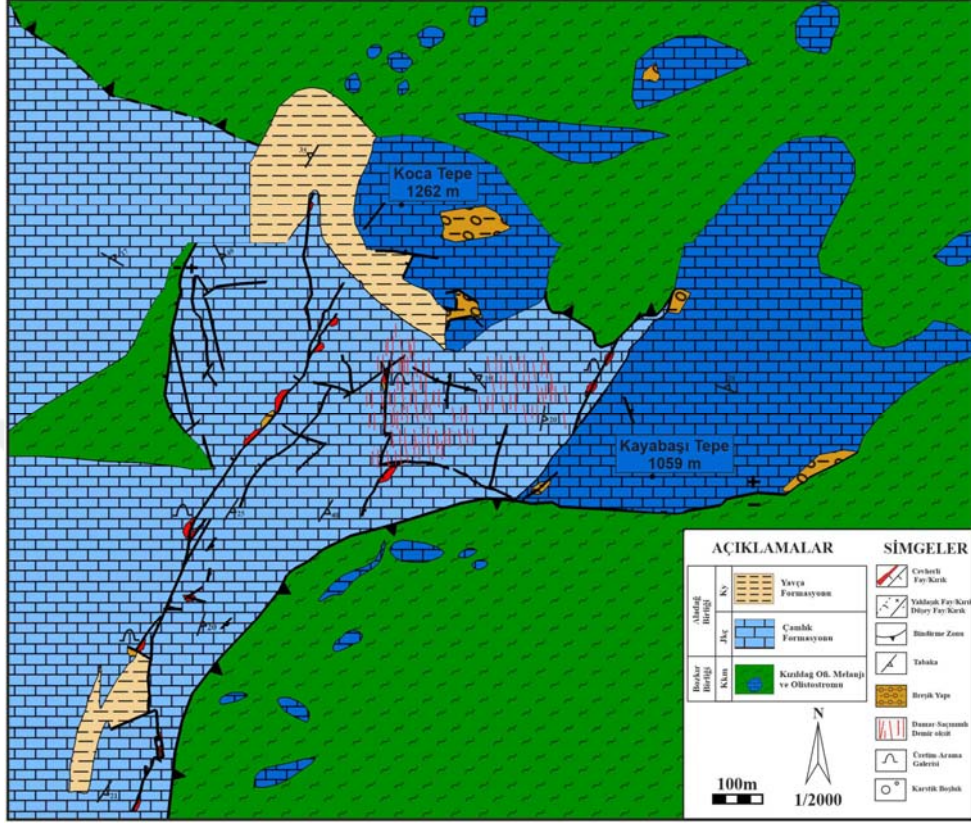
Şekil 4.2. Orta Toroslar'ın Geç Permiyen-Orta Eosen dönemindeki Tektonik Evrimi (Özgül, 1983'ten değiştirilerek alınmıştır).

4.2. Bölgesel Jeoloji

Doğu Toroslar'ın batı bölümünde, Adana ilinin kuzeybatısında, Kozan-Pozantı ilçeleri arasında kalan inceleme alanında, birbirleriyle stratigrafik ve tektonik ilişkili farklı yaş, ortam ve kayaçlarla temsil edilen allokton konumlu birimler bulunur. Bu birimler, Aladağ birliğine ait Jura-Kretase yaşlı Çamlık Formasyonu, Geç Krease yaşlı Yavça Formasyonu, Bozkır Birliği'ne ait Geç Senoniyen yaşlı Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı ve Olistostromu'dur. Aladağ Birliğine ait Çamlık ve Yavça Formasyonu birbiriyle uyumlu geçişe sahipken, Bozkır Birliğine ait Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı ve Olistostromu Yavça formasyonunu tektonik olarak üzerlemiştir (Şekil 4.3 ve 4.4).



Şekil 4.3 İnceleme alanı stratigrafik dikme kesiti.



Şekil 4.4.İnceleme alanı jeoloji haritası.

4.2.1. Aladağ Birliği

Birliğin adı Doğu Toroslar'daki yüzeylemelerinin en yaygın olarak gözlendiği Aladağlar'dan alınmıştır (Özgül, 1976). Blumenthal, (1952) Orta Toroslar'ın doğu kesiminde yaptığı iki ayrı çalışmada da benzer kayaç topluluğu için "Belemedik Paleozoyik'i" ve "Siyah Aladağ Napı" isimlerini kullanmıştır.

Aladağ Birliği, Batı ve Orta Toroslar'da geniş yayılım sunan Geç Devonyen-Geç Kretase aralığında çökelmiş başlıca şelf tipi karbonat ve kırıntılı kaya birimlerini kapsayan allohton konumlu birimlerden oluşur. Toroslar'da tanımlanan Aladağ Birliği'nin metamorfik olmayan karbonat ve kırıntılı kayalardan oluştuğunu, Maastrichtiyen'de olistostromal kırıntılı kayaları kapsadığını

belirtmişlerdir. Ayrıca bu birliğin Toros kuşağı boyunca yüzeylediği her alanda allokton konumlu olduğu ve diğer birlikler üzerinde yatay-yataya yakın örtüler halinde gözlendiği belirtilmiştir (Özgül, 1976).

Aladağ Birliği, Orta Devoniyen'den Geç Kretase'ye değin çökelmiş şelf tipi kırıntılı ve karbonatlı kayalardan oluşur. Birlik, Orta Devoniyen yaşlı Kayapınar formasyonu, Geç Devoniyen yaşlı Gümüşali formasyonu, Karbonifer yaşlı Beledik formasyonu, Karbonifer-Permiyen yaşlı Yellice formasyonu, Erken Triyas yaşlı Katarası formasyonu, Jura-Kretase yaşlı Çamlık formasyonu ve Geç Kretase yaşlı Yavça formasyonu ile temsil edilir (Usta ve ark., 2013) (Şekil 4.5).

Mesozoyik			Bozkır Birliği
			TEKTONİK
Kretase	Üst	30-50 m	Yavca formasyonu: Şeyl-kumtaşı-kireçtaşı-yer yer bloklu fliš Kireçtaşları, orta-kalın tabakalı, mikritik dokulu, Globotruncanalı
			Çamlık formasyonu: <i>Kireçtaşı:</i> Gri-açık gri, krem renkli, mikritik dokulu, yer yer çörtlü, orta- kalın tabakalı, bol rudistli <i>Dolomit:</i> Koyu gri-siyah renkli, ince-orta kristalli, demir sıvımalı, orta-kalın-masif tabakalı <i>Kireçtaşı:</i> Gri, koyu gri, bej renkli, mikritik dokulu, kalsit damarlı, stiloliti, orta-kalın tabakalı <i>Dolomit:</i> Gri, koyu gri, kahve renkli, mikritik dokulu, yer yer rekristalize, orta-kalın tabakalı
Jura		700 m	
			UYUMSUZLUK
Triyas	Etkin-Orta	125 m	Kataras formasyonu: <i>Marn:</i> Gri, bej, mavimsi gri, tuğla renkli, dayanımsız, kıymıksı-kırıklı ince tabakalı, lamellibranslı <i>Stramatolitik kireçtaşı:</i> Gri, açık gri, sarımsı renkli, mikritik dokuluyar yer oolitlik, ince-orta tabakalı
Permien	Üst	~500 m	Yellice formasyonu: <i>Kireçtaşı:</i> Gri, koyu gri, mavimsi gri renkli, mikritik dokulu, ipliksi kalsit damarlı, orta-kalın tabakalı, bol Mizzi'a'lı <i>Dolomitik kireçtaşı:</i> Gri, koyu gri, sarımsı gri renkli, mikritik dokulu, yer yer iri kristalli, ince-orta tabakalı <i>Kuvarsit:</i> Sarı, bej, kahve, bordo renkli, ince-orta taneli, ortaç boyınlı, orta-kalın tabakalı,
			UYUMSUZLUK
	Alt	75 m	Sarınlık formasyonu: <i>Kireçtaşı:</i> Gri, açık gri, siyah yer yer morumsu renkli, mikritik dokulu, stiloliti, orta-kalın tabakalı bol Girvanella vb fosilli
			Karahamzaşağı formasyonu: <i>Kireçtaşı:</i> Gri, koyu gri, mavimsi gri renkli, mikritik dokulu, kalsit damarlı, orta-kalın tabakalı, bol mizzialı <i>Dolomitik kireçtaşı:</i> Gri, açık/koyu gri renkli, mikritik dokulu, iri dolomit kristalli, ince-orta tabakalı <i>Kireçtaşı:</i> Gri, açık gri, siyahımsı gri, kahve, morumsu renkli, mikritik dokulu, stiloliti, keskin köşeli kırıklı, ince-orta- kalın tabakalı bol Girvanella vb fosilli <i>Kuvarsit:</i> Sarı, kahve renkli, ince-orta taneli, ortaç boyınlı, ince-orta tabakalı, makrofossil kavkılı <i>Killi kireçtaşı:</i> Koyu gri, kahve renkli, lamine-ince-orta tabakalı, bol makrofosilli <i>Şeyl:</i> Gri, koyu gri, mor ve kahve renkli, muskovit içerikli, lamine-ince-orta tabakalı, bol makrofosilli
Karbonifer		300-1250 m	
		300-350 m	Belemedik formasyonu: <i>Kuvarsit:</i> Beyaz, pembe ve mor, sarımsı-kahve renkli, ince-orta taneli, ortaç boyınlı, ince-orta tabakalı <i>Kireçtaşı:</i> Gri, koyu gri renkli, orta-kalın tabakalı, mercan, brachiopoda vb. bol fosil kavkılı <i>Marn:</i> Gri, açık gri renkli, ince-orta tabakalı
Devoniyen	Üst	50-200 m	Gümüşali formasyonu: <i>Şeyl-resifal kireçtaşı-kumtaşı ardalanması:</i> Şeyller genelde kahve, koyu yeşil, sarımsı yeşil, kıymıksı kırıklı, mika pulcuklu, ince tabakalı Resifal kireçtaşları, gri, açık-koyu gri, bej renkli, sparitik dokulu, çatlaklı, kalsit damarlı, orta-kalın tabakalı bol mercan, krinoid, brachiopoda kavkılı Kumtaşları, gri, sarı, kahve renkli, ince-orta taneli, ortaç boyınlı, karbonat çimentolu, ince-orta tabakalı, bol makro fosilli.
	Orta	~400 m	Kayapınar formasyonu: <i>Kireçtaşı:</i> Gri, açık/koyu gri, siyah, mavimsi renkli, mikritik dokulu, keskin köşeli kırıklı, kalsit damarlı, eklemlili, kıvrımlı ve kırıklı, orta-kalın tabakalı <i>Dolomit:</i> Gri, siyah, kahve renkli, ince-orta kristalli, sert-sağlam yapılı, kıvrımlı ve kırıklı, orta-kalın tabakalı, bol Amphipora'lı <i>Kuvarsit:</i> Sarı, kahve renkli, ince-orta taneli, sıkı tutturulmuş, kötü boyınlı, orta-kalın tabakalı
Mesozoyik Paleozoyik			TEKTONİK
			Geyikdağı Birliği

Şekil 4.5. Aladağ Birliği'nin genelleştirilmiş stratigrafik kesit (ölçeksiz) (Usta ve ark., 2013).

Aladağ Birliği, Toros kuşağı boyunca yüzeylendiği alanlarda altındaki birlikleri tektonik olarak üzerlemektedir (Özgül, 1976). Doğu Toroslar'ın batı bölümünün bir kısmını kapsayan bu çalışmada, Aladağ Birliği'nin Bozkır birliği ile olan ilişkisi incelenmiş, Bozkır Birliği'nin Aladağ Birliği'ni tektonik olarak üzerlediği gözlenmiştir (Şekil 4.6).



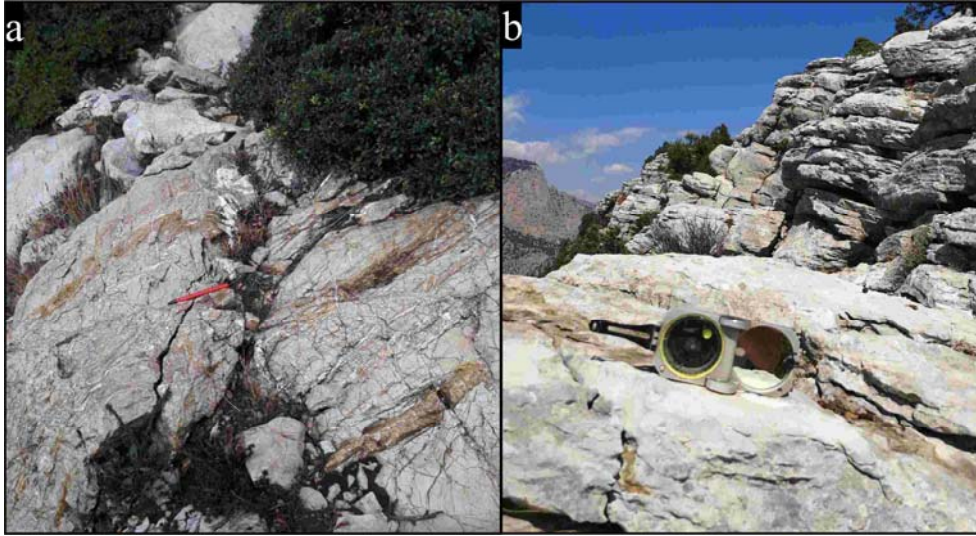
Şekil 4.6. Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı ve Olistostromu ile Çamlık Formasyonu dokanağındaki bindirme zonu

4.2.1.1. Çamlık Formasyonu

Formasyonun tip yeri, inceleme alanı dışında Orta Toroslar'da Beyşehir güneyindeki Çamlık civarı, Arslanköy, Dümbelek Boğazı, Cehennemdere yamaçları, Karagedik ve Kadıncık Deresi vadisi, Bürücek Yaylası sırtları, Belemelik Vadisi yamaçları, Akdağ bölgesi, Kızıldağ Yayla güneyi, Köpekdağ ve Susuzdağ civarı ve Aladağ ilçesi Kızıldam Köyü civarındır (Alan ve ark., 2007).

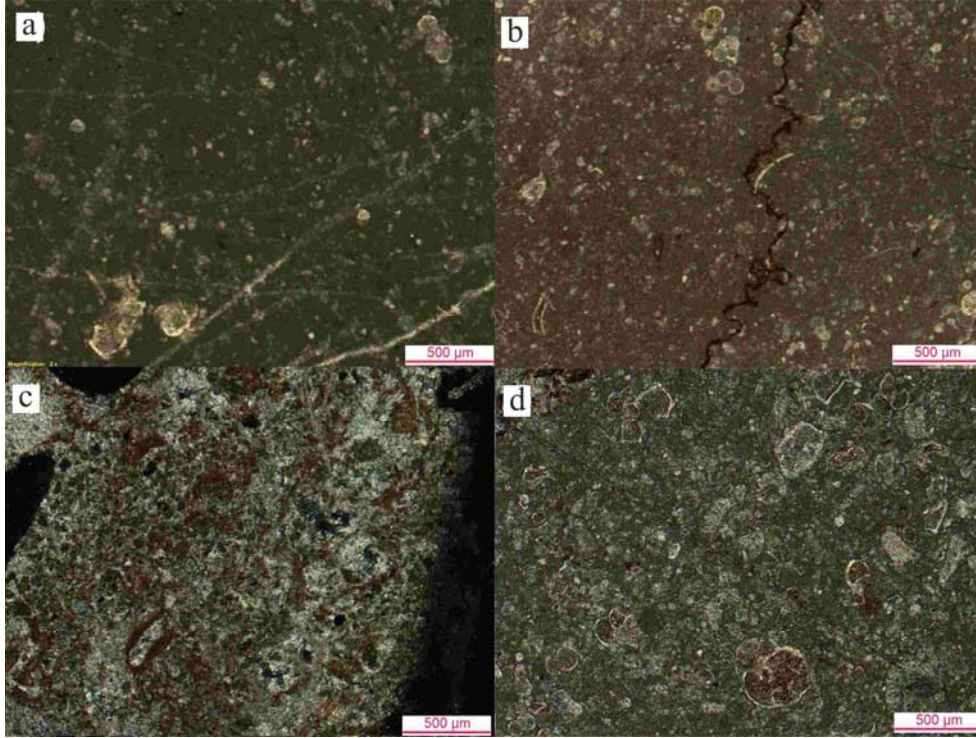
İnceleme alanında ise Barakdağı ve Etekli Köyü arasında kalan Eğlence Çayı'nın doğu ve kuzeydoğusu boyunca gözlenmektedir. Birime ait en iyi yüzeylenmeler inceleme alanının güneyinden kuzeyine kadar olan bölgelerdir. Çamlık formasyonu başlıca, kireçtaşı ve mikritik kireçtaşından oluşmaktadır.

Yüzeyde daha fazla karşılaşılan kireçtaşları; krem-bej-açık gri renkli, ince tabakalı, sert-sağlam yapılı, yoğun çatlaklı-kırıklı ve levhamsı ayrışmalıdır. Kireçtaşları genelde kalsit damar-dolguları içermektedir. Yer yer ise yoğun limonitleşme ve hematit sıvamaları görülmektedir (Şekil 4.7). Kireçtaşları inceleme alanı çevresinde 110-130/10-20° konumlu olup tekdüze bir tabakalanma göstermektedir. İçerisinde de sık olarak KD-GB ve D-B faylar ve kırıklar ile izlenebilmektedir. Kireçtaşları içinde bu kırık sistemleri boyunca karstlaşmalar gelişmiştir. Sondajlarda edinilen verilere göre, formasyonun üst kesimlerinden orta ve yer yer derin kesimlere kadar biyomikritik kireçtaşı ve daha derin kısımlarda yersel olarak dolomitik kireçları yer almaktadır. Dolomitik kireçtaşları yüzeyde gözlenmemiş sadece belli bölgelerde yapılan sondajlarda derin kesimlerde gözlenmiştir. Dolomitik kireçtaşları açık-koyu gri renkli olup kireçtaşlarıyla ardalanmalı şekilde görülmüştür.



Şekil 4.7. a) Krem renkli mikritik kireçtaşı içinde gelişmiş kalsit damarları ve limonitleşme b) Yataya yakın ince tabakalanma gösteren krem renkli mikritik kireçtaşları

Bölgede yapılan arazi çalışmalarından derlenen örneklerde ve sahanın farklı bölgelerinde yapılan sondaj çalışmalarında kesilen karotlardan ince kesitler hazırlanmış, formasyona ait bu örneklerden mikroskopik incelemelerde bulunulmuştur. Bu incelemelere göre bölgedeki hakim kireçtaşları, özşekilsiz, yarı-özşekli, kriptokristalin ve mikro kristalin karbonat mineralli, yer yer içleri karbonat dolgulu mikrofosilli, intraklastlı heterojen dağılımlı mikritik bağlayıcılı özelliktedir. 0.04-0.8 mm arasında değişen kalınlıklarda gelişigüzel gelişmiş, yer yer birbirini kesen mikrokristalen kalsit damar veya damarcıkları gözlenmiştir. Bazı kesitlerde içleri demiroksit dolgulu stilolitlere rastlanmıştır. (Şekil 4.8b).

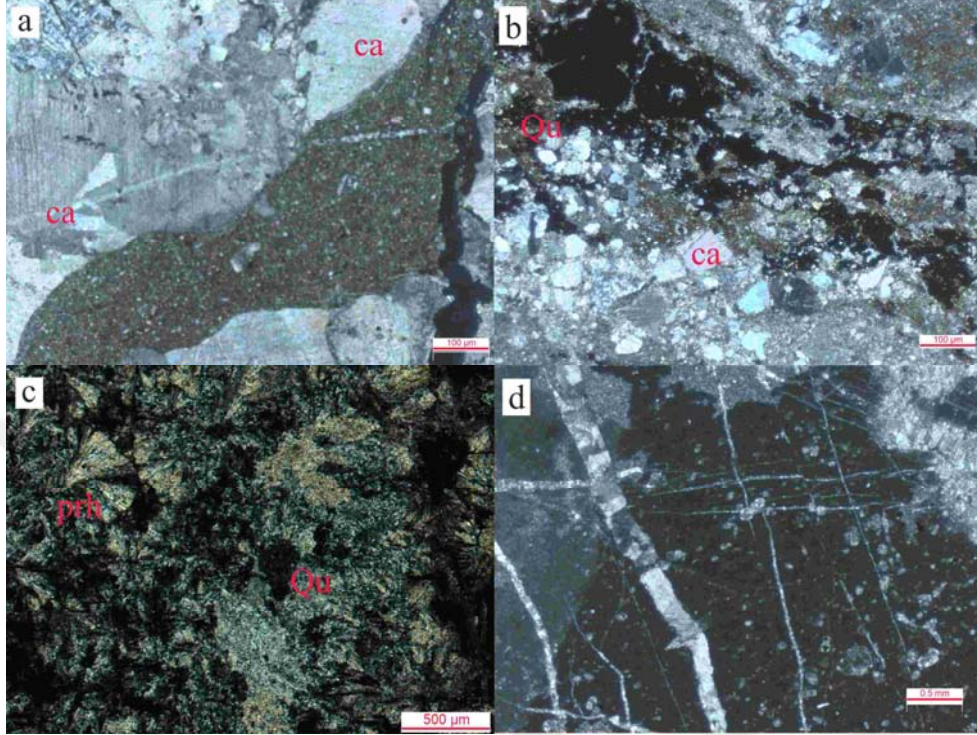


Şekil 4.8. a-b) Kalsit damarlı, globotruncana fosilli , stilolitli mikritik kireçtaşı
c-d) mikrokristalin kalsit taneli, demiroksitli, mikrofosil ve fosil kavkı izli biyomikritik kireçtaşı.

Çamlık formasyonu içerisinde cevherleşme ile ilişkilendirilen, metrelerce devam eden büyük fay zonları tespit edilmiştir. Bu fay zonlarına yakın ve fay zonlarından alınan örneklerin mikroskobik incelemeleri yapılmıştır. Numuneler yapısal kuvvetlerin etkisiyle kırılmış, parçalanmış bir görünüme sahiptir. Değişik boyutlarda olan çatlaklar da breşik bir görünüm kazanmıştır (Şekil 4.9). Bazı örneklerde yoğun kataklazmadan etkilendiği için örneklerin ilksel dokusu izlenmemiştir. Karbonat mineralleri mezokristalin şeklinde olup yer yer ufalanmanın etkisiyle kriptomikro kristalin şekilde de izlenmiştir. Mezokristalin tanelerin büyük çoğunluğu kayma ikizlidir. Bu numuneler rekristalize kireçtaşı-mermer'e dönüşmüştür. Değişik kalınlıklarda (0.6mm-1.6mm) içleri karbonat ve demir oksit dolgulu gelişigüzel dağılmış birbirini kesen ikincil damarlar gözlenmiştir. Bazı numunelerde dolomit, barit, prehnit, kuvars, hematit gibi minerallere rastlanmıştır (Şekil 4.10).

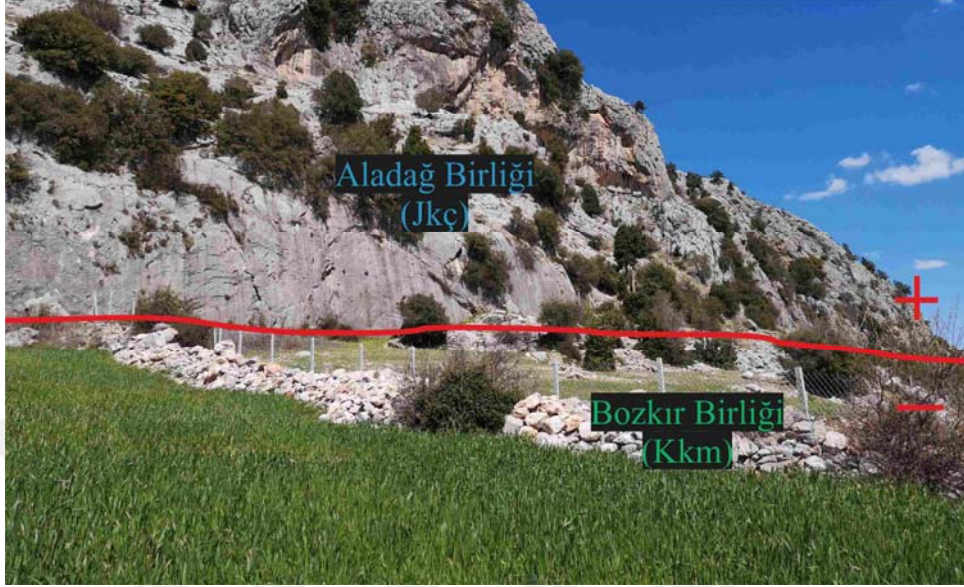


şekil 4.9.Yan kayaa içerisinde gelişen tektonik breşleşmeler.



Şekil 4.10. a-b) Mikrokristalen ve mezokristalen, basınç ikizli kalsit mineralli, breşik rekristalize kireçtaşı c) Işınsal radyal sönmeli prehnit ve dalgalı sönmeye gösteren kuvars d) kriptomikro-mezo-makro kristalen kalsit kristalli, değişik kalınlıklarda gelişigüzel dağılmış kalsit dolgulu, yer yer boyanmış çatlaklar (Qu: kuvars, Ca: kalsit, prh: prehnit).

Çamlık formasyonu çalışma alanının güneyinden başlayarak kuzeyine kadar geniş bir alanda gözlenmektedir. Sahanın kuzey tepelerine doğru Aladağ birliğine ait diğer formasyon olan Yavça formasyonuna uyumlu olarak geçmektedir. Ayrıca inceleme alanının bazı kesimlerinde Çamlık formasyonunun, olistrostromal birimler ve ofiyolitik melanj tarafından tektonik olarak üzerlendiği (Şekil 4.6), bazı alanlarda ise düşey faylarla tektonik dokanak olduğu gözlenmiştir (Şekil 4.11).



Şekil 4.11. Çamlık formasyonu (Jkç) ve Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı ve Olistostromu (Kkm) arasındaki tektonik dokanak.

Çamlık formasyonu içinden alınan kayaç örneklerinde tanımlanan fosil topluluklarına göre yaşı Aaleniyen-Bajosiye (Alt-Orta Jura) ve Maestrihtiyen (Üst Kretase) olarak belirlenmiştir (Alan ve ark., 2007).

4.2.1.2. Yavça Formasyonu

İnceleme alanı dışında, Arslanköy ve Namrun arasında Yavça Köyü civarında tipik yüzeylemeleri gözlenen kireçtaşı, kumtaşı, silttaşı, şeyl ve değişik türden bloklar içeren kayaç topluluğu ilk kez İlker (1975) tarafından Yavça formasyonu adı ile tanıtılmıştır (Alan ve ark., 2007).

Yavça formasyonu inceleme alanında, tabanda Jura-Kretase yaşı Çamlık formasyonu üzerinde geçişli olarak gözlenmiştir. İnceleme alanının güney ve kuzey bölgelerinde Ofiyolitik melanj ve olistostromlar ile birlikte gözlenmektedir. Yavça formasyonu başlıca, yeşil bordo renkli killi kireçtaşı, marn, kumtaşı, silttaşı yer almaktadır (Şekil 4.12). Formasyonun daha üst kesimlerinde ise ayrışma yüzeyi

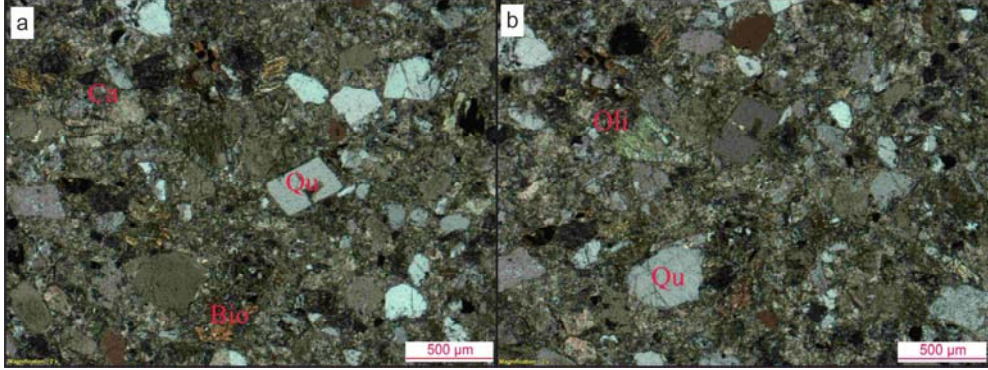
koyu yeşil renkli taze yüzeyi açık yeşil renkli, kırıklı, gelişigüzel dağılmış küçük kireçtaşı parçaları içeren, yersel serpantinit bloğu gözlenmiştir.

Tabanda Jura-Kretase yaşlı amlık formasyonu üzerine geçişli olarak gelen Yavça formasyonu, tavanda Kızılcadağ ofiyolitik melanji ve olistostromu tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir.





Şekil 4.12. a) Yavça formasyonuna ait silttaşı-kumtaşı arazi görüntüsü, b) Sondajda kesilen Yavça formasyonuna ait birimler; (1)silttaşı-kumtaşı, (2-3)yeşil-bordo renkli killi kireçtaşı, (4)geçişli olarak krem kireçtaşı.



Şekil 4.13. Yavça formasyonu kumtaşı ince kesit görüntüsü- Kuvars, biyotit, kalsit ve piroksen, olivin gibi ofiyolitten türemiş malzeme içeren ince taneli kumtaşı (Qu: kuvars, Ca: kalsit, Bio: biyotit, Oli: olivin).

Yavça formasyonu kırıntılı kayalardan alınan örneklerinde tanımlanan fosil topluluklarına göre yaşı Kampaniyen-Maestrihtiyen (Üst Kretase), kireçtaşı örneklerinden belirlenen fosillere göre yaşı Senoniyen- Maestrihtiyen (Üst Kretase) olarak belirlenmiştir (Alan ve ark., 2007).

4.2.2. Bozkır Birliği

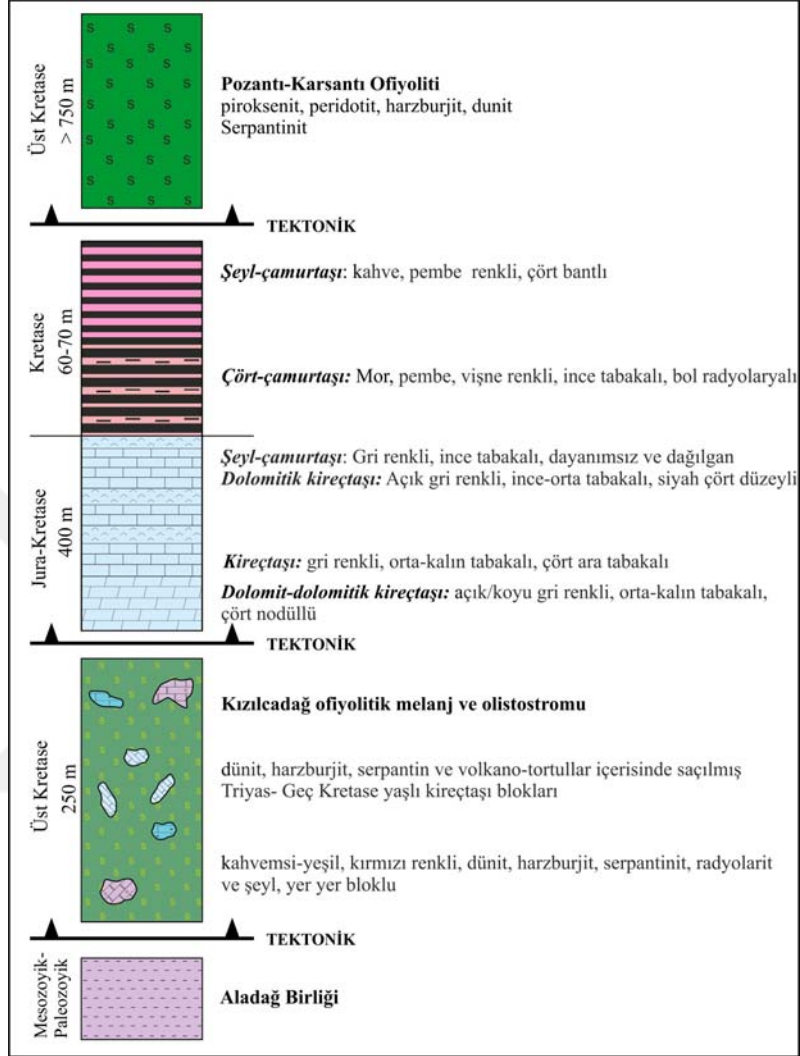
Orta Toroslar'da Triyas-Kretase yaş aralığında çökelmiş pelajik-neritik kireçtaşları ve radyolaritler ile bazik denizaltı volkanitleri, tuf, diyabaz, bazik-ultrabazik kayalar, serpantinler ve bunların bloklarından oluşan kayaç topluluğu ilk kez (Özgül, 1976) Bozkır Birliği adı ile tanıtılmıştır.

Bu birlik, Bolkar Dağları'nda Derin Şist ve Hornştayn formasyonu (Blumenthal, 1956), Batı ve Orta Toroslar'da Likya Napları (Brunn ve ark., 1971; Graciansky, 1972; Poisson, 1977; Şenel ve ark., 2002; Bölükbaşı, 1987; Konak ve ark., 1987), Orta Toroslar'da Bozkır Birliği (Özgül, 1976;1997; Monod,1977; Okay ve Tüysüz, 1999), Beyşehir-Hoyran napı (Monod, 1977) ve Şenel (2002) tarafından da Yahyalı Munzur napları olarak tanımlanmıştır. Bedi ve ark., (2009,2012) Doğu Toroslar'da yaptıkları çalışmada Bozkır Birliği'nin Geç Permiyen(?)-Geç Kretase yaşlı kaya birimlerinden oluştuğunu tespit etmişlerdir.

Araştırmacılar Bozkır Birliğini, Gülbahar Napı, Köseyahya Napı (Domuzdağ Napı) ve Munzur Napı olarak ayırtlamışlardır(Alan ve ark., 2007).

Bozkır Birliği içerisinde genel olarak; ofiyolit napı ve ofiyolitik melanj, Geç Triyas-Geç Kretase ve Geç Triyas-Liyas yaşlı havza ve neritik ortam çökelleri ve Jura-Kretase yaşlı kırmızı renkli pelajik birimler yer almaktadır. Ayrıca Geç Triyas-Geç Kretase yaşlı çökeller altında Orta-Geç Triyas yaşlı denizaltı volkanitleri de yer almaktadır (Şekil 4.14).

Geç Kretase’de Neotetis’in kapanmasına bağlı olarak gelişen sıkışma rejimi altında, okyanus tabanından kıta yamacına kadar uzanan havzanın tamamının dilimlenerek üst üste yerleşmesi ile oluşan imbrike ve karmaşık yapıya bağlı olarak farklı yaş ve türden kayalar bünyesinde toplayan Bozkır Birliği, doğudan batıya kadar tüm Toros Kuşağı boyunca geniş yüzeylemeler sunmaktadır.



Şekil 4.14. Bozkır Birliği'ne ait genelleştirilmiş stratigrafik kesit (ölçeksiz) (Usta ve ark., 2013).

İnceleme alanında Bozkır Birliği içerisinde Kızılcaadağ Ofiyolit Melanjı ve Olistostromu bulunmaktadır.

4.2.2.1. Kızılcaadağ Ofiyolitik Melanjı ve Olistostromu

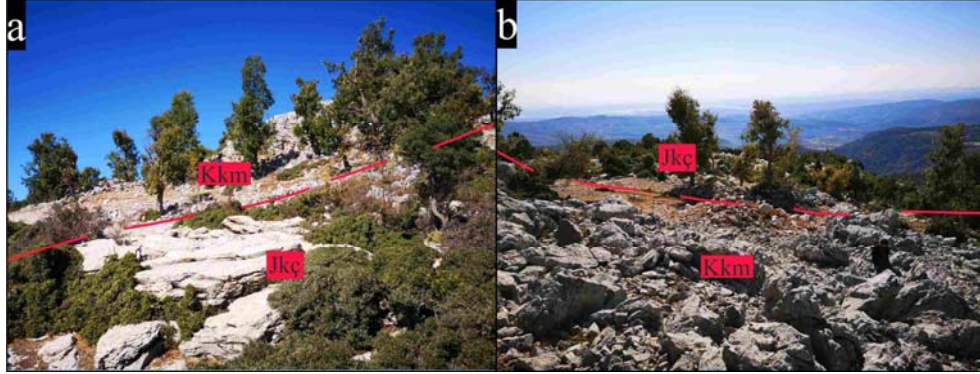
İlk kez Poisson (1977) tarafından Batı Toroslar'da Korkuteli güneybatısında tipik yüzeylemeleri gözlenmiştir. Serpantinit, radyolarit, çört, kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, dunit ve harzburjitten oluşan kayaç topluluğu için kullanılmıştır. Alan ve diğ., (2007) tarafından yapılan çalışmalarda benzer kaya türlerinden oluşan birim Bozkır Birliği'ne dahil edilerek adlandırılıp tanımlanmıştır.

Kızılcaadağ ofiyolitik melanjı ve olistostromu inceleme alanının güneyinden kuzeyine kadar mostra vermekte olup daha çok kuzeyde Aladağ Birliği'ne ait Çamlık formasyonunu tektonik olarak üzerler şekilde bulunmaktadır (Şekil 4.4).

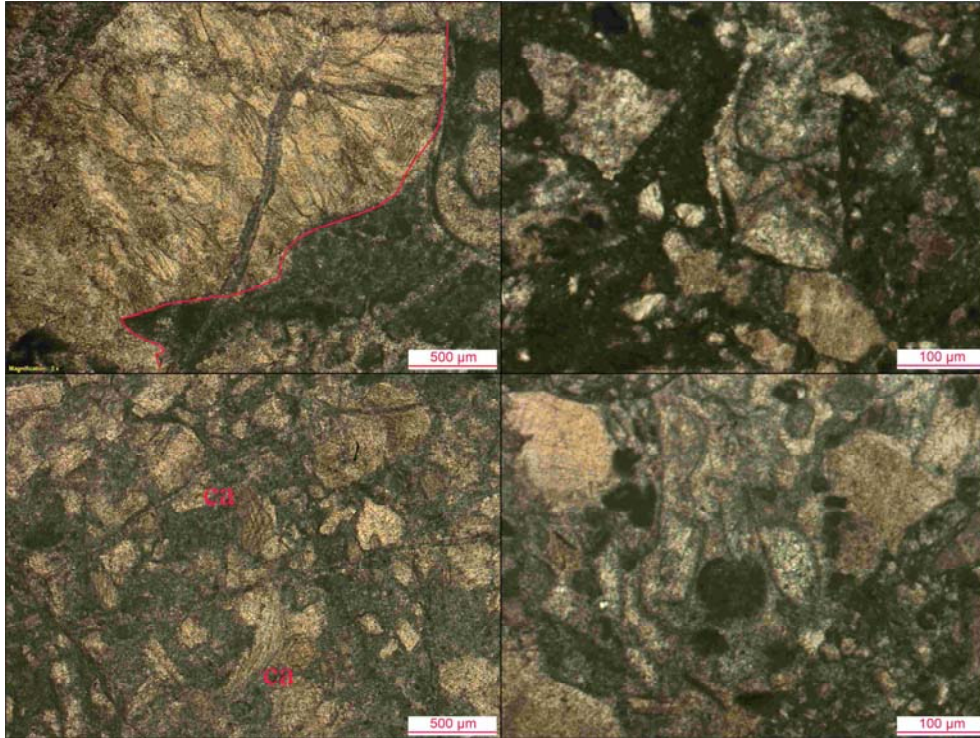
Kızılcaadağ Ofiyolit Melanjı ve Olistostromu tabanda Yavça formasyonunun bloklu kesimi üzerinde tektonik dokanaklı olarak yoğun altere ve ayrışmalı özelliklere sahip olarak dunit, harzburjit, serpantinit olarak gözlenmiştir. Altere yüzeyleri kahverengimsi-koyu yeşil, taze yüzeyleri ise açık yeşil-grimsi olan bu düzey içerisinde, yer yer krom oluşumları da gözlenmektedir. Kızılcaadağ Ofiyolit Melanjı içerisinde çok farklı boyutlar sunan, genişliği km ölçeğinden cm ölçeğine kadar değişen kireçtaşı blokları ve küçük kaya parçaları gözlenmiştir (Şekil 4.15).



şekil 4.15. Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı içerisinde gözlenen kireçtaşı bloğu.



Şekil 4.16. Çamlık formasyonuna ait yatay tabakalanmalı krem renkli mikritik kireçtaşı (JKç) ve Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı içerisinde veya sınırlarında gözlenen tabakalanma göstermeyen yoğun kırıklı gri renkli rekristalize kireçtaşı (Kkm) a) Kuzeyden güneye bakış ve b) Güneyden kuzeye bakış.



Şekil 4.17. Kkm içerisinde veya JKç ile sınır oluşturan olistostromal kireçtaşı ince kesit görüntüsü (lokal breşik dokulu, rekristalize kireçtaşı).

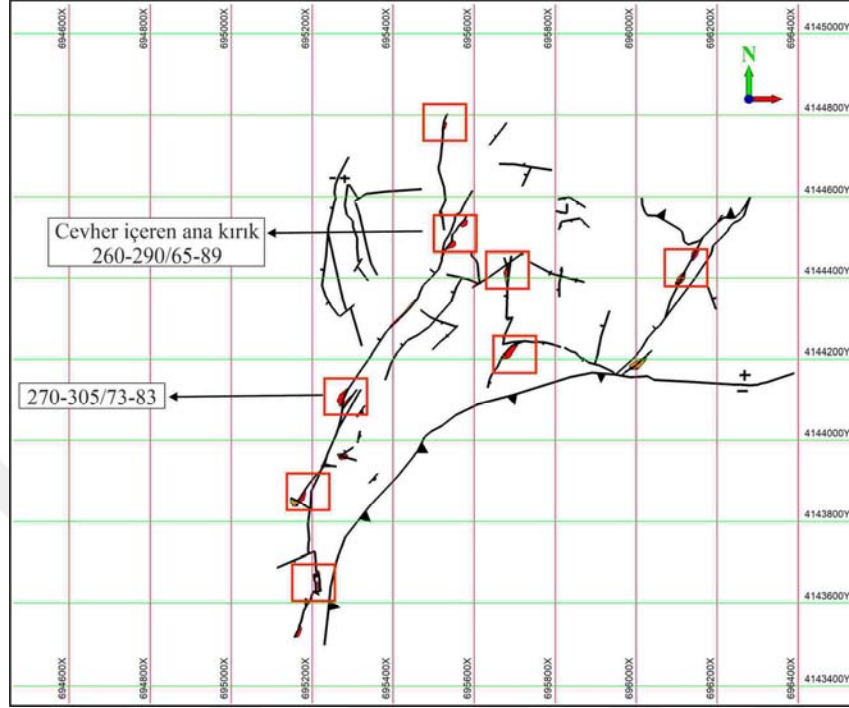
Bahsedilen kireçtaşı bloklarının benzer yaş ve litolojik özelliklere sahip büyük dağ kütleleri ile küçük bloklar arasında değişen boyutlar sunması, bu kütlelerin ilksel olarak çok büyük dilimler halinde melanj içerisine aktarıldığı, sonraki dönemlerde süregelen tektonik etkilerle daha küçük bloklara ayrıldığı fikrini akla getirmektedir. Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı ve Olistostromu, inceleme alanında Geç Kretase yaşlı birimler üzerinde tektonik olarak yer almaktadır. Melanjın içerisinde yer alan kireçtaşı bloklarından en genç olanı Geç Kretase yaşlıdır. Toroslar'da yaygın olarak bulunan Kretase yaşlı melanjlara ile yukarıdaki veriler de dikkate alındığında, Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı ve Olistostromu'nun yaşının Geç Senoniyen olduğu kabul edilmiştir (Alan ve ark., 2007).

4.3. Maden Jeolojisi ve Mineralojisi

4.3.1. Etekli Zn-Pb Cevherleşmesi

Etekli cevherleşmesi, Etekli köyü Tabanlı mahallesinin 250 metre batısında 750-1050 metre arasında değişen kotlarda yaklaşık 1100 metre boyunca devam eden KD-GB yönlü fay hattı boyunca gelişmiştir (Şekil 4.4, 4.18). Etekli cevherleşmesinde, cevher oluşumunu kontrol eden başlıca etmenler tektonik hatlar ve onlara bağlı olarak gelişen karstik yapılarıdır. KD-GB fay hattının bazı bölgelerinde daha önceden yapılan cevher üretimi faaliyetlerden kalan galeriler bulunmaktadır. Ancak bu galerilerinin çoğu işletme sonrası terk edilmiş ve göçükler meydana gelmiştir. Bu nedenle eski arama ve üretim galerilerinde jeolojik incelemeler yapılamamıştır.

Fay hattı doğrultusunda, farklı bölgelerden yapılan birçok ölçüme göre fay, K10-20B/K10-30D doğrultulu, 70-89°KB'a (260-290/70°-89°) eğimlidir (Şekil 4.18, 4.19). Bu fay hattına paralel ve fay hattını kesen ikincil faylarda da cevherleşmelere rastlanmıştır (Şekil 4.20). Bu cevherleşmeler, yüzeyde fay hattının belli bölgelerinde mostra vermektedir. Cevherli fay hattının potansiyelini ortaya çıkarmak için fay hattına dik ve verrev yapılan sondajlarda, derinlerde yoğun cevherleşmeler tespit edilmiştir.



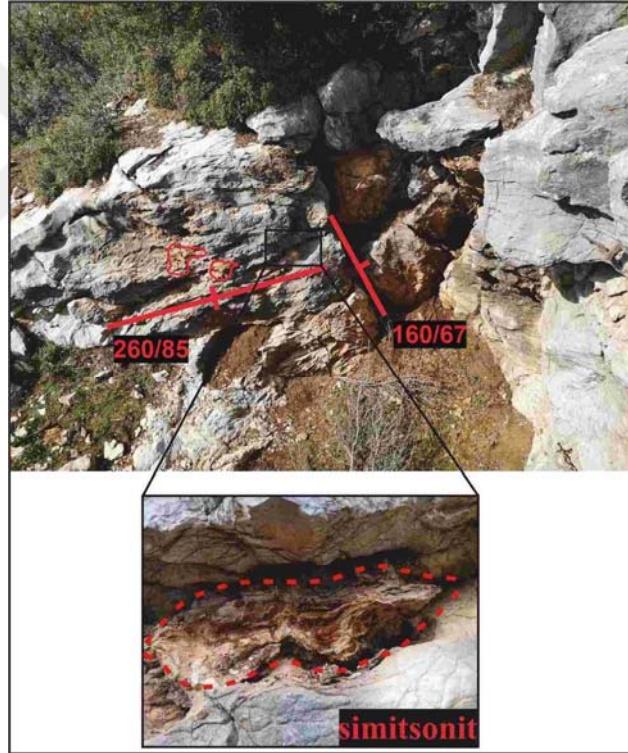
Şekil 4.18. KD-GB yönlü 1100m devam eden cevherli ana kırık hattı.



Şekil 4.19. KD-GB yönlü kırık hattının farklı noktalardan görüntüsü.

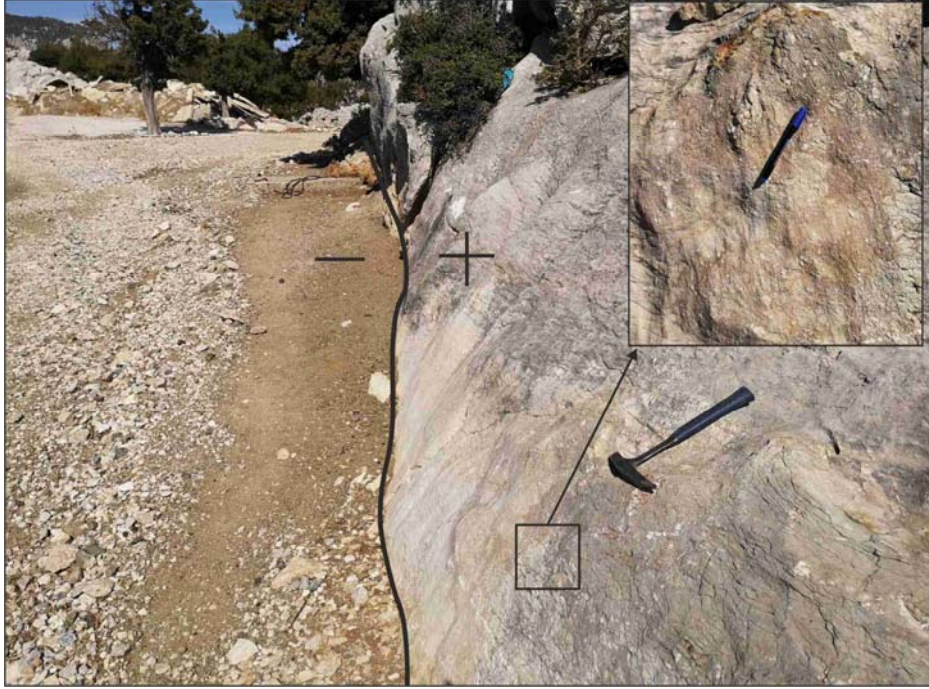
Cevherleşmede birincil sülfürlü mineraller; sfalerit, galenit, pirit ve markazittir. Oksitlenmiş cevher zonunda ise simitsonit, hematit, seruzit, limonit ve daha az oranda malahit bulunmaktadır. Gang minerali olarak kalsit ve barit minerallerine rastlanmıştır.

Bölgede, K-G/KD-GB doğrultulu büyük fayları kesen D-B faylar oldukça fazladır. Bu durum ve bölgenin bindirme kuşağı içerisinde yer alması, kayaçların yoğun tektonizma etkisinde kalarak yoğun kırıklı olmasına neden olmuştur. Fayların birbirini kesecek şekilde konumlanması bölgede karstik ceplerin veya dolinlerin oluşmasına ortam hazırladığı düşünülmektedir.

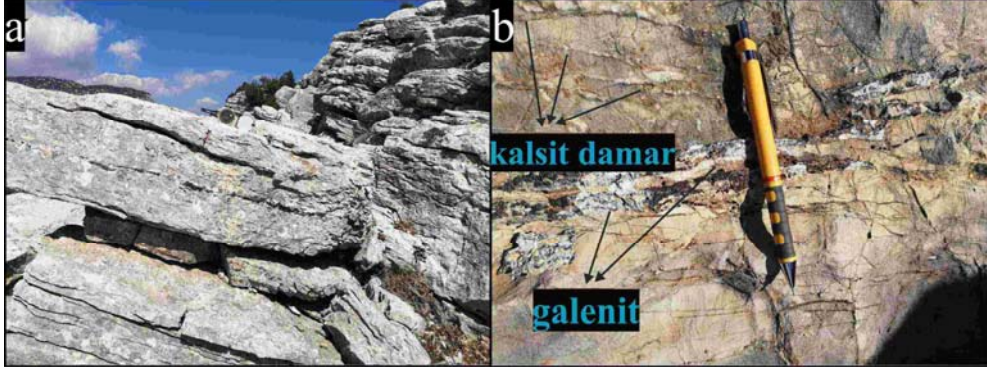


Şekil 4.20. KD-GB yönlü fay yüzeyinde sıvama ve dolgu şeklinde konsantrik ve yollu yapı gösteren simitsonit.

Cevher geometrisi yüzeye yakın yerlerde, ana fay yüzeylerinde ve fay dolgusu içerisinde genellikle damar-dolgu şeklindedir (Şekil 4.20). Daha derinlerde ise büyük kırık hatlarına bağlı olarak karst dolgusu şeklinde, karstik ceplerde veya dolinlerde stok veya büyük mercekler şeklinde gelişmiştir. Tabakaya uyumlu gelişen cevherleşmeye rastlanmamıştır. Sondajlarda kesilen cevher zonlarına ve arazideki gözlemlere göre cevherleşme, büyük fayların oluşturduğu fay breşlerinde bağlayıcı malzeme (matriks) olarak bulunmaktadır. Bazı fay breşlerinde ise bağlayıcı malzeme hematit, limonit gibi demir minerallerinden oluşmuştur (Şekil 4.21).

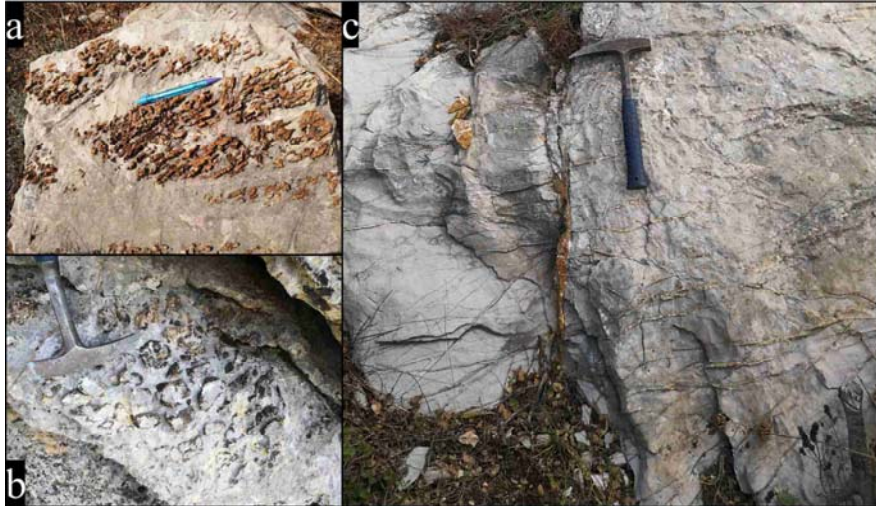


Şekil 4.21. Yoğun hematit-limonit bağlayıcı malzemeli fay zonu ve fay zonu breşi.



Şekil 4.22. a) Yataya yakın tabakalanma gösteren kireçtaşları, b) Kalsit damarları içinde galenit.

Cevherleşmenin yan kayacı genel olarak kalsit damarlı ve dolgulu, yoğun kırıklı krem renkli kireçtaşıdır. Kireçtaşları ince-orta tabakalı 110-130/15-20° ile yataya yakın tabakalanma göstermektedir (Şekil 4.22a). Arazide kireçtaşları yüzeylerinde oluşan genellikle KD-GB ve D-B yönlü gelişmiş yer yer okside olmuş kalsit damar-dolguları sıkça gözlenmektedir. Bunlar nadiren de olsa birbirini kesmektedir. Ayrıca kireçtaşı yüzeylerinde saçınımlı şekilde yüzeyi okside kalsit ve çörtler de gözlenmiştir (Şekil 4.23).



Şekil 4.23. a) Yüzeyi okside olmuş kalsit oluşumları b) Yüzeyde çört oluşumları c) KD-GB ve D-B yönde gelişen birbirini kesen kalsit damarları.

Bölgede yapılan sondajlarda, nadiren biyomikritik kireçtaşları yan kayaç olarak gözlenmiştir. Sondajlarda çok sınırlı bir alanda gözlenen dolomitik kireçtaşında cevher gözlenmemiştir.

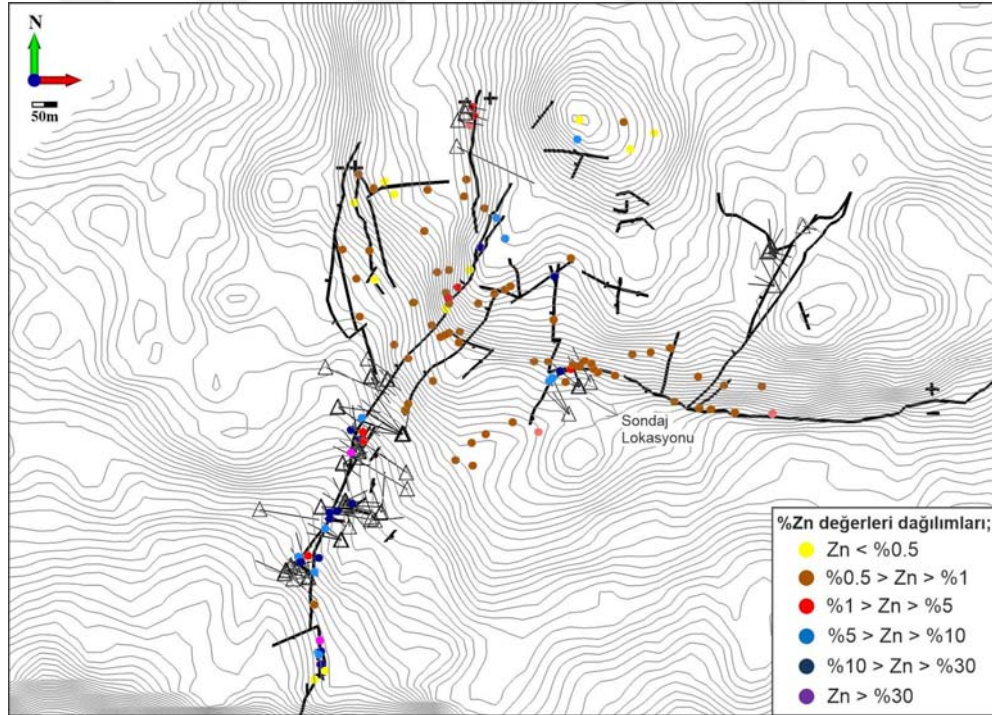
Yapılan incelemeler ve gözlemler sonucunda Etekli cevherleşmesi, K-G/KD-GB doğrultulu yaklaşık 1100m uzunluğundaki fay hattı boyunca gelişmiş ve daha sonra fayların tekrar hareketlenmesi ile ana fayı kesen D-B fayların etkisiyle parçalanmış, taşınmış, breşik görünüm kazanmıştır (Şekil 4.24). Cevherli bölgelerde ve bu bölgelere yakın lokasyonlarda yoğun K-G/D-B yönlü okside kalsit damarları ve ikincil limonitleşme gözlenmiştir.



Şekil 4.24. Breşik yapılı demir oksitli simitsonit ve koyu renkli sfalerit.

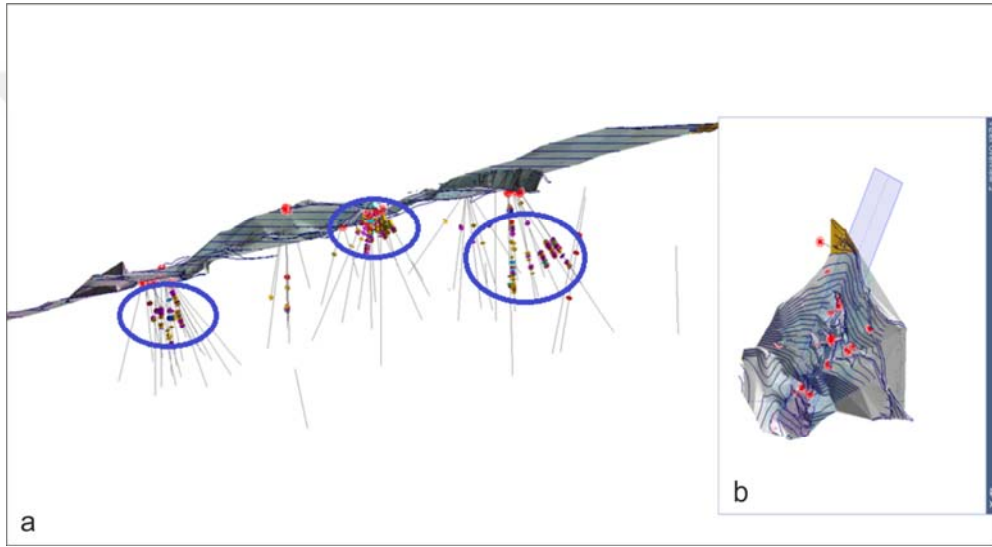
4.3.2. Sondaj ve Arazi Çalışmaları

2018 yılında bölgenin güney kesiminde 1/2000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır (Ek-1). Bu haritada cevherleşmenin KD-GB doğrultulu yaklaşık 700 m devam eden büyük fay hattının varlığı ortaya konmuştur. Fay hattı boyunca ve fay hattına paralel kırıklarda örneklemeler yapılmış (Şekil 4.25), cevherin geometrisi ve oluşumu hakkında yorumlamalara gidilmiştir. 2021 yılında cevherli kırık hattının kuzey devamlılığı kontrol edilmiş, bölgenin kuzey bölümünün jeoloji haritası tamamlanmıştır (Ek-2). Cevherli fayın yaklaşık 1100 metre devam etmekte olduğu gözlenmiştir.



Şekil 4.25. Arazide KD-GB yönlü ana kırık hattı çevresinde cevherleşmenin yoğunlaştığı zonlar ve %Zn değerleri.

2018 yılında yapılan sondajlarda fay hattının güney ve orta zonunda cevherleşmenin taban devamı tespit edilmiştir. KD-GB fay hattı boyunca 81 kuyuda toplam 8001 m karotlu sondaj yapılmıştır (Şekil 4.26). 50 kuyuda cevherleşme tespit edilmiştir. Cevherleşme ana kırığın farklı metrelerinde yer yüzeyine yakın kesimlerde daha çok yoğun demirli çinko karbonat şeklinde, daha derin kesimlerde çinko sülfür şeklinde bulunmaktadır.



Şekil 4.26. a) Sahanın KD-GB kesit görünümü ve sondajlarda kesilen cevherleşmenin güney- orta-kuzey zonları b) Sahanın plan görünümü.

2021 yılında mevcut cevheri geliştirme amaçlı ana kırığın kuzey devamında ve ana kırığı kesen D-B yönlü cevherli kırıklara yönelik sondaj çalışması devam etmiştir. 2021 yılında yapılan sondajlarda kesilen karotların XRF analiz sonuçlarına ve arazi gözlemlerine göre, bahsedilen fayın kuzey devamlılığında kurşun sülfür (PbS) değerlerinde artış görülürken demir değerlerinde azalma görülmüştür. Cevherleşme yüzeyde galenit damarları şeklinde devam etmiştir. Cevherleşmenin kalınlığını tespit etmek amacıyla fay eğimine dik yapılan sondajlarda kurşun sülfür damarları ve yer yer çinko sülfür damarları

tabanda yüzeydeki kalınlıklara yakın şekilde devam etmiştir. Ekonomik açıdan önemli cevher tespit edilememiştir.

4.3.3. Cevher Mineralojisi

Sondajlardan alınan cevherli karot örnekleri ve yerüstü cevher mostralarından alınan cevher örneklerinden parlak kesitler yapılmıştır (Şekil 4.27). Yapılan incelemelerde sfalerit, galenit, simitsonit, zinkit, markazit, pirit, hematit, serüzit ile kalsit, barit gang minerali olarak bulunmaktadır.



Şekil 4.27. EP-4-EP12 Sfalerit, galenit, hematit, demiroksit damar-dolgulu breşik kireçtaşı ve cevher örnekleri, EP-14 Masif Sfalerit, EP-15, EP17 demiroksitli simitsonit.

Sfalerit: Genellikle özşekilsiz, yer yer yarı özşekilli taneler halinde masif veya çatlaklara yerleşmiş şekilde izlenmiştir. Hemen hemen bütün taneleri galenit ile birlikte gözlenmiştir. Bazı kesitlerde galenit mineralleri sfaleritler tarafından ornatılmıştır. EP_14 numaralı masif sfalerit örneğinde sfaleritler çok küçük taneli olarak dağılmışlardır (Şekil 4.28, 4.29). Makro ölçekte sfaleritler genellikle gri, koyu gri renkli olup damar dolgu şeklinde veya breşik kireçtaşlarında, breş malzemesinin arasını dolduran malzeme şeklinde görülmektedir (Şekil 4.27).

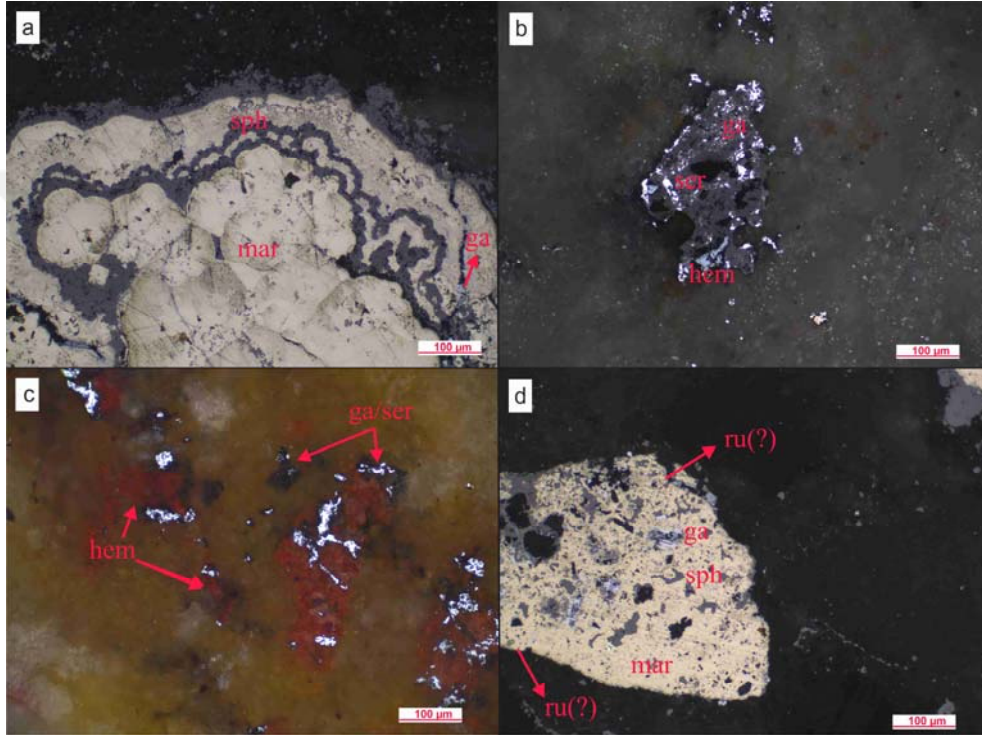
Galenit: Galenitler beyaz renkleri ve izotrop görünümleri ile belirgindir. Genelde özşekilli ve yarı özşekilli formda olup yer yer tane şeklinde gözlenmektedir. Tanelerinin büyük bir kısmında kenarlarından ve kırık çatlaklarından itibaren serüze dönüşüm tespit edilmiştir. Galenit içerisinde sfaleritlere yer yer rastlanmaktadır. Karakteristik dilimlerin kesiştiği yerlerde üçgen (kama) izleri görülmektedir (Şekil 4.28, 4.29, 4.30b).

Pirit/Markazit: Pirit genellikle öz şekilli küçük taneler halinde az miktarda gözlenmiştir. Markazit ise genelde iri taneli sfalerit, galenit ve hematitle iç içe bulunmaktadır. Yer yer kolloform dokuludur. Bu dokularda kenarları sfalerit ve galenit mineralleri sınırlar boyunca gözlenmiştir. Bazı tanelerin içinde pirit kalıntısına rastlanmıştır. Bazı tanelerinin de kenarında galenit ve sfaleritle birlikte fahlerz(?) bulunmaktadır.

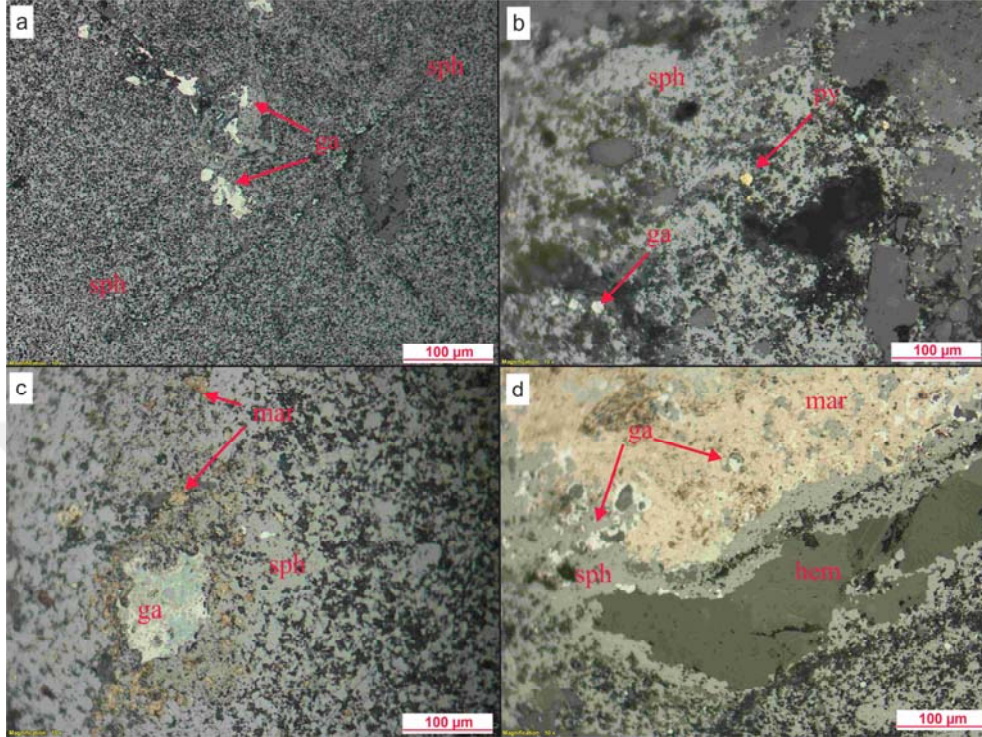
Simitsonit: Parlak kesitte açık gri, mavimsi gri, kirli beyaz gibi renklerde görülmektedir. Makro ölçekte ise toprağımsı, kirli sarı, bal mumu rengi, açık kahverengi renklerinde görülmektedir. Boşluklarda dolgu şeklinde ve nadiren sfaleritin zayıf zonlarında gözlenmiştir. Özellikle yerüstünden alınan makro simitsonit örneklerinde konsantrik yapılara rastlanmıştır (Şekil 4.31).

Serüze: Tek nikolde kahverengimsi gri, yeşilimsi gri renkli gözlenmektedir. Galenitlerin dilinim ve kenarları boyunca serüze dönüşümler tespit edilmiştir. Galenitten sonra en çok gözlenen kurşun mineralidir (Şekil 4.28b).

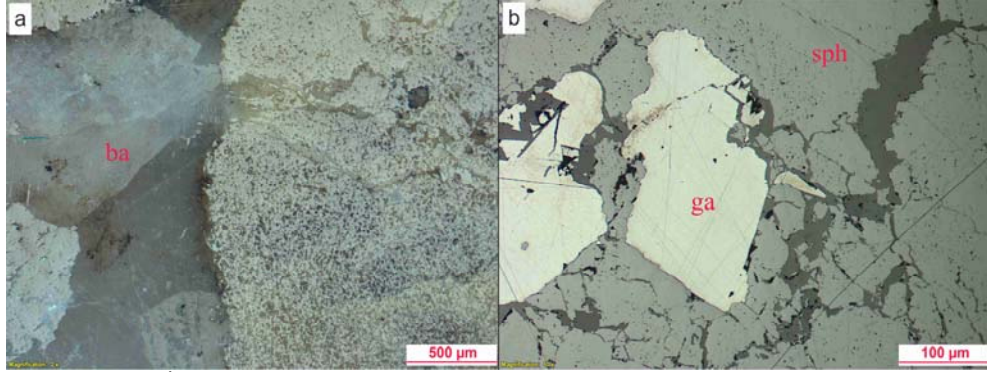
Hematit Genelde özşekilsiz taneler halinde bulunmakta olup yer yer boyamalar şeklinde görülmektedir. Bazen ise taneleri kırık çatlak hattı boyunca gözlenmiştir. Karot örneklerinde, breşik kireçtaşlarında breş arasını dolduran dolgu malzemesi olarak(EP_12) da gözlenmiştir (Şekil 4.27, 4.28c).



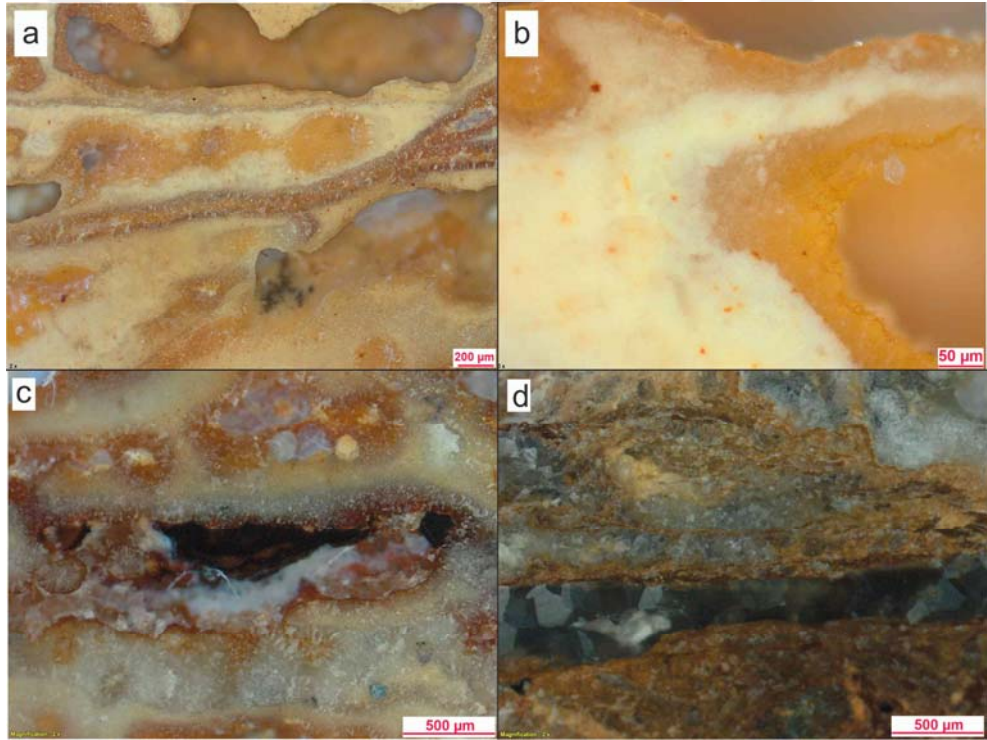
Şekil 4.28. a) Kolloform şekilli markazit minerali kenarlarında gelişmiş sfalerit ve daha az oranda galenit mineralleşmesi (sph:sfalerit, mar:markazit, ga: galenit) b) serüzitleşmiş galenit, galenit kalıntıları (ser: serüzit, hem: hematit) c) iç içe geçmiş galenit, serüzit ve hematit mineralleri d) galenit, sfalerit, hematit ile iç içe gözlenmiş markazit minerali (ru: rutil).



Şekil 4.29. a) Küçük taneli sfalerit ve gelişigüzel dağılmış galenit mineralleri b) özşekilli pirit ve galenit mineralleri, sfaleritli bağlayıcı malzeme (py: pirit) c) gelişigüzel dağılmış markazit, iri ve küçük taneli galenit ve sfalerit mineralleri d) galenit ve sfalerit mineralleri tarafından ornatılmış iri taneli markazit minerali ve zonlu hematit.



Şekil 4.30. İri taneli öz şekilli barit minerali (ba: barit) b) Kama şeklinde dilinim boşluklu yarı özşekilli galenit minerali.



Şekil 4.31. Konsantrik yapı sunan smitsonit ve zinkit mineralleri.

4.4. Cevherleşmenin Jeokimyasal Özellikleri

Çalışma sahasında araziden ve sondaj karotlarından alınan kireçtaşı, sfalerit ve galenit örnekleri jeokimyasal analiz sonuçları kullanılmıştır. Cevher örnekleri kırma eleme işleminden sonra binoküler mikroskopta cevher mineralleri seçilmiş, analizler sfalerit ve galenit mineralleri üzerinden gerçekleştirilmiştir.

4.4.1. Ana-İz Element Jeokimyası

Çalışma alanında farklı lokasyonlardan ve derinliklerden, cevherli fay civarından alınan yan kayaç, örneklerinin ana oksit analiz sonuçları Çizelge 4.1’de verilmiştir. Ep-7 nolu numune Kanada’daki Actlab laboratuvarında FUS-ICP yöntemiyle analiz edilmiştir. Analizi yapılan diğer örnekler ise Çukurova Üniversitesi Jeoloji bölümündeki laboratuvarlarda yaş analiz yöntemiyle analiz edilmiştir.

Kireçtaşı örneklerinin ana oksit analiz sonuçlarına göre, EP-7 (cevherli ana fay derinlik devamındaki kireçtaşı sondaj karot örneği) ve EP-F-1 (yer yüzeyinde gözlenen cevherli ana fay bölgesindeki kireçtaşı örneği) örneklerinde yüksek SiO_2 değerleri (ort. %6.71) gözlenmiştir. Cevher içeren faydan uzak yan kayaç örneklerinde düşük SiO_2 değerleri (ort. %1.05) gözlenmiştir. Kireçtaşında Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 ana oksitler düşük değerler göstermiştir. (Çizelge 4.1). Kireçtaşlarının CaO değerleri %41.97-55.31 arasında değişirken, MgO cevherli faya yakın örnek haricinde ortalama % 0.30’dur. Dolayısıyla yan kayaçta dolomitleşmeye rastlanmamıştır.

Çizelge 4.1.Çalışma alanından alınan kireçtaşı örneklerinin ana oksit analizi
(% ağırlık) değerleri (lmst: kireçtaşı).

Ana Oksit (%)	EP-7 (lmst)	EP-F-1 (lmst)	ST-1 (lmst)	ST-3 (lmst)	EP-D-1 (lmst)	EP-S-1 (lmst)
SiO ₂	6.26	7.16	3.23	0.16	0.57	0.25
Al ₂ O ₃	0.24	0.275	0.064	0.043	0.021	0.11
Fe ₂ O ₃	1.03	0.82	0.15	0.031	0.031	0.028
MnO	0.034	0.047	0.027	-	0.017	-
MgO	7.47	0.257	0.298	0.295	0.242	0.422
CaO	41.97	50.34	53.39	55.31	55.26	54.81
Na ₂ O	0.04	0.023	0.026	0.018	0.016	0.019
K ₂ O	0.03	0.103	0.025	0.009	0.007	0.092
P ₂ O ₅	0.04	0.004	0.002	0.003	0.002	0.003

Çizelge 4.2. Çalışma alanından alınan cevher örneklerinin ana element analizi
(% ağırlık) değerleri (sph: sfalerit, gln: galenit).

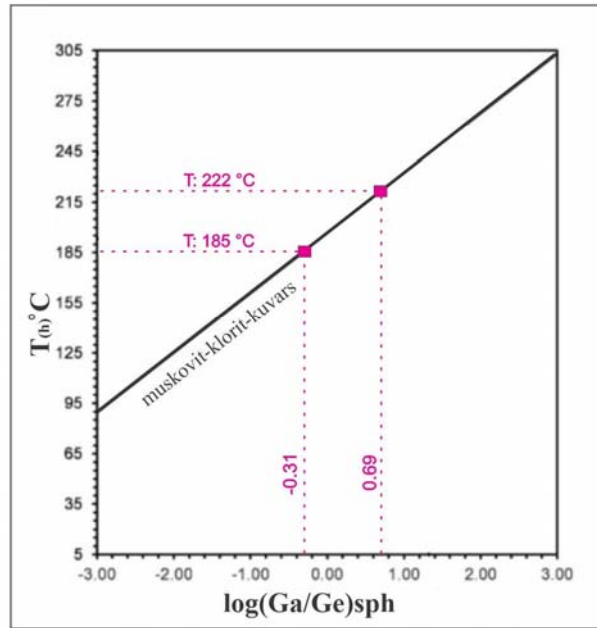
Ana Element (%)	S (%)	Al (%)	Ca (%)	Fe (%)	K (%)	Mg (%)	P (%)	Ti (%)
EP-6 (sph)	11.1	0.25	13.1	1.8	0.08	1.24	0.031	0.01
EP-14 (sph)	>20	0.48	0.14	6.48	0.06	0.16	0.046	0.02
EP-70 (gln)	5.89	0.09	15.1	0.01	0.03	0.07	0.012	<0.01

Çizelge 4.3. Çalışma alanından alınan kireçtaşı, sfalerit ve galenit örneklerinin iz element(ppm) değerleri.

İz Element (ppm)	EP-7 (lmst)	EP-20 (lmst)	EP-6 (sph)	EP-14 (sph)	EP-70 (gln)	İz Element (ppm)	EP-7 (lmst)	EP-20 (lmst)	EP-6 (sph)	EP-14 (sph)	EP-70 (gln)
V	<5	9	9	14	4	Cu	<10	10	23.2	320	67.3
Cr	<20	<20	8	<1	4	Bi	<0.1	<0.4	<0.1	<0.1	1.8
Co	<1	<1	103	99.3	1.3	Th	0.17	0.4	0.3	0.1	<0.1
Ni	20	20	351	499	2.3	U	0.65	0.3	0.9	1.2	0.2
Pb	890	172	>5000	>5000	>5000	Ta	<0.01	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Zn	7540	1420	>100000	>100000	782	W	1.6	<1	<1	<1	<1
Ga	<1	1	1.5	1.7	<0.1	Tl	2.21	1.5	79.5	117	0.27
Ge	0.9	<1	0.3	3.5	<0.1	Br	-	-	<0.5	<0.5	2.9
As	38	12	654	734	8.1	Eu	-	-	<0.2	<0.2	<0.2
Rb	2	12	2.9	3	0.9	Cd	-	-	220	899	5.3
Sr	399	702	324	15.8	610	Be	-	-	<0.1	0.1	<0.1
Y	6.2	8	2.7	2.4	2.8	Li	-	-	5	7	5
Zr	3	8	3	5	2	Mn	-	-	170	48	170
Nb	0.2	<1	0.3	0.4	<0.1	Re	-	-	0.12	0.158	0.002
Mo	3	<2	10	40	<1	Sc	-	-	6	<0.1	0.7
Ag	<0.5	<0.5	1.69	3.54	34.5	Se	-	-	4.2	<0.1	1
In	<0.1	<0.2	<0.1	<0.1	<0.1	Te	-	-	0.2	0.2	<0.1
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	Tb	-	-	<0.5	<0.5	<0.5
Sb	1.7	<0.5	15.9	29	49.7	Au (ppb)	-	-	<2	390	<5
Cs	0.3	4.6	0.75	0.85	0.13	Hg (ppb)	-	-	<2	220	<5
Ba	1752	84	14700	8180	24200	Ir (ppb)	-	-	<0.5	250	<5
Hf	<0.1	0.3	<0.1	0.2	<0.1						

Sfalerit örneklerinde, As (ort. 694 ppm), Cu (ort. 171.6 ppm), Co (ort. 101.1 ppm), Ni (ort. 425 ppm), Sb (ort. 22.4 ppm), Mo (ort. 25 ppm) element değerleri gözlenmiştir. Ba (ort. 9783 ppm) ve Fe (ort. %3.86) cevherle ilişkili yüksek değerler vermektedir (Çizelge 4.3).

Sfalerit örneklerinin analiz sonuçlarına göre Ga (ort. 1.6 ppm) ve Ge (ort. 1.9 ppm) düşük değerler sunmaktadır. Sfaleritler içerisindeki Ga/Ge oranları, cevherli çözeltilerin kaynak bölgelerindeki sıcaklıkları ve cevherli sıvıların yüzeye yakın sularla karışma derecesini tahmin etmek için kullanılabilir (Möller, 1985; Evans, 2009). Ga/Ge oranları $\text{Log} [(Ga/Ge)_f = (Ga/Ge)_{sph}]$ formülü ile hesaplanmaktadır. Sfaleritler içerisindeki Ga/Ge oranları kullanılarak hesaplanan sfalerit jeotermometresinde Ga/Ge oranı logaritmik -0.31 ve 0.69 arasındadır. Değerler grafiğe yerleştirildiğinde sfaleritlerin homojenleşme sıcaklığı 185-222 °C arasında çıkmaktadır (Şekil 4.32).



Şekil 4.32. Sfaleritlerdeki Ga/Ge oranına göre oluşum sıcaklıkları (Möller, 1985).

Çizelge 4.4. Çalışma alanından alınan simitsonit örneklerinin XRF kimyasal sonuçları.

Analiz	EC-1	EC-2	EC-3	EC-4	EC-5	EC-6	EC-7	EC-8	EC-9	EC-10
Zn (%)	44.35	42.23	15.68	23.96	34.14	30.77	41.40	32.52	26.67	22.79
Pb	16491.38	28002.55	1946.63	6748.52	193219.3	5481.47	11439.82	11381.60	6696.79	8245.15
Fe (%)	7.00	4.30	3.31	22.73	0.42	0.88	2.28	11.27	19.47	1.39
Cu	0.00	478.77	0.00	35.29	235.78	0.00	34.68	0.00	0.00	128.72
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ag	32.15	43.63	0.00	35.29	235.78	0.00	34.68	17.07	16.27	26.72
As	2412.55	1769.67	593.79	203.75	10620.24	470.58	999.36	4492.51	10810.77	798.06
Ba	535.96	14226.80	16409.93	290.37	23408.43	606.72	6967.89	34824.13	21148.68	32553.36
Cd	938.06	707.47	0.00	685.40	2058.44	261.99	698.10	168.12	771.02	482.65
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1574.92	0.00	0.00	0.00
K	1054.79	1192.06	984.17	5986.52	1496.79	1074.90	2846.08	1558.57	902.04	1032.06
Mn	1874.16	1975.95	1095.71	2105.38	1447.68	1578.45	3243.04	4408.14	2423.55	2052.10
Mo	83.19	32.49	23.88	30.53	491.36	31.41	102.95	26.29	36.85	23.34
Ni	1734.40	1030.33	181.41	562.07	0.00	291.51	1682.56	998.58	1084.13	338.67
Sb	85.03	120.63	0.00	32.73	248.00	0.00	28.74	0.00	51.07	0.00
Sr	0.00	179.21	655.99	297.45	560.44	231.38	327.30	1204.90	464.99	532.17
W	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Çalışma sahasında araziden ve sondajlardan derlenen 10 adet simitsonit örneklerinden yapılan XRF analiz sonuçlarına göre Zn değeri ortalama %31.5 olup örneklerde en yüksek çinko değeri %44.3, en düşük ise %15.6'dır. Simitsonit örnekleri yoğun demir oksitlidir. Örneklerde ortalama Fe %7.3 olup, en yüksek %22.7 en düşük demir değeri ise %0.4'tür. Ortalama Pb tenörü %2.8, Ba %1.5, Mn 2220ppm, Cu 91 ppm'dir (Çizelge 4.4).

4.4.2. Nadir Toprak Elementleri Jeokimyası

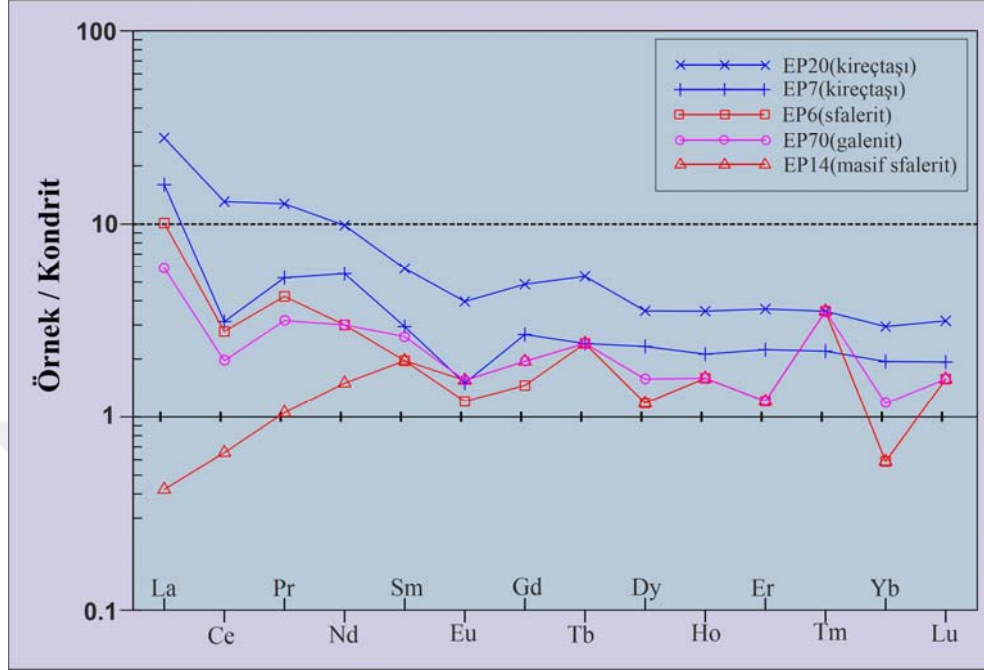
NTE genellikle düşük mobiliteleri nedeniyle kabuksal gelişimin incelenmesi çalışmalarında bulunuşları, miktarları ve jeokimyasal özellikleri ile kullanışlı bir parametre olarak değerlendirilmektedir (Taylor ve McLennan, 1985; Humpris 1984; Singh ve Rajamani, 2001).

Çalışma alanındaki yüzeyden ve sondajlardan derlenen 5 adet kireçtaşı (2), sfalerit(2) ve galenit(1) örnekleri Actlab laboratuvarlarında FUS-MS ve TD-MS yöntemleriyle NTE analizleri gerçekleştirilmiştir. Toplam NTE içerikleri kireçtaşlarında, (ort. 15.42 ppm) sfaleritlerde (ort. 4.93 ppm) ve galenit (ort. 5.99 ppm) örneklerinde değişiklik göstermektedir. Toplam HNTE değerleri ANTE göre hem yan kayaç hem de cevherli numunelerde zenginleşme göstermektedir (Çizelge 4.5).

Sülfür minerallerinin NTE değerleri Etekli cevherleşmesi için düşük değerler (ort. 5.2 ppm) içermektedir. Sfalerit örneklerinin toplam NTE değerleri galenite göre yüksektir. HNTE/ANTE oranları ise sfalerit ve galenit örneklerinde yüksek değerler sunmaktadır (Çizelge 4.6). Sadece EP-14 numaralı masif sfalerit örneğinde HNTE ve ANTE değerleri yakın değerler sunmaktadır (sırasıyla 1.69, 1.0). EP-6 numaralı sfalerit örneğindeki NTE içeriği EP-14 numaralı yüksek demir içerikli koyu renkli masif sfalerit örneğine göre yüksek değerler içermektedir. Bu durum NTE değerlerinin açık sarı sfalerit ve kahverengi sfaleritlerden siyah renkli sfaleritlere doğru gittikçe NTE değerlerinin azalması ile açıklanabilmektedir (Zhou ve ark., 2011).

Çizelge 4.5. Çalışma alanından alınan kireçtaşı, sfalerit ve galenit örneklerinin NTE (ppm) değerleri (Σ NTE: Toplam Nadir Toprak Elementleri değeri, HNTE: Toplam Hafif NTE değeri, ANTE: Toplam Ağır NTE değeri, LaN: kondrite göre normalize La değeri, EuN: kondrite göre normalize Eu değeri).

NTE (ppm)	EP-7 (lmst)	EP-20 (lmst)	EP-6 (sph)	EP-14 (sph)	EP-70 (gln)
La	3.79	6.6	2.4	0.1	1.4
Ce	1.91	8	1.7	0.4	1.2
Pr	0.5	1.21	0.4	0.1	0.3
Nd	2.58	4.6	1.4	0.7	1.4
Sm	0.45	0.9	0.3	0.3	0.4
Eu	0.087	0.23	0.07	0.09	0.09
Gd	0.55	1	0.3	0.4	0.4
Tb	0.09	0.2	<0.1	<0.1	<0.1
Dy	0.59	0.9	0.3	0.3	0.3
Ho	0.12	0.2	<0.1	<0.1	<0.1
Er	0.37	0.6	0.2	0.2	0.2
Tm	0.056	0.09	<0.1	<0.1	<0.1
Yb	0.33	0.5	0.1	0.1	0.2
Lu	0.049	0.08	<0.05	<0.05	<0.05
Σ NTE	11.47	25.11	7.17	2.69	5.99
HNTE	9.31	21.54	6.27	1.69	4.79
ANTE	2.15	3.57	0.9	1	1.2
HNTE/ANTE	4.33	6.03	6.96	1.69	3.99
LaN	15.99	27.85	10.13	0.42	5.91
EuN	1.50	3.97	1.21	1.55	1.55



Şekil 4.33. Çalışma alanından alınan örneklerin nadir toprak elementlerinin kondirite göre normalize örümcek diyagramı (Sun ve McDonough, 1989).

4.4.3. Duraylı İzotop Çalışmaları

4.4.3.1. Kükürt (S) İzotopu Çalışmaları

İzotop jeokimyası çalışmalarında yaygın olarak kullanılan S, atom numarası 16 olan ve atom ağırlıkları 32 ile 36 arasında değişen ve ^{32}S , ^{33}S , ^{34}S ve ^{36}S şeklinde dört önemli izotopu bulunan elementtir. Bu izotopların doğadaki ortalama bollukları sırasıyla %95.02, % 0.75, % 4.21 ve % 0.02 şeklinde olup, ^{32}S ve ^{34}S izotopları diğerlerinden daha yaygın olarak bulunduğu için, S izotop çalışmalarında bu iki izotop kullanılmaktadır (Ohmoto ve Rye, 1979; Akçay, 2002). S izotop analizlerinde standart örnek olarak, Canyon Diablo Meteoritinin bileşiminde bulunan S'nin $^{34}\text{S} / ^{32}\text{S}$ oranı kullanılmaktadır. Duraylı izotop oranları en uygun ve en yaygın olarak binde bir anlamına gelen standart per mil olarak sunulur ve δ simgesi ile ifade edilir (White, 2005).

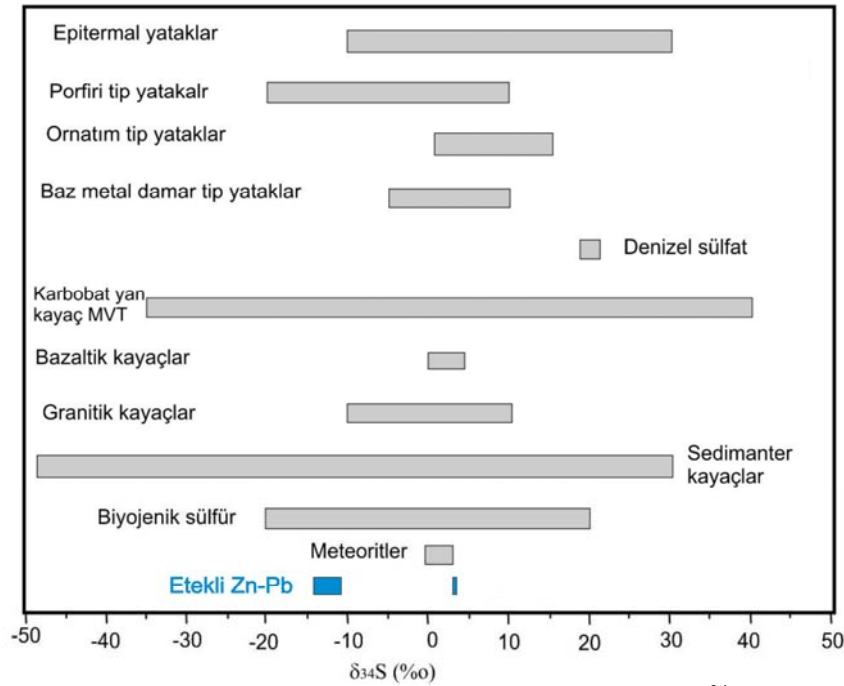
Jeolojik sistemlerdeki kükürt izotop bileşimlerinde gözlenen karakteristik aralıklar aşağıda özetlenmiştir (Şekil 4.34). Genellikle, kor (magmatik) sülfidler ‰ 0'a yakın ortalama $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ile meteoritlere benzer izotopik özellik gösterirler. Sedimanter sülfatlar ^{34}S açısından ($\delta^{34}\text{S} = \text{‰} + 10$ 'dan $\text{‰} + 30$ 'a kadar) zenginleşmiştir. Sedimanter sülfidler geniş bir $\delta^{34}\text{S}$ değeri (+50'den -50'e) yayılımı gösterir. Fakat genellikle ^{34}S açısından tüketilmişlerdir. Mantodaki kükürdün ($\delta^{34}\text{S} = \text{‰} 0$), tüm kükürdün nihai kaynağı olduğu düşünüldüğünde, doğal sistemlerdeki $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin değişimi, farklı koşullar altında bir döngü içerisinde geri dönüştürülmüş sülfürün izotopik ayrışmasının bir sonucudur. Sülfid minerallerinin manto kaynaklı kükürt tanısı olan ortalama ‰ 0'a yakın dar bir $\delta^{34}\text{S}$ değer aralığına sahip olması, bu maden yataklarının, magmatik akışkanlardan oluştuğu doğrultusunda yorumlanmıştır. Sülfidlerin geniş aralıklarda fakat çoğunlukla negatif çıkan $\delta^{34}\text{S}$ değerlerine sahip olan maden yatakları sedimanter ve biyojenik olarak yorumlanmıştır. Çünkü düşük sıcaklıkta sülfatın bakteriyel indirgenmesi sülfidler içindeki ^{34}S tükenmesi için en etkin mekanizmadır (Sakai, 1968; Thode, 1970; Kajiwar, 1971; Ohmoto, 1972).

Çizelge 4.6. Sahadan alınan sülfürlü minerallerin ortamı ve ‰ ^{34}S sonuçları.

Örnek Adı	Mineral Adı	Bulunduğu Ortam / Kot	‰ ^{34}S
EP-1	Sfalerit	Ana fay derinlik devamı / 800m	-11.3
EP-2	Sfalerit	Ana fay derinlik devamı / 808m	-14.4
EP-3	Galenit	Ana faya paralel fay yüzeyindeki kalsit dolgusu içinden / 975m	3.45

Etekli Zn-Pb cevherleşmesinde kükürtün kaynağını belirleyebilmek için sondajlarda kesilen ana fay zonunun derinlik devamında tespit edilen 2 ayrı sfalerit örneğinden ve bölgenin 300m KD'nda devam eden aynı ana fayın 25-70m kuzeyindeki ana faya paralel fay zonu içinde, kalsit dolgusu ile gelişmiş dissemine

galenit örneğine kükürt izotop analizleri yapılmıştır. Yapılan analiz sonuçları Çizelge 4.6'da gösterilmiştir. Etekli cevherleşmesinde ^{34}S aralığı galenit için ‰ 3.45, sfalerit için -11.3 ile -14.4 aralığındadır. Sfaleritler için gelen negatif değerler sülfürün kaynağının biyojenik kaynaklarla ilişkili olduğunu göstermektedir. Çözeltideki sülfatın (SO_4^{2-}) sülfüre (H_2S) indirgenme sürecinde, bakteriyel indirgenme proseslerinin de etkin olduğu şeklinde yorumlanabilir. Galenit ^{34}S sonucunun 0'a yakın değer vermesi kükürtün magmatik kökenli olabileceğine işaret etmektedir. Sülfürlü cevher minerallerinin kükürt analiz sonuçlarına göre kükürtün kaynağı ile ilgili kesin bir sonuç çıkarmak uygun değildir.



Şekil 4.34. Çeşitli kayaç, jeolojik ortam ve cevher tiplerinin $\delta^{34}\text{S}$ (‰) değişimi (Ohmoto ve Rye, 1979; Field ve Fifarek, 1985).

İzotopik kükürt çalışmalarında sülfürün nereden geldiği konusu $\text{‰ } ^{34}\text{S}$ değerlerindeki geniş aralık değişimlerden kaynaklı tam olarak netlik kazanmamıştır. Yorumlamalar yataktaki $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin zamansal ve yersel dağılımı ve yatağın jeolojik yerleşimine ek olarak çözeltideki toplam sülfürün hesaplanmış izotopik bileşimi temelinde yapılmalıdır (Misra, 2000).

4.4.3.2. Karbon-Oksijen (C-O) İzotopu Çalışmaları

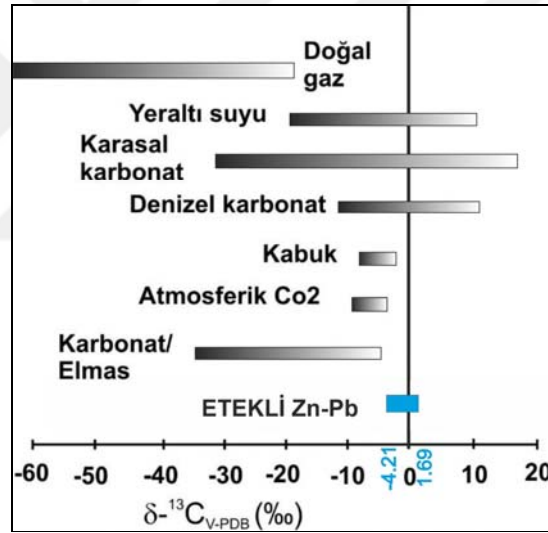
Karbon ve oksijen izotopları özellikle karbonatlı minerallerin oluşum süreçlerinin çalışmasında yaygın olarak kullanılmaktadır. Çalışma kapsamında sahadaki karbonatlı cevher minerallerinden simitsonit ve yan kayaç olan kireçtaşı üzerinde karbon ve oksijen izotop analizleri gerçekleştirilmiştir.

Çizelge 4.7. Çalışma alanından alınan simitsonit ve kireçtaşlarına ait C-O izotop analizi (smt: simitsonit, lmst: kireçtaşı).

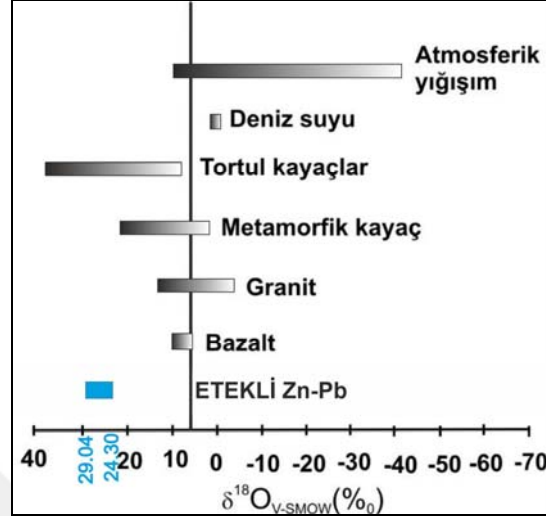
Örnek Adı	$^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$^{18}\text{O}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$
275-B smt	-2.26	-1.76	29.0456
248-B smt	-4.21	-2.7	28.0766
EP-7 lmst	1.69	-6.36	24.3037

Karbon izotop değerleri $\text{‰ } -4.21$ - 1.69 PDB arasında değişmektedir (Çizelge 4.7). Değerler grafiğe konulduğunda $\delta^{13}\text{C}$ değerleri denizel karbonat, karasal karbonat ve yeraltı suyu aralığına düşmektedir (Şekil4.35). Örneklerde karbonatlı cevherlerdeki düşük karbonat değerleri meteorik kökeni desteklemektedir. Cevherleşmenin geç evrede oluştuğunu ortaya koymaktadır (Clark ve Fritz, 1997; Choi ve ark., 2003).

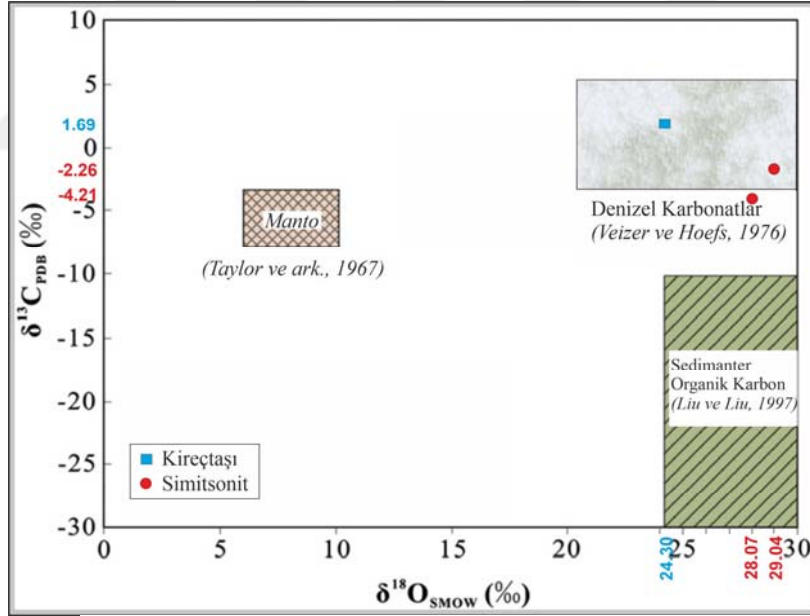
Güncel deniz suyunun oksijen bileşimi ‰ 0±1'dir. Magmatik (hidrotermal) sularda ^{18}O değeri ‰5.5-10.1, metamorfik sularda ^{18}O değeri ‰ 5-25 arasında değişmektedir. Deniz suyunu kireçtaşı çökelirken ağır izotopları bünyesine alarak onlarla birlikte çökeldiği için yüksek değerlere sahiptir. Bu değerler ‰ 25 ile 34 arasında değişmektedir (Taylor, 1974). Bölgeye ait analiz yapılan kayaçların oksijen izotop değerleri ‰ 24.30-29.04 SMOW arasında değişmektedir. Bu değerlere göre cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin kaynağının ilgili şekilde kireçtaşı alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.36). Kireçtaşı ve simitsonit örneklerinin $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDM}}$ karşılık $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ diyagramında denizel kireçtaşı alanına düştüğü görülmüştür (Şekil 4.37).



Şekil 4.35. Farklı jeolojik kaynakların ^{13}C oranlarının Etekli cevherleşmesi ile karşılaştırılması ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ oranları, Hoefs (1997)'den alınmıştır).



Şekil 4.36. Oksijen izotop kaynakları (Taylor, 1974) ve Etekli bölgesi oksijen izotop değerleriyle karşılaştırılması.



Şekil 4.37. Çalışma alanındaki kireçtaşı ve simitsonit örneklerinin $\delta^{13}C_{PDB}$ karşılık $\delta^{18}O_{SMOW}$ diyagramında gösterilmesi (Zhou ve ark., 2014).

4.4.4. Radyojenik İzotop Çalışmaları

4.4.4.1. Kurşun İzotop Çalışmaları

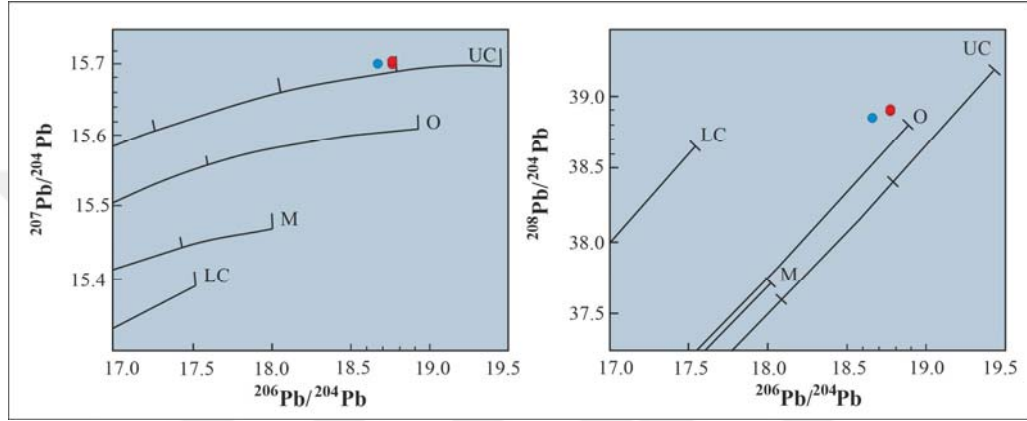
Pb izotop bileşimleri, Pb metalinin kökeni ve varsa önerilen yataklanmalarla olan benzerliği ya da farklılığını ortaya koymak ve maden yataklarının çalışılması sırasında en önemli sorunlarından birisi olan cevherleşmeyi oluşturan minerallerin metal bileşimlerinin neden kaynaklandığının ortaya koymak amacıyla analiz edilmiştir.

Çalışma sahasında, yüzeydeki fay yüzeyinde damar şeklinde gelişmiş galenit minerali (Ba1), ana fay derinlik devamında sondajlarda kesilen galenit minerali (Ep-8) ve ana fay kireçtaşı (F-1) örnekleri kurşun izotop değerleri için analize gönderilmiştir. Analiz sonuçlarına göre $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 18.757-18.758 aralığında, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 15.708-15.710 aralığında ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 38.909-38.915 aralığında değişim göstermektedir. Kireçtaşı örneğinin analiz sonuçlarına ise $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranı 18.689, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranı 15.705 ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranı 38.842'dir (Çizelge 4.8). Galenit örnekleri ve kireçtaşı örneğindeki farklı izotop oranları cevherleşme ve yan kayaçtaki kurşunun farklı kökenlere sahip olduğunu göstermektedir.

Çizelge 4.8. Etekli bölgesindeki galenit örneklerinin Pb izotop sonuçları (gln: galenit, lmst: kireçtaşı)

Örnek Adı	Bulunduğu Ortam	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
B.a1 (gln)	Yüzey (1043)	18.7576	15.7089	38.9092
EP-8 (gln)	Sondaj (773m)	18.7584	15.7100	38.9150
F-1(lmst)	Fay-Yüzey (1030m)	18.6898	15.7056	38.8452

Bölgede analiz edilen Pb izotop verileri Zartman ve Doe (1981) tarafından geliştirilen plumbotektonik modele göre değerlendirildiğinde (Şekil 4.38), homojen bir izotopik bileşim dağılımı göstermektedir. Modele göre değerler kurşunun orojenik ve üst kabuk kökenli olduğuna işaret etmektedir (Şekil 4.38).



Şekil 4.38. Pb izotop değerlerinin Zartman ve Doe (1981) tarafından geliştirilen plumbotektonik modelini gösterir grafikler (UC: Üst Kabuk, O: Orojenik, M: Manto, LC: Alt Kabuk).



5. TARTIŞMA

Yapılan incelemeler neticesinde etekli cevherleşmesi, Çamlık formasyonu içerisinde, K-G/KD-GB doğrultulu KB'a eğimli yaklaşık 1100m uzunluğundaki fay hattı boyunca gelişmiştir. Cevherleşme fayların tekrar hareketlenmesi ve ana fayı kesen D-B fayların etkisiyle parçalanmış, taşınmış, breşik görünüm kazanmıştır. Cevher geometrisi yüzeye yakın yerlerde, ana fay yüzeylerinde ve fay dolgusu içerisinde genellikle damar ve dolgu şeklindedir. Daha derinlerde ise büyük kırık hatlarına bağlı olarak karst dolgusu şeklinde, karstik ceplerde stok veya büyük mercekler şeklinde gelişmiştir. Cevherli bölgelerde ve bu bölgelere yakın lokasyonlarda yan kayaçta yoğun K-G/D-B yönlü demir oksit ve kalsit damarları gözlenmiştir. Yan kayaçta dolomitleşmeye rastlanmamıştır. Gözlenen başlıca mineraller; sfalerit, galenit, pirit, markazit ikincil olarak simitsonit, serüzit, hematit, limonit ve kalsit, barit gang minerali olarak bulunmaktadır.

5.1. Jeokimya Çalışmaları

Kireçtaşı örneklerinin ana oksit analiz sonuçlarına göre, cevherli fay zonundan alınan kireçtaşı örneklerinde yüksek SiO_2 değerleri (ort. %6.71) gözlenmiştir. Fay ile ilişkisi olmayan yan kayaç örneklerinde ise düşük SiO_2 değerleri (ort. %1.05) gözlenmiştir. (Çizelge 4.1). Cevherle ilişkili karbonatlı kayaçlardaki düşük silisleşme Mississippi Vadi Tipi Pb-Zn yataklarına uygundur (Leach ve ark., 2001). Cevherli bölgelerde ve cevherli bölgelere yakın örneklerin ana oksit analiz sonuçlarında gözlenen minerallerdeki artış cevherleşmenin faylanma sonrası hidrotermal akışkanlarla ilgisi olabileceğini göstermektedir. Bunu kanıtlayan diğer bir durum ise, yan kayaçta Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 ana oksitlerin düşük değerler göstermesidir.

Kireçtaşı örneklerinde Fe oldukça düşük değerlere (ort. %0.34) sahipken, koyu gri, siyahımsı renkli sfaleritlerdeki Fe (ort. %4.14) yüksek değerlere sahiptir

(Çizelge 4.1, 4.2). Fe minerali oluşum sıcaklığı ile doğru orantıya sahiptir. Fe zenginleşmeleri, erken evrede oluşan sfaleritlerin düşük sıcaklıklı hidrotermal sıvılardan oluştuğunu göstermektedir (Cook ve ark. 2012; Ye ve ark., 2016; Murakami ve Ishihara, 2013). Yüksek Fe değerleri MVT yataklara uygunluk göstermemektedir.

Sfalerit minerallerinde Cd değerleri ortalama 560 ppm'dir. Genel olarak sfaleritlere bağlı bir element olan Cd, oluşum sıcaklığı düştükçe artmaktadır (Brehler ve Wedepohl, 1969). Sfaleritteki yüksek Cd içeriği, düşük sıcaklıklı sıvılardan veya cevher taşıyan sıvılardan düşük indirgenmiş sülfür içeriğiyle oluştuğunu göstermektedir (Schwartz, 2000; Frenzel ve ark., 2015; Wen ve ark., 2016). Sfaleritlerdeki Cd değerleri MVT yataklar için verilen Cd değerlerine göre düşüktür (Çizelge 4.4).

Sfalerit içerisindeki Ge ve Ga oranları yatak tiplerine göre değişiklik göstermektedir (Çizelge 4.4). Yüksek Ga ve Ge değerleri MVT yataklarına uygunken düşük değerler yüksek sıcaklıkta oluşmuş hidrotermal ortatımlı yataklarla ilişkilidir (Leach ve ark., 2005, Frenzel ve ark., 2015). Çalışma alanındaki sfalerit örneklerinin analiz sonuçlarına göre Ga (ort. 1.6 ppm) ve Ge (ort. 1.9 ppm) değerleri CRD yataklarına yakın değerler göstermektedir.

Sfaleritler içerisindeki Ga/Ge oranları kullanılarak hesaplanan sfalerit jeotermometresinde Ga/Ge oranı logaritmik -0.31 ve 0.69 arasındadır. Değerler grafiğe yerleştirildiğinde sfaleritlerin homojenleşme sıcaklığı 185-222 °C arasında çıkmaktadır (Şekil 4.32). MVT yatakları homojenleşme sıcaklıkları 80°C ile 220°C arasında değişmekte iken çoğunlukla 100°C ile 150°C arasında değişmektedir (Roedder, 1984; Misra 2000). Ga/Ge oranları hesaplanarak bulunan homojenleşme sıcaklığı MVT tip yataklara yakınlık gösterse de düşük Cd, Ga ve Ge değerleri yataklanmanın MVT'den çok CRD tip olduğunu göstermektedir (Çizelge 5.1).

Çizelge 5.1. Sfaleritteki bazı element konsantrasyonlarının geometrik ortalaması (MVT: Mississippi Vadisi Tipi Yataklar, SHMS: Sedimanter ilişkili Masif Sülfür Yatakları, VHMS: Volkanojenik Masif Sülfür Yatakları, HTHR-CRD: Yüksek Sıcaklık Hidrotermal Ornatımlı Yataklar) (Frenzer ve ark., 2015)

	Cd (ppm)	Fe (wt. %)	Ga (ppm)	Ge (ppm)	In (ppm)
MVT	3,600 2,700 – 4,800	0.44 0.34 – 0.58	43 33 – 57	62 44 – 88	2 1 – 5
SHMS	2,400 1,700 – 3,400	3.0 1.3 – 7.0	11 5 – 22	8 3 – 26	9 2 – 32
VHMS	2,100 1,700 – 2,600	3.7 1.9 – 7.3	19 10 – 34	3 1 – 5	23 10 – 51
VEIN	3,200 2,800 – 3,600	2.3 1.8 – 2.9	15 11 – 19	6 4 – 9	15 10 – 22
HTHR	2,900 2,400 – 3,600	3.4 2.1 – 5.4	3 2 – 5	1.3 1.0 – 1.7	16 9 – 27

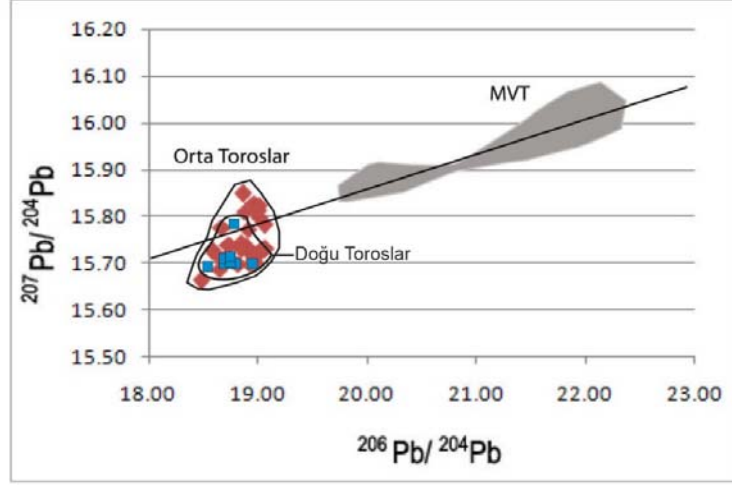
Kireçtaşı ve cevher örneklerinin nadir toprak elementleri değerleri bize kökenleri hakkında ipucu vermektedir. Kireçtaşlarının, ANTE değerlerine göre yüksek HNTE değerleri içermesi ve pozitif La anomalisi göstermeleri deniz suyu kaynaklı olması ile ilişkilendirilmiştir (Bellanca, 1997, Özyurt ve ark., 2020). Çalışma alanından alınan kireçtaşı örneklerinde La, kondrite göre normalize edilen grafikte, pozitif değerler göstermektedir. Bu verilere göre, kireçtaşlarının denizel kökenli olduğuna dair C-O izotop analizlerini destekler niteliktedir.

Etkili cevherleşmesi sfalerit ve galenit örnekleri düşük Σ NTE değerlerine (15.8 ppm), yüksek HNTE/ANTE oranlarına ve kondrite göre normalize edilmiş Eu değerlerine göre 1 ppm'den yüksek değerlere sahiptir (ort. 1.43 ppm). Hidrotermal çözelti-kaya reaksiyonu süreçlerinde indirgeyici ortamdaki katı ürünler yüksek normalize Eu (EuN) değerlerine (genellikle >1), düşük Σ NTE ve yüksek HNTE/ANTE değerlerine sahiptir. Buna karşılık oksitleyici (yükseltgen) koşullarda düşük EuN değerleri (genellikle <1), yüksek Σ NTE ve düşük HNTE/ANTE oranları gösterir (Chen ve Fu, 1991; Chen ve Zhao, 1997; Liu ve Ma, 1999, Zhou ve ark., 2011). Cevher minerallerinin analiz sonuçları, oluşumun

sülfid minerallerinin indirgeyici bir ortamda hidrotermal çözelti kaynaklı oluşması ile açıklanabilmektedir.

5.1.1. Radyojenik Pb İzotopu Çalışmaları

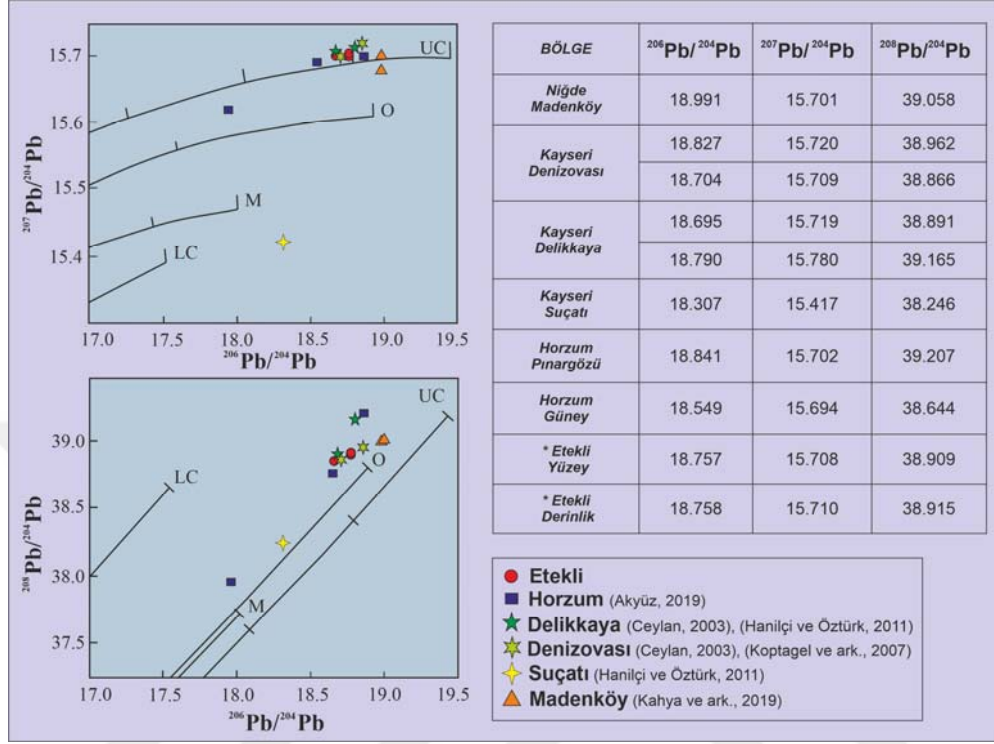
Kurşun izotop bileşimlerinin magma rezervuar bileşimine veya orojen rezervuar bileşimine yakın olması, kurşun metalinin direkt magmadan mı yoksa hidrotermal yolla yan kayaçlardan alınarak taşındığını ifade etmektedir. Magmatik kökenli ve sedimanter kökenli yatakların kurşun izotop verileri arasında belirgin bir farklılık vardır. Sedimanter havzalarda, değişik kaynaklardan tuzlu sular tarafından çözülerek alınan ve yine gözenek suları tarafından taşınarak havzaların özellikle kenar kısımlarında masif sülfid yataklar olarak ortaya çıkan sedimanter yataklarda kurşun izotop oranları radyojenik bileşenlerce daha zengindir. Bu durum MVT yataklarda oldukça belirgindir. Pb izotop değerleri MVT yataklar için $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (^{238}U kaynaklı ^{206}Pb 'nin ^{204}Pb 'e oranı) = 18.55-22.00, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (^{235}U kaynaklı ^{207}Pb 'nin ^{204}Pb 'e oranı) = 15.54-16.04, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (^{232}Th kaynaklı ^{208}Pb 'nin ^{204}Pb 'e oranı) = 37.84- 41.69) aralıktadır (Demirören, 2010). MVT yataklarındaki Pb izotop oranları oldukça geniş aralıklardadır (Şekil 5.1).



Şekil 5.1. Orta Toroslardaki ve Doğu Toroslardaki bazı CRD tip Pb-Zn yataklarının $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop değişim aralığı (Şekil 5.2) ile MVT yataklarının $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop değişim aralığının karşılaştırılması (Demirören, 2010'den düzeltme).

Etekli cevherleşmesinde galenitlere ait Pb izotop bileşenlerinde $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 18.757-18.758 aralığında, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 15.708-15.710 aralığında ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 38.909-38.915 aralığında değişim göstermektedir. Uranyum kaynaklı kurşun değişim aralığı MVT yataklara oranla çok daha dardır ve MVT tip yataklara benzerlik göstermemektedir. Zartman ve Doe tarafından geliştirilen ilgili grafikte Pb izotop oranları, Pb'un kökeninin orojenik ve üst kabuk kökenli olaylarla ilişkili olduğu görülmektedir.

Etekli cevherleşmesindeki Pb izotop sonuçlarını, Doğu Toroslardaki karbonatlı yan kayaçlı Zn-Pb yataklarının Pb izotop sonuçları ile karşılaştırıldığında bölgedeki karbonat ornatımlı yataklara benzerlik göstermektedir (Şekil 5.2).



Şekil 5.2. Pb izotop değerlerinin Zartman ve Doe (1981) tarafından geliştirilen plumbotektonik modelini gösterir grafikler ve Etekli cevherleşmesi Pb izotop sonuçlarının Doğu Toroslardaki benzer cevherleşmelerle karşılaştırılması.

6. SONUÇLAR

- a) İnceleme alanında, birbirleriyle stratigrafik ve tektonik ilişkili farklı yaş, ortam ve kayaçlarla temsil edilen allohton konumlu birimler bulunur. Bu birimler, Aladağ birliğine ait Jura-Kretase yaşlı Çamlık Formasyonu ve Geç Krease yaşlı Yavça Formasyonu ve Bozkır Birliği'ne ait Geç Senoniye yaşlı Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı ve Olistostromu'dur. Aladağ Birliğine ait Çamlık ve Yavça Formasyonu birbiriyle uyumlu geçişe sahipken, Bozkır Birliğine ait Kızılcadağ Ofiyolit Melanjı ve Olistostromu Yavça formasyonunu tektonik olarak üzerlemiştir.
- b) Yapılan incelemeler neticesinde etekli cevherleşmesi, Çamlık formasyonu içerisinde, K-G/KD-GB doğrultulu KB'a eğimli yaklaşık 1100m uzunluğundaki fay hattı boyunca gelişmiştir. Cevherleşme fayların tekrar hareketlenmesi ve ana fayı kesen D-B fayların etkisiyle parçalanmış, taşınmış, breşik görünüm kazanmıştır. Cevher geometrisi ana fay yüzeylerinde ve fay dolgusu içerisinde genellikle damar-dolgu şeklindedir. Daha derinlerde ise büyük kırık hatlarına bağlı olarak karst dolgusu şeklinde, karstik ceplerde stok veya büyük merccekler şeklinde gelişmiştir.
- c) Gözlenen başlıca mineraller; sfalerit, galenit, pirit, markazit ikincil olarak simitsonit, serüzit, hematit, limonit ve kalsit, barit gang minerali olarak bulunmaktadır.
- d) Çalışma alanında farklı lokasyonlardan ve derinliklerden, cevherli fay civarından alınan yan kayaç numunelerinin ana element sonuçlarına göre ve yapılan arazi çalışmalarına göre dolomitleşmeye rastlanmamıştır.
- e) Ana element sonuçlarına göre, yan kayaçta düşük SiO₂ değerlerine rastlanırken, cevhere yakın ve cevherli kireçtaşı örneklerinde yüksek SiO₂ değerlerine rastlanmıştır.

- f) Yan kayaçta düşük Fe değerlerine rastlanırken cevher (sfalerit) örneklerinde yüksek değerlere rastlanmıştır. Fe sfaleritlerde oluşum sıcaklığıyla doğru orantılı bulunan bir mineraldir. MVT yatakları düşük sıcaklıklarda oluşmaktadır.
- g) Sfalerit mineralindeki Cd, oluşum sıcaklığı düştükçe artmaktadır. Sfaleritlerdeki Cd ortalama 560 ppm'dir. Bu, sfaleritlerin yüksek sıcaklıklarda oluştuğunu göstermektedir. MVT yataklara uyumlu bir özellik değildir.
- h) Sfaleritteki yüksek Ga ve Ge değerleri MVT yataklara uygunken, düşük değerler yüksek sıcaklıkta oluşmuş hidrotermal ornatımlı yataklar ile ilişkilidir. Sfaleritlerdeki Ga ve Ge değerleri düşük değerler vermektedir, CRD yataklara uygundur.
- i) Ga/Ge oranları kullanılarak hesaplanan sfalerit jeotermometresinde Ga/Ge oranı ilgili grafiğe yerleştirildiğinde sfaleritlerin homojenleşme sıcaklığı 185-222°C arasında çıkmıştır. Bu sıcaklık MVT yatakların oluşum sıcaklığına göre nispeten yüksektir.
- j) Etekli cevherleşmesi'nde sfalerit ve galenit örnekleri düşük Σ NTE değerlerine (15.8 ppm), yüksek HNTE/ANTE oranlarına ve kondirite göre normalize Eu değerine göre 1 ppm'den yüksek değerlere (ort. 1.43 ppm) sahiptir. Bu sonuçlar, sülfür minerallerinin hidrotermal çözelti yoluyla oluştuğunu göstermektedir.
- k) ^{34}S izotopu sonuçlarına göre sfaleritler için gelen negatif değerler S kaynağının biyogenik kaynaklarla ilişkili olabileceğini göstermektedir. Galenit sonucunun 0'a yakın değer göstermesi, kükürdün magmatik kökenli olabileceğine işaret etmektedir. Kükürt analiz sonuçlarına göre kükürtün kaynağı ile ilgili kesin bir sonuç çıkarmak uygun değildir.

- l) ^{13}C izotop sonuçlarına göre, değerler denizel karbonat aralığına düşmektedir. Simitsonit örneklerindeki düşük değerler meteorik kökeni işaret etmektedir. Cevherleşmenin geç evrede oluşmuş olabileceğini ortaya koymaktadır. ^{18}O izotop sonuçlara göre cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin kaynağı kireçtaşı alanına düşmektedir. $^{13}\text{C}_{\text{PDB}} / ^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ diyagramında örnekler denizel kireçtaşı aralığına düşmektedir. Bu sonuç kireçtaşı örneklerinin NTE analiz sonuçlarıyla da desteklenmektedir.
- m) Pb izotop sonuçlarına göre, galenit örneklerinin Pb izotop değerleri; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ için 18.689-18.758 aralığında, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ için 15.705-15.710 aralığında ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ için 38.845-38.915 aralığında değişim göstermektedir. Bu oranlar MVT yataklar için verilen değerlere göre daha dar aralıktadır.
- n) Pb izotop verileri Zartman ve Doe (1981) tarafından geliştirilen modele göre değerlendirildiğinde kurşunun orojenik ve üst kabuk kökenli olduğuna işaret etmektedir.
- o) Etekli bölgesindeki Pb izotop sonuçlarını, Doğu Toroslardaki karbonatlı yan kayaçlı Zn-Pb yataklarının Pb izotop sonuçları ile karşılaştırıldığında bölgedeki Karbonat Ornatımlı yataklarla benzerlik göstermektedir.
- p) Bölgedeki cevherleşme ile ilgili yapılan incelemeler ve analiz sonuçları göz önüne alındığında Etekli cevherleşmesinin epijenetik hidrotermal özellikler taşıdığını ancak belirgin bir magma ilişkisi bulunmadığı için Bolcardağ ve Horzum bölgelerindeki Zn-Pb yataklarına benzer bir yorum olan gömülü asit bileşimli bir magmatizma ile bağlantılı olup, hidrotermal-epijenetik birincil sülfür mineralleri ve daha sonra karasal ayrışım ve karstlaşma sonunda ikincil karbonat ve oksit tipi yatakların oluşan boşluklarda yerleştiği söylenebilir.



KAYNAKLAR

- Akay, E., ve Uysal, Ş., 1988. Orta Toroslar'ın Post-Eosen Tektoniği. MTA Dergisi, 108, 57-68.
- Akçay, M., 2002. Jeokimya Temel Kavramlar ve Uygulamaya Aktarımları, KTÜ yayınları, 204, 506 s.
- Akyıldız, M., 1999. Pozantı'nın (Adana) Doğu (Akdağ) ve Kuzeydoğusunda (Karıncadağ) Yüzeyleyen Kurşun-Çinko Yatakları, Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi, 189s.
- Akyüz, F., 2019. Horzum-Kozan (Adana) Bölgesindeki Karbonat Kayaçalarda Oluşan Pb-Zn Cevherleşmelerinin Kökeni, Yüksek Lisans tezi, Çukurova Üniversitesi, 128s.
- Alan, İ., Şahin, Ş., Bakırhan, B., Keskin, H., Altun, İ., Kop, A., Böke, N., ve Çelik, Ö.F., 2005, Aladağlar bölgesinde yüzeyleyen Bozkır Birliği istiflerinin tektonostratigrafik özellikleri. 58. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 273-274.
- Alan, İ., Şahin, S., Keskin, İ., Bakırhan, B., Balcı, V., Böke, N., Saçlı, L., Pehlivan, Ş., Kop, A., Hanılçı, N. ve Çelik, Ö.F., 2007. Orta Torosların Jeodinamik Evrimi Ereğli (Konya)-Ulukışla (Niğde)-Karsantı (Adana)-Namrun (İçel) Yöresi (Rapor No. 11006). Ankara: M.T.A
- Alan, İ., Şahin, Ş., Kop, A., Bakırhan, B., ve Böke, N. 2004. Beledik İstifi'nin jeolojik özellikleri ve Toroslarda tanımlanan birlikler içerisindeki konumu, 57. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 8(12), 269.
- Alan, İ., Şahin, Ş., Kop, A., Bakırhan, B., ve Böke, N. 2011. Beledik Tektonik Penceresi Ve Civarının Tektono-Stratigrafik Özellikleri. Maden Tetkik Ve Arama Dergisi, 143(143), 13-35.
- Allen, C., 2012. Horzum Kurşun-Çinko Bölgesi Cevherleşmesinin oluşumuna ait Rapor, (yayınlanmamış).

- Anderson, G. M., 1983. Some geochemical aspects of sulfide precipitation. International Conference on MVT lead-zinc deposits, 61-76.
- Anderson, G. M., ve Macqueen, R. W., 1982. Ore deposit models-6. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. Geoscience Canada, 108-117.
- Ayhan, A. ve Erbayar, M., 1985. Batı Zamanı (Aladağlar-Yahyalı) karbonatlı Pb-Zn yataklarının jeokimyasal prospeksiyonu. MTA Dergisi, 105, 75-84.
- Ayhan, A., 1983. Aladağ (Yahyalı-Çamardı) yöresi karbonatlı çinko-kurşun yatakları, TJK bülteni. 26, 107-116.
- Bedi, Y., Yusufoglu, H., Özkan, M.K., Beyazpirinç, M., Usta, D., Baran, C., 2009. Doğu Toroslar'ın Jeodinamik Evrimi (Afşin-Elbistan-Göksun-Sarız Dolay), MTA Derleme Rapor No. 11150, 388s., (yayınlanmamış).
- Bedi, Y., Yusufoglu, H., Usta, D. ve Okuyucu, C., 2012. The Presence of the Aladağ and Yahyalı Nappes in the Eastern Taurides (Afşin-Malatya) and their Tectonostratigraphic Characteristics. Paleozoic of Northern Gondwana and Its Petroleum Potential A Field Workshop, s. 24-27, Kayseri.
- Bellanca, A., Masetti, D., ve Neri, R. 1997. Rare earth elements in limestone/marlstone couplets from the Albian-Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): assessing REE sensitivity to environmental changes. Chemical geology, 141(3-4), 141-152.
- Blumenthal, M. M., 1952. Das taurische Hochgebirge des Aladağ, neuere Forschungen zu seiner Geographie, Stratigraphie und Tektonik: Maden Tetkik ve Arama Enst. Ankara: seri D, 136 s.
- Blumenthal, M. M., 1956. Yüksek Bolcardağ'ın kuzey kenar bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi. MTA yayını, Seri D, No: 7, 153 s., Ankara.
- Bölükbaşı, A. S., 1987. Elmalı (Antalya)-Acıgöl-Burdur gölü (Burdur)-Korkuteli (Antalya) arasında kalan Elmalı naplarının jeolojisi. TPAO Rap. No. 2415, Ankara., (yayınlanmamış).

- Bradley, D. C., ve Leach, D. L., 2003. Tectonic controls of Mississippi Valley-type lead–zinc mineralization in orogenic forelands. *Mineralium deposita*, 38(6), 652-667.
- Brehler, B., ve Wedepohl, K. H., 1969. Zinc, handbook of geochemistry, II/3 (B–O).
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., de Graciansky, P.Ch., Gutnic, M., Juteau, Th., Martoux, J., Monod, O. ve Poisson, A., 1971. Outline of the geology of the Western Taurids, In *Geology and History of Turkey*, Cambhell (ed.), Guidebook for the 13th field-session of PESL, Libya, Tripoli, 225-255.
- Callahan, W. H., 1967. Some spatial and temporal aspects of the localization of Mississippi Valley-Appalachian type ore deposits. *Economic Geology*, 14-19.
- Çevrim, M., Echle, W., and Friedrich, G., 1986. Paleokarst related Zn-Pb mineralization of Aladağ Mountains, *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 29, 27-41.
- Ceyhan, N., 2003. Lead isotope geochemistry of Pb-Zn deposits from eastern Taurides, Turkey (Master's thesis, Middle East Technical University), 105s.
- Chen, Y., ve Fu S., 1991. Variations in REE patterns of Early Precambrian sediments: Kexue Tongbao (Bulletin of Science), v. 36. I00-1104, 1.
- Chen, Y., ve Zhau, Y., 1997. Geochemical characteristics and evolution of REE in the early Precambrian sediments: Evidence from the southern margin of the North China craton. *Episodes Journal of International Geoscience*, 20(2), 109-116.
- Choi, S. G., Kim, S. T., ve Lee, J. G., 2003. Stable isotope systematics of Ulsan FeW skarn deposit, Korea. *Journal of Geochemical Exploration*, 78, 601-606.

- Çiftçi, E., Yavuz, B., Ataç, A., 2006. Orta Toroslar Pb-Zn damar yataklarının kükürt izotop karakteristikleri. Tübitak Rapor No: ÇAYDAG-102Y130.
- Clark, I. D., ve Fritz, P. 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology, CRC Press, New York, 328s.
- Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Brugger, J., Etschmann, B., Howard, D.L., etc. 2012. Determination of the oxidation state of Cu in substituted Cu In-Fe bearing sphalerite via μ -XANES spectroscopy. American Mineralogist, 97, 476-479.
- Demir, N., 1998. Niğde, Çamardı-Tekneli yöresindeki çinko-kurşun maden yataklarının bölgesel jeolojik evrimi ile ilişkileri, Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi, 156 s., (yayınlanmamış).
- Demir, N., ve Bingöl, E., 2000. Aladağlar bölgesi oksit-karbonat tip Zn-Pb yataklarının yapısal jeoloji ile ilişkileri, Cumhuriyetin 75 yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi, Maden Tetkik ve Arama, 573-589.
- Demirören, S.S., 2010. Bolkardağ-Aladağlar Pb-Zn cevherleşmelerinin kurşun izotop Nitelikleri, Yüksek Lisans Tezi, Niğde Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, 105 s.
- Dinelli, E., Lucchini, F., Mordenti, A., ve Paganelli, L., 1999. Geochemistry of Oligocene-Miocene sandstones of the northern Apennines (Italy) and evolution of chemical features in relation to provenance changes. Sedimentary Geology, 127(3-4), 193-207.
- Esirtgen, T., ve Işık, V. 2021. Geological characteristics of the boundary between Bolkardagi-Bozkir Units and the Ulukisla Basin and the structural evolution of the region, Central Taurides, Bulletin Of The Mineral Research And Exploration, 165.
- Evans, A.M., 2009. Ore geology and industrial minerals: an introduction. Blackwell Science, 3 rd Ed., 390p.

- Faure, G., 1986. Isotope systematics in two-component mixtures. Principles of isotope geology, 141-153.
- Field, C.W., Fifarek, R.H., 1985. Light isotope systematics in the Epithermal Environment, in Berger, B.R., Bekke, P.M., Eds., Geology and geochemistry of geothermal systems, reviews in Econ. Geology, 2, 99-128.
- Frenzel, M., Hirsch, T., ve Gutzmer, J. 2015. Concentration of Ga, Ge, In and Fe in sphalerite as a function of deposit type—A meta-analysis. BDL, 1, 105.
- Goodfellow, W. D., 1993. Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (SEDEX) zinc-lead-silver sulfide deposits. Geological Association of Canada, 201-252.
- Graciansky, P., CH., de, 1972. Reserches géologiques dans le Taurus Lycien occidental. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Paris-Sud Orsay no. 896, 762 pp, Paris.
- Hanilçi, N., 2003. Orta ve Doğu Toroslarda karbonatlar İçindeki Zn-Pb Yataklarının Oluşumu. İÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 166.,(yayınlanmamış).
- Hanilçi, N., Öztürk, H., ve Kasapçı, C., 2019. Carbonate-Hosted Pb-Zn Deposits of Turkey. In Mineral Resources of Turkey (pp. 497-533). Springer.
- Hanilçi, N., ve Öztürk, H., 2005. Aladağlar – Zamanlı (Doğu – Toroslar) bölgesinde Missisipi Vadisi Tipi Zn-Pb yatakları: Ayraklı ve Denizovası Zn-Pb yatakları, İstanbul Üniversitesi Mühendisliği, Yerbilimleri Dergisi, 18,2, 23-43.
- Hanilçi, N., ve Öztürk, H., 2011. Geochemical-isotopic evolution of Pb-Zn deposits in the Central and Eastern Taurides, Turkey, International Geology Review, 53, 13, 1478- 1507.

- Harmon, R. S., Hoefs, J., ve Wedepohl, K. H., 1987. Stable isotope (O, H, S) relationships in Tertiary basalts and their mantle xenoliths from the Northern Hessian Depression, W.-Germany. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(3), 350-369.
- Hoefs, J., 1997. *Stable isotope geochemistry* (Vol. 201). Berlin: Springer.
- Humphris, S. E., 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. In *Developments in Geochemistry* (Vol. 2, pp. 317-342). Elsevier.
- İlker, S., 1975. Adana Baseni Kuzey Batısının Jeolojisi ve Petrol olanakları: TPAO arama, Arşiv 973, 63s.
- Jawadi, A., 2021. Tekneli (Niğde) ve Deliklikaya (Kayseri) Pb-Zn yataklarındaki alterasyonların mineralojik, jeokimyasal özellikleri ve kökeni (Master's thesis, ESOGÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü), 88s.
- Kahya, A., Kuşcu, E., Cengiz, O., ve Yıldız, M., 2019. S and Pb Isotope Geochemistry of the carbonate-hosted Au-Ag-Zn±Pb deposits in the Maden Village (Ulukışla-Niğde), Central Taurides, South Turkey. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen (Journal of Mineralogy and Geochemistry)*, 196, 67-88.
- Kajiwarra, Y., 1971. Sulfur isotope study of the Kuroko-ores of the Shakanai No. 1 deposits, Akita Prefecture, Japan. *Geochemical Journal*, 4(4), 157-181.
- Konak, N., Hepşen, N., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Çakmakoglu, A., Göktüş, F., Sarıkaya, H., Armağan, F., Çatal, E. ve Serdaroğlu, M., 1987. Menderes Masifinin G-GD'sundaki Mesozoyik istiflerinin karşılaştırmalı stratigrafisi ve konumları: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri 5, Ankara.
- Kop, A., 2003. Gökçeköy-Kışlak-Menkez-Akdam (Aladağ, Adana) Dolayının Tektono-Stratigrafisi ve Yapısal Evrimi, Çukurova Üni. Fen Bilimleri Enst. Jeoloji Müh. Anabilim Dalı, Doktora Tezi., 311s., (yayınlanmamış).

- Koptagel, O., Efe, A., Ceyhan, F., Erik, D., 2001. Denizovası- Havdan Yöresi (Yahyalı Doğusu Kayseri) Pb-Zn Cevherleşmelerinin Genel Özellikleri; Köken ile ilgili bir yaklaşım, Türkiye Jeoloji Bülteni, 44,3, 15-35.
- Koptagel, O., Ulusoy, U., Fallick, A.E., 2007. Sulfur and Lead isotope investigations of the carbonate-hosted Pb-Zn deposits in the Yahyalı region, Kayseri, Southern Turkey, 20, 57-76.
- Kuşcu, M., ve Cengiz, O., 2001. Karbonatlı Kayaçlara Bağlı Orta Toroalar Zn-Pb Cevherleşmelerinin Kükürt izotopları incelemesi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 44,3, 59-73.
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., 2005. Sediment hosted lead-zinc deposits, A global perspective, Economic Geology. 100, 561-607.
- Leach, D.L., Taylor, R.D., Fey, D.L., Diehl, S.F. 2010a., A deposit model for Mississippi Valley-type lead-zinc ores, chapter A of Mineral deposits for resource assessment, Petrologica Sinica, 32(11), 3377-3393.
- Leach, D.L., ve Sangster, D.F., 1993. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits, Geol. Assos. Canada Spec. Paper 40, 289-214.
- Liu, B., ve Ma, Q. B., 1999. The geological characteristics of Jiushisangou gold deposit. Geology and Resources, 8(3), 136-146.
- Misra, K., 2000. Understanding Mineral Deposits, Kluwer Academic Publisher, Netherlands, 844s.
- Möller, P., 1985. Development and application of the Ga/Ge geothermometer for sphalerite from sediment-hosted deposits. Monograph Series on Mineral Deposits, 25, 15-30.
- Monod, O., 1977. Recherches Geologique Mineralogique et Geochimie des Bauxites de la Region d'Akseki Seydişehir (Taurus Occidental-Turquie), These niv. Pire et Marie Curie, Paris.

- Murakami, H., ve Ishihara, S., 2013. Trace elements of Indium-bearing sphalerite from tin-polymetallic deposits in Bolivia, China and Japan: A femto-second LA-ICPMS study. *Ore Geology Reviews*, 53, 223-243.
- Ohle, E. L., 1959. Some considerations in determining the origin of ore deposits of the Mississippi Valley type, *Economic Geology*, 54(5), 769-789.
- Ohle, E. L., 1990. A comparison of the Old Land Belt in Southeast Missouri, *Economic Geology*.
- Ohmoto, H., 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67(5), 551-578.
- Ohmoto, H., Rye, R. O., ve Barnes, H. L., 1979. Isotopes of sulphur and carbon, *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Wiley, 798, New York, 506-567.
- Okay, A. I., ve Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 475-515.
- Özbek, A.C., 2014. Orta ve Doğu Toroslarda bulunan karbonat yankayaçlı pb zn cevher oluşumlarının alterasyon mineralojisi ve duraylı izotop nitelikleri. Yüksek Lisans tezi, İTÜ, 125s.
- Özgül, N., 1971. Orta Torosların kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi. *TJK Bulteni.*, 14, 75-87.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri, *TJK Bülteni*, 19/1, 65-78.
- Özgül, N., 1983. Alanya bölgesinin jeolojisi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, (yayınlanmamış).
- Özgül, N., 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. *Geology of the Taurus belt, proceedings*, , MTA, 77-90.
- Özgül, N., 1997. Bozkır-Hadım-Taskent (orta toroslar'ın kuzey kesimi) dolayında yer alan tektono-stratigrafik birliklerin stratigrafisi, *Maden Tektik ve Arama Dergisi*, 119, 113-174.

- Özgül, N., 2009. Orta Toroslar'ın Tektono-stratigrafi Birliklerinin Toros-Anadolu Platformunun Geç Kretase–Erken Tersiyer Evrimi Açısından Yorumu. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı. 956.
- Özyurt, M., Kırmacı, M. Z., Al-Aasm, I., Hollis, C., Taslı, K., ve Kandemir, R. 2020. REE characteristics of lower cretaceous limestone succession in gümüşhane, NE Turkey: implications for ocean paleoredox conditions and diagenetic alteration. *Minerals*, 10(8), 683.
- Poisson, A., 1977. Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie): These d'Etat Univ.Paris-Sud (Orsay). 795 s., (yayınlanmamış).
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in mineralogy* 12, Mineral Soc. Am. 12, 644.
- Rye, R., O., ve Ohmoto, H., 1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review. *Economic Geology*, 69(6), 826-842.
- Sakai, H., 1968. Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes, *Geochemical Journal*, 2(1), 29-49.
- Sangster, D. F., 1976. Sulphur and lead isotopes in strata-bound deposits, ch. 8. In *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits; section 1, principles and general studies*, Elsevier, 219-266.
- Sangster, D. F., 1983. Mississippi Valley type deposits: a geological melange, In *International Conference on Mississippi Valley-type lead-zinc deposits*, 7-19.
- Schwartz, M.O., 2000. Cadmium in zinc deposits: Economic geology of a polluting element. *Int.Geol. Rev.* 42, 445-469
- Şenel. M., Bedi, Y., Metin. Y., Dalkılıç, H., Keskin, H., Kuru, K., Alan, İ., Balcı, V., Vergili, Ö., Usta, D., Usta, M., Tok, T., Şahin, Ş., Özkan, M.K., Taptık, M.A., Kop, A., 2002. Doğu Toroslar'ın batı kesiminin stratigrafik ve yapısal özellikleri, komşu bölgelerle korelasyonu. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 11-15 Mart, Bildiri özleri, Ankara. s. 249.

- Singh, P., ve Rajamani, V., 2001. REE geochemistry of recent clastic sediments from the Kaveri floodplains, southern India: implication to source area weathering and sedimentary processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(18), 3093-3108.
- Snyder, F.G., 1968. Geology and mineral deposits, midcontinent United States. In *Ore Deposits of the United States, 1933-1967 Graton-Sales Volume*. 257-286.
- Sun, S. S., ve McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Tarhan, N., 1985. Doğu Toroslar'da Neo-Tetis'in Kapanımına İlişkin Granitoid Magmaların Evrimi ve Kökeni, MTA, 107, 95-110.
- Taylor, H. P., 1974. The Application of Oxygen and Hydrogen Isotope Studies to Problems of Hydrothermal Alteration and Ore Deposition, *Economic Geology* (1974) 69 (6): 843-883.
- Taylor, S. R., ve McLennan, S. M., 1985. The continental crust: its composition and evolution.
- Tekeli, O., 1980. Toroslarda Aladağların Yapısal Evrimi, *TJK Bülteni*, 11-14
- Temur, S., 1997. Metalik Maden Yatakları, Konya, 286s.
- Thode, H. G., ve Monster, J., 1970. Sulfur isotope abundances and genetic relations of oil accumulations in Middle East basin. *AApg Bulletin*, 54(4), 627-637.
- Ünlügenç, U. C., Demirkol, C., 1988. Kızıldağ Yayla (Adana) dolayının stratigrafisi, *Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği*, 32(33), 17-25.
- Usta, D., Usta, M., Balcı, V., Kop, A., 2013. Doğu Toroslar'ın Jeolojisi ve Metalojenezi (Kozan/Feke/Adana) MTA Raporu, 11635, Ankara, 272s.
- Veizer, J., ve Hoefs, J., 1976. The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40(11), 1387-1395.

- Wen, H., Zhu, C., Zhang, Y., Cloquet, C., Fan, H., 2016. Zn/Cd ratios and cadmium isotope evidence for the classification of lead-zinc deposits. *Scientific Reports*, 6, 25273.
- Wen, H., Zhu, C., Zhang, Y., Cloquet, C., Fan, H., Fu, S., 2016. Zn/Cd ratios and cadmium isotope evidence for the classification of lead-zinc deposits. *Scientific Reports*, 6, 1-8.
- White, W.M., 2005. *Geochemistry*, Cornell University Press, 700s.
- Yalçın, M. G., ve Altuncu, S. 2000. Meydan Yaylası (Niğde) civarı karbonatlı çinko-kurşun yataklarının mineralojisi ve jeokimyasal özellikleri. *Geosound Yerbilimleri Dergisi*, 37, 73-86.
- Yalçın, M.G., ve Altuncu, S., 2004. İspiretepe (Niğde), civarı karbonatlı çinko-kurşun yataklarının jeolojik ve mineralojik özellikleri, 10,1, 57- 65.
- Ye, L., Li, Z.L., Hu, Y.S., Huang, Z.L., Zhou, Z.J., 2016. Trace element in sulfide from Tianbaoshan Pb-Zn deposit, Sichuan province, China: a LA-ICPMS study. *Acta Petrologica Sinica*, 32(11), 3377-3393.
- Young, L., E., 1995. Empirical applications of common lead-isotope ratios to exploration. *SEG Discovery*, 22, 1-12.
- Zartman, R.E., ve Doe, B.R., 1981. Plumbotectonics-The model, *Tectonophysics*, 75, 135-162.
- Zhou, J. X., Huang, Z. L., Lv, Z. C., Zhu, X. K., Gao, J. G., ve Mirnejad, H. 2014. Geology, isotope geochemistry and ore genesis of the Shanshulin carbonate-hosted Pb–Zn deposit, southwest China. *Ore Geology Reviews*, 63, 209-225.
- Zhou, J., Zhilong, H., Guofu, Z., Xiaobiao, L., Wei, D., ve Guangping, B., 2011. Trace Elements and Rare Earth Elements of Sulfide Minerals in the Tianqiao Pb-Zn Ore Deposit, Guizhou Province, China. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 85(1), 189-199.



ÖZGEÇMİŞ

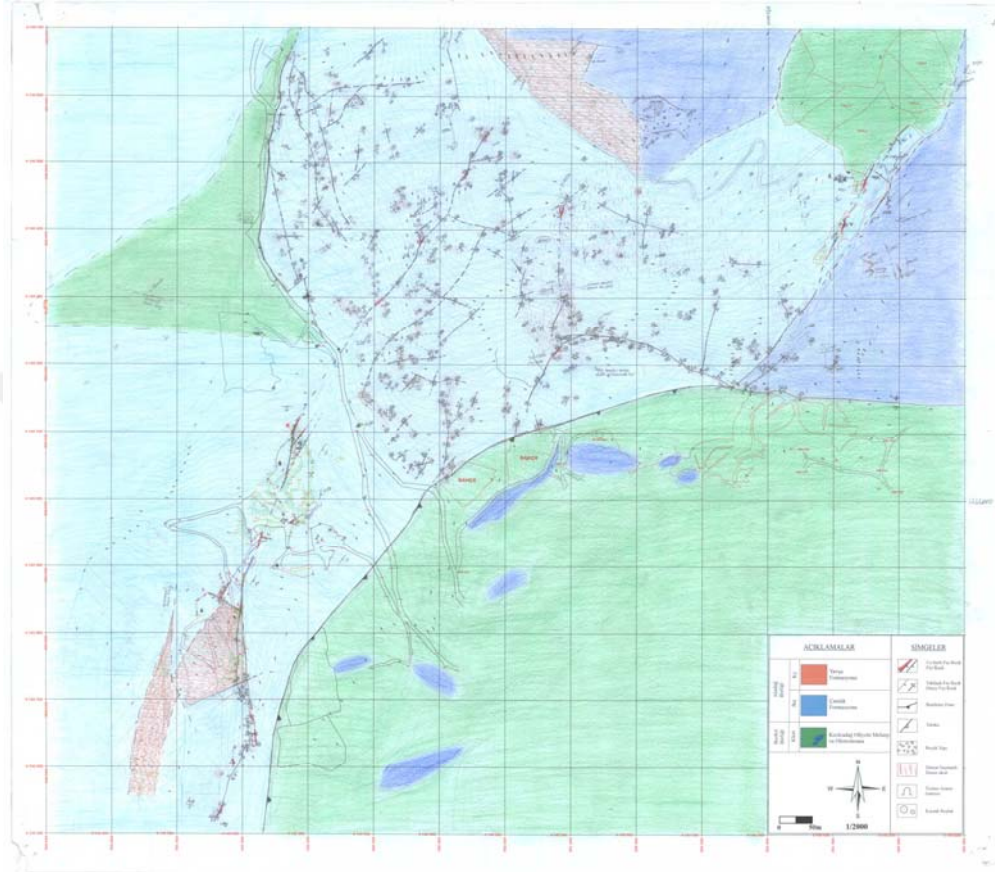
Mehmet Baydan, Ortaöğretim ve lise eğitimini Adana’da tamamladıktan sonra Balıkesir Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümünü 2011-2015 yılları arasında onur derecesi ile bitirdi. Aynı yıl içerisinde Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Mineraloji ve Petrografi alanında yüksek lisans eğitimine başladı. 1 yıl Tübitak Projesinde görev aldı (Proje no:113Y412). Proje kapsamında laboratuvar ve arazi çalışmalarına katıldı. 2017-2018 yılları arasında Çanakkale’de (Yenice-Kalkım) Cvk Madencilik şirketinde yeraltı kurşun çinko madeninde Maden Jeoloğu olarak çalışma hayatına başladı. 1 yıl çalıştıktan sonra 2018 yılında Adana (Kozan-Horzum) Akmetal Madencilik şirketinde yeraltı kurşun çinko madeninde çalışmaya başladı. 4.5 yıldır Akmetal Madencilik şirketinde kurşun çinko maden sahalarında (Horzum, Pınargözü, Etekli) ve krom (Aladağ) sahasında yeraltı/yerüstü sondaj planlama ve takibi, loglama, jeolojik harita yapımı, yeraltı üretim-arama ayna takibi ve micromine programı ile modelleme ve rezerv-tenör tespiti görevlerini üstlendi. Mineraloji ve Petrografi alanıyla ilgili tez konusunu değiştirerek Maden Yatakları alanında Karbonatlı Kayaçlarla ilişkili Zn-Pb yatakları konusunda yüksek lisans tez çalışmasını tamamladı.



EKLER



Ek-1. 2018 Jeoloji Haritası



Ek-2. 2021 Jeoloji Haritası

