

T.C.  
YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**DİYADİN (AĞRI) ALTIN CEVHERLEŞMESİNİN JEOLOJİK VE JEOKİMYASAL  
İNCELEMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

HAZIRLAYAN: Mahmut ORUÇ  
DANIŞMAN: Yrd. Doç. Dr. Ali Rıza ÇOLAKOĞLU

VAN-2011

## KABUL ve ONAY SAYFASI

Yrd. Doç. Dr. Ali Rıza ÇOLAKOĞLU danışmanlığında Mahmut ORUÇ tarafından hazırlanan “Diyadin (Ağrı) Altın Cevherleşmesinin Jeolojik ve Jeokimyasal İncelemesi” isimli bu çalışma 09/09/2011 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan : Prof. Dr. Cahit HELVACI

İmza:

Üye : Prof. Dr. Sefer ÖRÇEN

İmza:

Üye : Yrd. Doç. Dr. Ali Rıza ÇOLAKOĞLU

İmza:

Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu’nun 12/09/2011.. Gün ve 20.11/29.-116 sayılı kararı ile onaylanmıştır.

Prof. Dr. Dr. Tugut AYGÜN  
Enstitü Müdürü

## ÖZET

### DİYADIN (AĞRI) ALTIN CEVHERLEŞMESİNİN JEOLJİK VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

ORUÇ, Mahmut

Yüksek Lisans Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Tez Danışmanı: Yrd. Doç. Dr. Ali Rıza ÇOLAKOĞLU

Eylül 2011, 133 sayfa

Diyadin altın cevherleşmesi, Van Gölü'nün kuzeydoğusunda, Diyadin ilçesinin (Ağrı) 25 km güneyinde, Mollakara Köyü'nün yaklaşık 3 km güneybatısında yer almaktadır. Altın cevherleşmesi Diyadin jeotermal bölgesi içinde tabandaki Paleozoyik yaşlı karbonatlı ve killi karbonatlı metamorfikler içerisinde bulunmaktadır.

Saha gözlemleri ve mineralojik–petrografik çalışmalar ile inceleme alanında Paleozoyik yaşlı dolomitik mermer, rekristalize dolomit, diyopsit-aktinolit-biyotit kalkıştı türünde karbonatlı metamorfik kayalar, Eosen yaşlı klastik ve siltli kireçtaşı türü karbonatlı sedimanter çökeller, Miyosen-Kuvaterner yaşlı dasit, andezit/bazaltik andezit, riyolit, ignimbirit, tuf gibi volkanitler ile traverten ve alüvyon gibi güncel çökeller yer almaktadır. Altın cevherleşmesinin ana cevher minerallerini pirit, markazit, arsenopirit, arsen-pirit, realgar, orpiment az miktarda sulfatuzları, sitibnit, siderit, hematit ve mangan oluşturur. Limonit oksidasyon sonucu ikincil olarak oluşmuştur. Cevherleşme karbonatlı metamorfikler içinde fay kontrollü olarak gelişmiş saçınımlı ve foliasyon düzlemlerine paralel sülfid ve mikrokristalen silis polimorfları içeren laminalı-bantlı olarak izlenir. Çalışma alanındaki cevher zonu yaklaşık, K10°B doğrultulu ve sol yönlü doğrultu atımlı derine doğru yanal yönde genişleyen bir makaslama fay zonu içinde yer almaktadır. Fayların ve bindirmelerin etkinliğinde gelişmiş kataklazma ve breşleşmeler görülmektedir. Killi-karbonatlı metamorfik kayaçlarda silisleşme, dekalsifikasyon ve az miktarda gözlenen killeşmeler (kaolinit-simektit-illit) tesbit edilen alterasyon türleridir. Cevherleşme yeraltı su tablasının değişmesi sonucunda sülfidasyon zonunda bulunan birincil değerli metallerin göçü ile yer yer volkanitlerin içine de yerleşmiştir. Yüzeyde yapılan PIMA çalışmaları ile volkanik örtü kayaçlarında halloysit, jips, anhidrit, kaolinit, alunit, dikit, illit, ve simektit tesbit edilmiştir.

Jeokimyasal analiz sonuçlarına göre cevher zonunun ana element parajenezi Au, Sb, As, Hg ve Tl' dir. Metal içeriği, mineralojik bileşim ve gözlenen alterasyonlar gözönüne alındığında değerli metallerin fay kontrollü olarak karbonatlı kayaçların içine yerleşmiş olan altın cevherleşmesi 'Karlin tipi' bir cevherleşmeye benzerlik göstermektedir. Cevherleşmenin oluşumunda, çarpışma ile ilişkili olarak bölgeye yerleşen Miyosen-Kuvaterner yaşlı magmatik kayaçlar ve tektonizmanın sorumlu olduğu düşünülmektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Diyadin, Altın, Alterasyon, Karlin, Jeokimya

## ABSTRACT

### GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF THE DİYADİN (AĞRI) GOLD MINERALIZATION

ORUÇ, Mahmut

MsC, Geology Engineering Department

Supervisor: Assist. Prof. Dr. Ali Rıza ÇOLAKOĞLU

Sept. 2011, 133 pages

Diyadin gold mineralization is located at 25 km south of the Diyadin (Ağrı) and nearly 3 km southwest of the Mollakara village at northeast of Lake Van. Gold mineralization is hosted at the basement of Paleozoic carbonate and clayey-carbonate metamorphic rocks in the Diyadin geothermal field.

Field observations and mineralogical-petrographic studies reveal that the study area made up of from metamorphics of Paleozoic dolomitic marble, recrystallized dolomite, diopside-actinolite-biotite calcschist, sedimentary rocks of Eocene clastics and silty-carbonates, Miocene-Quaternary aged dacite, andesite/basaltic andesite, rhyolite, ignimbrite, tuff and recent deposit of travertine and alluvial sediments. Pyrite, marcasite, arsenopyrite, As bearing-pyrite, realgar, orpiment, minor amount of sulphosalts, sitibnite, siderite, hematite and manganese are the main ore minerals. Limonite is formed as secondary processes. Fault-controlled mineralization is observed as disseminated and laminated-banded form in the foliation plane of metamorphic rocks, as sulphide bearing microcrystalline silica polymorphs. Ore zone is located within left-lateral strike-slip sheared fault zone, approximately trend to N10°W and laterally expanding to deep. Brecciations and cataclastic texture is also observed near fault and thrust zone. Silicification, decalcification and minor argillization (kaolinite-smectite-illite) observed as alteration types in clayey-carbonated metamorphics. Depending on the changing of underground water level, mineralizations is also moved into covered volcanic rocks. Halloysite, anhydrite, gypsum, kaolinite, illite and smectite are the alteration minerals of surface volcanic rocks, determined by PIMA.

According to the geochemical analysis results, the main element paragenesis of the ore zone is Au, Sb, As, Hg and Tl. Metal assemblage, mineralogical compositions and alteration types of fault-controlled carbonate host mineralization has many characteristics similar to Carlin-type gold deposits. The collision related Miocene-Quaternary magmatic rocks and tectonism might have been responsible for the ore forming processes.

Keywords: Diyadin, Gold, Alteration, Carlin, Geochemistry

## ÖN SÖZ

Bu tez kapsamında Ağrı ili Diyadin ilçesinde yeni keşfedilen altın cevherleşmesinin jeolojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır. Çalışma alanı olarak belirlenen bölgede bugüne kadar altının varlığına yönelik yapılmış bir çalışma mevcut değildir. Yapılmış olan bu yüksek lisans tez çalışması ile bölgede yeni keşfedilen altın sahasındaki çevre kayaçların, cevherleşmeyle ilişkili litolojik birimlerin, jeolojik, mineralojik ve petrografik özelliklerinin araştırılması, cevherleşmeye bağlı gelişen alterasyon özelliklerinin belirlenmesi ve cevherleşmenin kökenine yönelik ayrıntılı çalışmaların yapılması amaçlanmıştır. Sonuç olarak, bölgede ilk defa keşfedilen altın cevherleşmesine yönelik elde edilecek veriler ile bundan sonra bu bölgede benzer yeni yatakların keşfedilmesinde, bu çalışmanın sonuçlarından faydalanılması çok büyük önem kazanacaktır. Bu yatağın ve yeni bulunacak yatakların işletilmesi durumunda, bölge insanına iş istihdamı yaratılacak ve ülke ekonomisine fayda sağlayacaktır.

Bu tez çalışması Yüzüncü Yıl Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı tarafından 2010-FBE-YL133 nolu yüksek lisans tez projesi ile desteklenmiş olup Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığına teşekkürü bir borç biliriz. Yapılan çalışmalar süresince maddi manevi hiçbir desteğini esirgemeyen, tezin yürütülüşünü bilgi ve tecrübesiyle şekillendiren danışmanım Sayın Yrd. Doç. Dr. Ali Rıza ÇOLAKOĞLU'na, teze yapmış oldukları katkılarından dolayı sayın Prof. Dr. Cahit HELVACI'ya, Prof. Dr. Sefer ÖRÇEN'e, Doç. Dr. Aydın ARAS, Yrd. Doç. Dr. Onur KÖSE 'ye ve Yrd. Doç. Dr. Türker YAKUPOĞLU'na teşekkür ederim. Ayrıca, saha çalışmaları esnasındaki dataları kullanmamıza izin veren, maddi ve manevi desteği için Koza Altın İşletmeleri A.Ş araştırma ekibine, tezin yazımı sırasında desteğini esirgemeyen Sayın Araş. Gör. Dr. Kurtuluş GÜNAY'a, Sayın Araş. Gör. Dr. Vural OYAN'a ve tez süresince sabır ve desteklerini esirgemeyen ailem ve arkadaşlarıma teşekkür ederim.

Mahmut ORUÇ

## İÇİNDEKİLER

	<b>Sayfa</b>
ÖZET	i
ABSTRACT	ii
ÖN SÖZ	v
İÇİNDEKİLER	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ	ix
ÇİZELGELER DİZİNİ	xiii
SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ	xv
1. GİRİŞ	1
1.1. Amaç ve Kapsam	4
1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması	4
2. KAYNAK BİLDİRİŞLERİ	8
3. MATERYAL ve YÖNTEM	23
3.1. Mikroskopik İncelemeler	26
3.2. Jeokimyasal İncelemeler	27
3.3. Uzaktan Algılama Çalışmaları	27
3.4. Büro Çalışmaları	28
4. BÖLGESEL JEOLojİ VE STRATİGRAFI	29
4.1. Kretase	29
4.2. Eosen	30
4.3. Alt ve Orta Miyosen	30
4.4. Üst Miyosen	34
4.5. Pliyosen	36
4.6. Pleyistosen	37
4.7. Kuvaterner ve Holosen	38
4.8. Hidrojeoloji ve Jeotermal Potansiyel	42
4.8.1. Diyadin kaplıcaları	43
5. BULGULAR ve TARTIŞMA	46
5.1. Çalışma Alanının Jeolojisi ve Stratigrafisi	47
5.1.1. Metamorfik kayaçlar	47
5.1.2. Kırıntılı karbonatlı sedimanter kayaçlar	49
5.1.3. Volkanik örtü kayaçları	49
5.1.4. Güncel çökeller	50
5.2. Tektonizma	53
5.3. Mineraloji ve Petrografi	57
5.3.1. Metamorfik kayaçlar	57

	<b>Sayfa</b>
5.3.2. Kırıntılı karbonatlı sedimanter kayaçlar	61
5.3.3. Volkanik örtü kayaçları	63
5.4. Cevherleşme	69
5.4.1. Cevher mikroskobisi	72
5.4.2. Elektron mikroskobu çalışmaları (SEM)	77
5.4.3. Alterasyon	85
5.4.3.1. Silisleşme	85
5.4.3.2. Dekalsifikasyon	85
5.4.3.3. Killeşme	86
5.4.4. XRD çalışmaları	87
5.4.4.1. XRD sonuçları ve değerlendirmeleri	96
5.4.5. Pima çalışmaları	96
5.4.5.1. Pima sonuçları ve değerlendirmeleri	102
6. JEOKİMYA	104
6.1. XRF Çalışmaları	104
6.2. Jeokimyasal Analiz Sonuçlarının Cevherleşme Sistemiyle İlişkisi	106
6.2.1. Analiz sonuçlarının değerlendirilmesi	110
6.3. Duraylı İzotop Çalışmaları (C, O)	112
6.3.1. Oksijen (O) ve karbon (C) izotopları	114
6.3.2. Duraylı izotop (C, O) sonuçları	119
6.4. Jeokronoloji	120
7. TARTIŞMA ve SONUÇLAR	121
KAYNAKLAR	125
ÖZGEÇMİŞ	133

## ŞEKİLLER DİZİNİ

	<b>Sayfa</b>	
Şekil 1.1.	Çalışma alanının yer bulduru haritası	6
Şekil 3.1.	Çalışma alanının üç boyutlu kabartılmış Ikonos uydu görüntüsü (ölçeksiz)	28
Şekil 4.1.	Bölgesel jeoloji haritası (Çolakoğlu ve ark, 2011' den değiştirilerek güncellenmiştir)	33
Şekil 4.2.	Murat nehrinin su havzası (Pasvanoğlu ve Güler, 2008 'den alınmıştır)	42
Şekil 4.3.	Diyadin (Ağrı) ve çevresinin jeotermal sıcak su çıkışları ve genel jeoloji haritası (Pasvanoğlu ve Güler, 2008 'den alınmıştır)	44
Şekil 4.4.	Diyadin (Ağrı) ve çevresinin yorumsal jeotermal sıcak su çıkış modeli (Pasvanoğlu ve Güler, 2008 'den alınmıştır)	45
Şekil 5.1.	Çalışma sahasının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası ( Koza Ltd. Şti. 2009 'dan değiştirilerek, Çolakoğlu ve ark, 2011 'den alınmıştır)	48
Şekil 5.2.	Çalışma alanının stratigrafik kolon kesiti (Kral ve Çağlayan, 1980 'den değiştirilerek alınmıştır)	51
Şekil 5.3.	a) Epiklastik konglomera, b) Volkanik-silika matriks destekli kaba taneli fluviyal ve alüvyal breş, c) İnce taneli epiklastik sediment, Murat nehri kanyonu boyunca görülürler	52
Şekil 5.4.	Murat nehri kenarlarında, yerli kayalarda görülen sülfidik jasperoidlerden örnekler	53
Şekil 5.5.	Murat Nehrinin güney kısmında, Çermik Tepe mevkinin doğu duvarında yer alan bir K60° D doğrultusunda metamorfiklerin kıvrılmasıyla oluşan bir antiklinal görüntüsü	54
Şekil 5.6.	Çalışma sahasının Murat Nehri içerisinde kalan kırıntılı ve karbonatlı birimlerde görülen fay ve fay aynasını temsil eden örnekler	54
Şekil 5.7.	Çalışma alanı içinde Murat Nehri içinde K-G yönünde, aşırı silisleşmiş karbonatlı tanımlanamayan birimlerde ana fay zonu içinde görülen normal faylar	55
Şekil 5.8.	Çalışma alanının içinde Murat Nehri içinde, K-G yöünde gelişen ana makaslama zonunda, sol yönlü doğrultu atımlı fay zonu içinde meydana gelen çöküntü alanı	56
Şekil 5.9.	Granoblastik dokulu Ç.N: Çift nikol (a) basınç ikizlenmesi Çift Nikol (b) dolomitik mermerin genel görünümü (K1)	57
Şekil 5.10.	Granoblastik mozayik dokulu Ç.N: Çift Nikol (a) ve T.N: Tek Nikol (b) dolomitik mermer (K4) görüntüleri	58
Şekil 5.11.	Granolepidoblastik dokulu diyopsit-aktinolit-biyotit kalkşist (K3) görüntüleri, T.N: Tek Nikol (b, d, f, h, i, k), Ç.N: Çift Nikol (a, c, e, f, g, i, k), Di: Diyopsit, Bi: Biyotit, Sf: Sfen	59
Şekil 5.12.	Karbonat band ve mercceklerinin gözleendiği diyopsit-aktinolit-biyotit kalkşist (K5), T.N: T.N: Tek nikol (b, d), Ç.N: Çift Nikol (a.c) , Bi: Biyotit, Ak: Aktinolit	60
Şekil 5.13.	Karbonat minerallerinde basınç ikizlenmesinin (a,b) görüldüğü T.N: Tek Nikol b,c ve Ç.N: Çift nikol ince kesit rekristalize dolomit görüntüleri (K2)	62



	<b>Sayfa</b>
Şekil 5.14. Afanitik akma dokulu dasit (K6A) TN: Tek Nikol (b, d, f,) ve ÇN: Çift Nikol (a, c, e) ince kesit görüntüler	64
Şekil 5.15 Volkanik-yarı derinlik kayaç parçacıklı vitrofirik andezit/bazaltik andezitten (K7B) TN: Tek Nikol (b, d) ve Ç.N: Çift nikol (a, c) ince kesit görüntüleri	66
Şekil 5.16. Zayıf karbonatlaşmış, kuvars ve K-feldispat ksenokristalli afanitik akma dokulu dasit (K8A)T.N: Tek nikol (b, d, f) ve Ç.N: Çift nikol (a, c, e) ince kesit görüntüleri	67
Şekil 5.17 Killeşmiş, zayıf karbonatlaşmış, volkanik yarı derinlik kayaç parçacıklı andezitik ignimbirit (K9) T.N: Tek nikol (b, d, f) ve Ç.N: Çift nikol (a, c, e) ince kesit görüntüleri	68
Şekil 5.18 Limonit boyamalı killeşmiş tüf (K10) T.N: Tek nikol (b,d) ve Ç.N: Çift nikol (a,c) ince kesit görüntüler	69
Şekil 5.19. Siyah renkli jasperoidal silika-sülfid damarcıklı, pirit, arsenopirit, pirit+markazit içeren karbonatlı metamorfik cevherli örneklerden, a) Mikrokristalin kuvars ve sülfidik jasperoid (pirit) tarafından ornatılmış karbonat ornatım dokusu görüntüsü, b) Karbonatlı kayaç içinde ornatılmış bulunan özşekilli arsenopirit ve submikron piritik jasperoid görüntüsü, c) Jasperoid içinde yarı özşekilli-özşekilli kolloform pirit ve pirit+markazit kümeleri görüntüsü, d) Sülfidik jasperoidler içinde görülen framboidal pirit görüntüleri (Çolakoğlu ve ark. 2011' den değiştirilerek alınmıştır)	72
Şekil 5.20. a) Saçınımlı framboidal pirit, b) Kama şekilli piritc) Genel görünümlü kolloform dokulu zonlu piritten oluşan T.N: Tek Nikol parlak kesit görüntüleri	73
Şekil 5.21. Framboidal pirit (Tek Nikol)	74
Şekil 5.22. Yoğun tektonik kataklazmaya uğramış, breşik zon içinde, pirit ve markazit minerallerinin dolgu görüntüsü, Mar: Markazit, Py: Pirit (T.N)	75
Şekil 5.23. Pirit+markazit minerallerinin T.N: Tek Nikol görüntüsü	75
Şekil 5.24. Framboidal pirit ve orpiment mineralinden oluşan T.N: Tek Nikol görüntüsü	76
Şekil 5.25. Sülfotuz minerali, T.N: Tek Nikol görüntüsü, Sslt: Sülfotuz	76
Şekil 5.26. Özşekilsiz bir piritin a) SEM imaj görüntüsü b-g) As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddetini yansıtan harita görüntüsü	78
Şekil 5.27. Özşekilsiz piritin a) SEM imaj görüntüsü b-g) As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddetini yansıtan harita görüntüsü	79
Şekil 5.28. Zonlu piritin a) SEM imaj görüntüsü b-g) As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddetini yansıtan harita görüntüsü	80
Şekil 5.29. Özşekilsiz piritin a) SEM imaj görüntüsü b-g ) As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddetini yansıtan harita görüntüsü	81
Şekil 5.30. Framboidal piritin a) SEM imaj görüntüsü b-g ) As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddetini yansıtan harita görüntüsü	82
Şekil 5.31. Özşekilli Arsenopirit kristalinin a) SEM imaj görüntüsü b-g) As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddetini yansıtan harita görüntüsü	83

	<b>Sayfa</b>
Şekil 5.32. Özşekilsiz piritin a) SEM imaj görüntüsü b-g) As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddetini yansıtan harita görüntüsü	84
Şekil 5.33. Kuvvetli asit etkisiyle karbonatlı kayalarda, karbonat boşalmasıyla meydana gelen dekalsifikasyon (kumlaşma)	86
Şekil 5.34. Kuzey-güney hattı boyunca DDD(50-62-32-64-31-65) nolu kuyulardan alınan XRD örneklerinin lokasyonları.	87
Şekil 5.35. DDD32 nolu kuyunun 8.50 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği	90
Şekil 5.36. DDD65 nolu kuyunun 10.50 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği	90
Şekil 5.37. DDD50 nolu kuyunun 23.70 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği	91
Şekil 5.38. DDD64 nolu kuyunun 46.50 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği	91
Şekil 5.39. DDD31 nolu kuyunun 70.80 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği	92
Şekil 5.40. DDD32 nolu kuyunun 68.20 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği	92
Şekil 5.41. DDD65 nolu kuyunun 80.20 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği	93
Şekil 5.42. DDD50 nolu kuyunun 82.00 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği	93
Şekil 5.43. DDD65 nolu kuyunun 7.80 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği	94
Şekil 5.44. DDD65 nolu kuyunun 78.00 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği	94
Şekil 5.45. DDD31 nolu kuyunun 70.80 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği	95
Şekil 5.46. DDD64 nolu kuyunun 24.60 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği	95
Şekil 5.47. Leach (1995)' den değiştirilerek alınan, sıcaklık ve basınca bağlı değişen alterasyon mineralleri.	97
Şekil 5.48. Çalışma alanından toplanan pima örneklerinin lokasyon haritası.	98
Şekil 5.49. Mollakara cevher yatağında PIMA ve XRD sonuçlarına göre yüzeyden aşağıya doğru hidrotermal solüsyonların meydana getirdiği alterasyon mineral parjenezleri.	103
Şekil 6.1. K6A, K6B ve K8B nolu örneklerin $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ile $\text{SiO}_2$ ve $\text{K}_2\text{O}$ ile $\text{SiO}_2$ arasındaki ilişkiler	105
Şekil 6.2. Çalışma alanının oksidasyon, geçiş zonu ve sülfidli zonlarında meydana gelen genel cevher zenginleşme modeli.	109
Şekil 6.3. İzotop çalışmaları için örnek alınan sondaj kuyularının kesiti ve örnek lokasyon yerleri (Loglar Koza Altın İşlt. 2009 ve Çolakoğlu ve ark, 2011 'den alınmıştır).	114
Şekil 6.4. Au analiz sonuçlarının (n=86) $^{13}\text{C}$ ve $^{18}\text{O}$ ile karşılaştırma grafikleri, SMOW: Standart ortalama deniz suyu, VPDB: Karbon izotop bileşimi, BCS: Temiz örnekler.	118
Şekil 6.5. Au analiz sonuçlarının (n=525) As, Ba, Hg, Sb, Tl, Al korelasyon grafikleri (Çolakoğlu ve ark. 2011 'den alınmıştır)	118

## ÇİZELGELER DİZİNİ

		<b>Sayfa</b>
Çizelge 3.1.	Kuvars pikleri (Moore ve Reynolds, 1997; s.251)	25
Çizelge 5.1.	Diyadin cevher yatağının genel özellikleri	70
Çizelge 5.2.	Diyadin cevher yatağının mineral parajenezi	71
Çizelge 5.3.	Çalışma bölgesinde yapısal ve litolojik kontrol ilişkileri	86
Çizelge 5.4.	Mollakara karot örnekleri XRD analiz sonuçları.	88
Çizelge 5.5.	PIMA aletinden okunan örneklerin sonuç tablosu	99
Çizelge 6.1.	K6A, K6B ve K8B nolu örneklerin major oksit ve iz element tablosu	105
Çizelge 6.2	Mollakara altın cevherleşme özelliklerinin dünyadaki bazı yataklarla karşılaştırılması	111
Çizelge 6.3.	Mollakara örneklerine ait (cevhersiz, cevher ile ilişkisi olmayan ve kompleks örnekler) duraylı (C-O) izotop analiz sonuçları.	115
Çizelge 6.4.	Mollakara sondaj örneklerine ait duraylı (C-O) izotop analiz sonuçları	115
Çizelge 6.5.	K-G yönünde 6 adet sondaja ait ( DDD50 (103,50 m), DDD62 (123,1 m), DDD132 (114,4 m), DDD64 (102 m), DDD31(121 m) DDD65 (104 m) ) örneklerin Au ve Au/Ag değerleri	116
Çizelge 6.6.	Mollakara örneklerine ait (n=68 ) <sup>13</sup> C, <sup>18</sup> O ve Au ppm değerleri	117
Çizelge 6.7.	Mollakara çalışma sahasından alınmış iki volkanik örneğin (K-Ar) yaş tayin sonuçları	120

## SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ

### Simgeler

As	Arsenik
B	Batı
Bi	Biyotit
Cc	Kalsit
cm	Santimetre
Cu	Bakır
ÇN	Çift nikol
D	Doğu
Fe	Demir
G	Güney
Ht	Hematit
K	Kuzey
km	Kilometre
km <sup>2</sup>	Kilometre kare
Lim	Limonit
m	Metre
Mar	Markazit
Mus	Muskovit
Pb	Kurşun
Poly	Polisentetik ikizlenme
ppm	Milyonda bir
Py	Pirit
Aspy	Arsenopirit
Sslt	Sülfotuz
Hg	Civa
Qz	Kuvars
TN	Tek nikol
Zn	Çinko

## **Kısaltmalar**

AES	Atomik Emisyon Spektrometresi
ICP	İndüklenmiş Plazma
MTA	Maden Tetkik Arama
PIMA	(Portable Infrared Mineral Analyser)
SEM	Taramalı Elektron Mikroskobu
XRF	X Işınları Floresans
XRD	X-Ray Diffraction
SMOW	Standart ortalama deniz suyu
PDAB	Karbon izotop bileşimi
BCS	Temiz örnekler
POC	Geç evre karbonatlı cevher örnekleri
CHX	Karbonat yatak kayacı örnekleri
CPX	Kompleks örnekler
NTE	Nadi toprak elementleri

## 1. GİRİŞ

Arap plakası ve kuzeyinde bulunan Anadolu – İran platformunun Geç Miyosen döneminde çarpışmasıyla Neotetis'in güney kolunun kapanması sonucunda Arap plakası Avrasya plakası ile çarpışmıştır. Bitlis-Zagros süturu boyunca çarpışma ile sonuçlanan Arap Platformu ile Avrasya arasındaki kuzey-güney yönlü yaklaşma hareketi bugün halen devam etmektedir. Bunun sonucu olarak kıtasal kabuk kısalıp kalınlaşmış ve Türk-İran yüksek platosunu oluşturacak şekilde yükselmiştir (Şengör ve ark. 2008). Plato üzerindeki volkanik aktivite Neojen'de başlamış, Geç Miyosen-Pliyosen'de şiddetini artırmış ve günümüze kadar devam etmiştir. Geniş yayılım sunan ve Türk-İran platosu üzerinde önemli topografik yükseltiler oluşturan volkanik merkezler Kuvaterner'de gelişmiştir. Kuvaterner yaşlı büyük volkanik merkezler arasında Ağrı Dağı, Tendürek, Süphan ve Nemrut yer almaktadır (Yılmaz ve ark. 1998).

Doğu Anadolu Bölgesi, Pontidler ve Toridler arasında batı-doğu yönünde uzanan Anatolid kuşağında yer almaktadır. Söz konusu kuşak Jura'daki görünümüyle, Neotetis'in iki kolunun birleştiği geniş bir sahadır. Kuzey ve güney kollarının birleştiği kenet kuşağı doğuya doğru devam etmektedir. Jura sonu ile Kretase başlarında Neotetis ofiyolitleri ve fliş meydana gelmiştir. Kuzeydeki ve güneydeki Arap platformları arasındaki jeosenklinallerde çökelen malzemeler, güneydeki kütlelerin kuzeye doğru kaymasıyla kıvrılarak yükselmiş ve orojenik kuşakların oluşmasını sağlamıştır. Orojenik kuşakların dışında kalan kütleler ise bloklar halinde yükselmiş veya çökmüştür. Özellikle Doğu Anadolu bu hareketlere maruz kalmıştır. Orojenik olaylar ve tektonik hareketler yanında bölgede yükselme ve alçalma hareketleri de meydana gelmiştir. Anadolu 'da Permian başından Oligosen sonuna kadar devam eden Alpin veya Paleotektonik dönem ve Miyosen'den Kuvaterner'e kadar süren Alpin sonrası (Post Alpin) veya Neotektonik dönem karakteristiktir. Paleotektonik dönemde jeolojik olaylar adeta birbirine bağlı ve iç içe girmiştir. Bu sırada kuzey ve güneydeki levhalar arasındaki kapanma devam etmektedir. Kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak volkanizma meydana gelmiştir (Altınlı, 1952).

Anadolu'nun şekillenmesinde etkili olan orojenik ve epirogenik hareketler bölgenin tektonik özelliklerini belirlemiştir. Doğu Anadolu Bölgesinin Yukarı Murat-

Van bölümünde yer alan bölge, Alp orojenik kuşağının içinde kalmaktadır. Doğu Anadolu bölgesinin Karasu-Aras dağları ile Van Gölü arasında kalan bölümü, genellikle geniş platolardan oluşmakta ve bu platolar üzerinde de belirli hatlar boyunca, Doğu Anadolu 'nun genç ve önemli volkan konileri sıralanmaktadır (Kıral ve Çağlayan, 1980). Ağrı Ovası ve çevresi de belirtilen konumda olup, doğal ünitelerle kuşatılmış, bir hidrografik havza niteliğini taşımaktadır.

Doğu Anadolu'da neotektonik dönem Orta Miyosende başlamıştır. Peneplen ya da peneplene yakın bir paleocoğrafya ile başlayan bu dönemde tektonik ve volkanizma etkindir. Bu etkin tektonik ve volkanizma Doğu Anadolu'nun yapısal ve jeomorfolojik gelişimini değiştirmiştir. Peneplen ya da peneplene yakın olan jeomorfolojik birimler değişerek dağ oluşturacak şekilde gelişme göstermiştir. Tersiyer döneminde Alpin orojenik hareketler, Miyosene kadar etkili olmuştur. Tersiyerin ilk yarısında, Tetis denizinin yayılış alanı daralmıştır. Paleosen ve Eosen denizleri de orojenik kuşakların arasındaki depresyonlara çekilmiştir. Doğu Anadolu'nun birçok yerinde Eosen denizinde çökelen fliş ve molozlar oluşmuştur. Eosen 'deki sığ deniz ortamında Ağrı ovası ve çevresinde de karbonatlı malzemeler çökelmiştir. Flişler üzerine diskordans olarak gelen Eosen kireçtaşları bol mercan fosillidir. Bu sırada kara durumundaki yerlerde şiddetli bir erozyonun etkili olduğu kabul edilmektedir. Doğu Anadolu'nun bazı yerlerinde, Kretase 'de hakim olan deniz altı volkanizmasının yerini, karalar üzerindeki volkanik faaliyetler almıştır. Bölgenin batısından doğusuna kadar olan sahadaki bu volkanizma, İç Torid okyanus tabanının alta daldığı dalma batma zonlarının kenarlarındaki, kıta kütlelerinin üzerinde meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Ayrıca, Anatolid'lerdeki yükselme ve kuzey-güney doğrultusunda, devam eden daralma ve sıkışmalar bu dönemdeki çökellerin kuzeye doğru itilmelerine neden olmuştur.

Murat Nehri Havzası jeolojik yönden ayrıntılı olarak incelenmemiştir. Bölgeyi Anadolu'nun Doğu Toros Tektonik Birliğine sayan Avşar, Şaroğlu ve Yılmaz (1986) 'a göre havzanın güney kesimlerinde yer alan Permo-Karbonifer ve daha yaşlı Bitlis Metamorfikleri (şist, amfibolit ve gnayslar) bölgenin en yaşlı kayaçlarını oluşturmaktadır. Bölgede en yaygın kayaç birimi Üst Kretase yaşlı kireçtaşları ile bunları sık sık kesen bazaltik-andezitik volkanitler, tuf ve aglomeralar görülmektedir. Orta ve Üst Miyosen volkanizması sonucu Solhan ve Köseadağ volkanitleri gelişmiştir. Bunları Orta ve Üst Miyosen yaşlı fliş, konglomera ve kiltaşından oluşan çökeller takip

etmektedir. Yer yer Üst Kretase 'nin ofiyolitlerine de rastlanmaktadır (Ercan ve ark, 1993).

Doğu Anadolu'da neotektonik dönemde, kıvrımlar, bindirme, açılma çatlakları, sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar gelişmiştir. Doğrultu atımlı fayların aşmalı (en-echelon) olduğu yerlerde sıçrama yapan fay parçalarının birbirleriyle olan geometrik ilişkilerine göre gelişen yapısal konumlanma olmuştur. Bu kesimlerde çek-ayır (pull-apart) havzaları veya kıvrımlar gelişmiş, ayrıca yapılar arasında ve bu yapılarla ilişkili olarak yanardağlar gelişmiştir. Doğu Anadolu'nun neotektonik döneminde görülen yapısal şekiller incelendiğinde, bölgede genel olarak D-B doğrultulu kıvrım ve yüksek açılı bindirmelerin, K-G doğrultulu açılma çatlaklarının, KD-GB doğrultulu sol yönlü ve KB-GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı fayların geliştiği söylenebilir (Koçyiğit, 1985). Doğu Anadolu'da gelişen diğer bir havza türü de senklinallere karşılık gelen, D-B uzanımlı ve kenarları bazen bindirmeli olabilen, antiklinallere karşılık gelen sırtlarla sınırlı dağ arası havzalardır. Doğu Anadolu'da sıkışma tektoniğinin rejimi altında kalın çökel istiflerinin biriktiği alanlar oluşmuştur. Ayrıca açılma çatlakları arasında gelişmiş alanlar da vardır. Ancak bunlar küçük boyutlardadır. Doğu Anadolu'da neotektonik dönem çökelleri daha ziyade dağ arası ve çek-ayır tipi havzalarda çökelmişlerdir (Yılmaz ve ark, 1986).

Bölgenin genel jeolojik geçmişi, paleomorfolojisi ve süreç içinde gelişen oluşum modelinden hareketle sırasıyla dalma-batma (subduction), çarpışma (collision), çarpışma sonrası (post-collision), riftleşmeye (rifting) bağlı olarak oluşan jeolojik ortam, ekonomik olarak değerli metal yataklanmaları için çok uygun bir ortam hazırlamıştır. Sıkışma tektoniğine bağlı olarak gelişen bindirme zonlarının tetiklediği açılma çatlaklarında son evrede gelişen volkanizmaya bağlı olarak, yoğun bir magma üretimi oluşmuştur. Bu üretilen magma bünyesinde barındırdığı değerli metallerce zengin hidrotermal çözeltileri, halen etkin olan, canlı ısı magma odalarının ürettiği sıcaklık ve yüksek basınç, bölgeyi sıcak su ve buhar çıkışlarının görüldüğü, jeotermal bir bölge haline getirmiştir (Pasvanoğlu ve Güler, 2008). Bölgenin ilksel kayaları olan tortul ve metamorfik kayalar, Amerika-Nevada'da 1965 yılında keşfedilen ve 1970 yılında üretilmeye başlanan, 'Carlin' trendi adı verilen karbonatlı kayaların yataklık ettiği, submikron ve mikron boyutunda altın, gümüş vb. değerli metallere yataklık eden çok büyük ölçekli yatakların, bu bölgedeki karbonatlı fasiyesler ve sekanslarda



oluşabileceğini, Mollakara (Diyadin) altın yatağının gelişmiş olması da, buna bağlı olarak örtülü başka yataklarında olabileceği olası görülmektedir.

### **1.1. Amaç ve Kapsam**

Jeolojinin temel amaçlarından biri de, yerkabuğunda bulunan ekonomik değere sahip endüstriyel hammadde ve metalik maden yataklarının tespit edilip, oluşum ortamları ve jenetik ilişkilerini açıklamaktır. Bu bağlamda özellikle dünya genelinde ekonomik yatırım amacı olarak görünen en büyük yatırım araçlarından biri olan altın, her geçen gün daha fazla önem taşımaktadır. Van Gölü' nün kuzey kısmında bulunan Ağrı, Tendürek ve Aladağ volkanlarının bulunduğu bölgelerde literatüre girmiş çok fazla çalışma mevcut değildir. Özellikle metalik madenler açısından ve bunların oluşum ortamı olarak, büyük kırık sitemlerinin bulunduğu ve güncel faylarla volkanik aktivitenin aynı paralellikte, ekonomik yatakların güncel mobilizasyonuna etkileyen önemli faktörler barındırdığı açıktır. Diyadin bölgesi buna bir örnektir. Bu çalışmanın amacı Diyadin bölgesinde bulunan Mollakara köyü çevresindeki çalışma alanında kayaçların jeolojik, jeokimyasal, mineralojik ve petrografik özelliklerini ortaya koymak, yapılan izotop (C, O) çalışmalarıyla da altın ile olan ilişkisi araştırılmıştır. Bu çalışma ayrıca bu bölge içinde farklı yerlerde yapılacak daha sonraki çalışmalara temel veri oluşturacaktır.

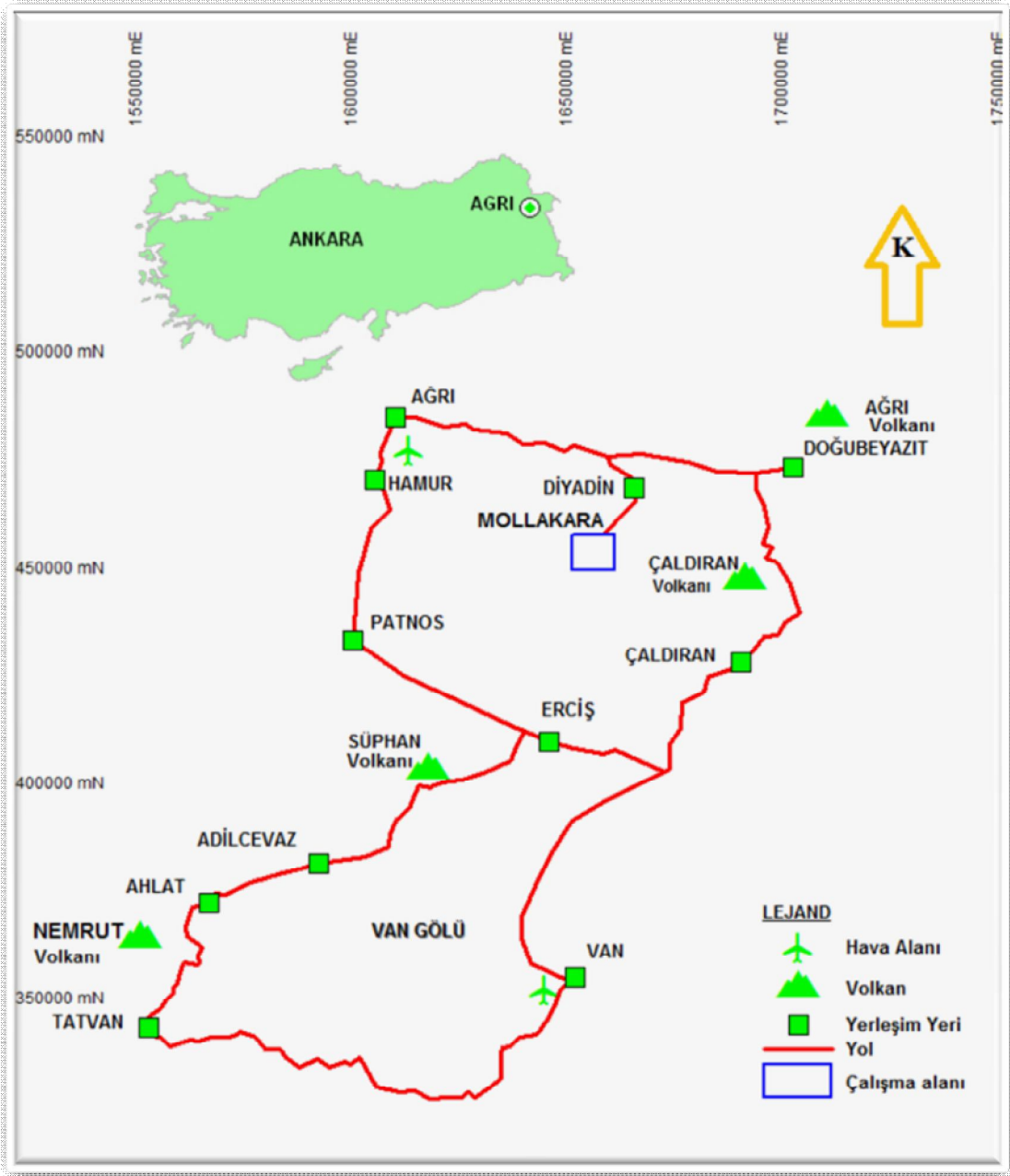
### **1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması**

Çalışma alanı, Ağrı havzası içerisinde, Ağrı İli'ne bağlı Diyadin İlçesi'nin güneyinde yer alan Murat nehri üzerinde kurulan Mollakara köyü yakın çevresini kapsamaktadır.

Bölge tektonik olayların oluşturduğu volkanik yükseltiler ve çöküntü alanları ile karakteristiktir. Çöküntü alanlarında göller ve yüksek ovalar bulunmaktadır. İnceleme alanını, Türkiye'nin en büyük gölü olan 1646 m yüksekliğindeki Van Gölü, Tendürek ve Aladağ volkanlarının oluşturduğu set ile ayırmaktadır. Çalışma alanı, Tendürek ve

Ağrı volkanlarının doğu sınırını oluşturduğu, Erzurum-Kars yaylasını Murat havzasından ayırdığı, Ağrı ve Iğdır ovalarını içeren bir havzanın hemen yükselti sınırında yer almaktadır. Çalışma alanının en yüksek kısımları başta Ağrı (5137m) olmak üzere, Tendürek dağı (3533m) ve Aladağ (3250 m) volkanlarıdır.

Çalışma alanı, Ağrı'nın Diyadin İlçesi 'nin Mollakara köyü civarındaki, 1/25.000 lekli Ağrı J51-a<sub>1</sub> paftalasının güney kesiminin yaklaşık 9 km<sup>2</sup> 'lik alanını kapsamaktadır (şekil 1.1). İlçe doğudan ve kuzeyden Doğubeyazıt, batıdan Taşlıçay, güneyden Eriş (Van) ilçeleri ile çevrilidir. Mollakara köyündeki çalışma alanından, Diyadin ilçesinden geçerek Ağrı iline toplam uzaklık 78 km dir. Mollakara köyünden Diyadin ilçesine kadar yol stabilize, Diyadin ilçesinden Ağrı iline kadar olan yol asfalttır. Yollar her mevsim ulaşıma açıktır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Karasal bir iklim kuşağının hüküm sürdüğü bölgede yazları kurak ve sıcak, kışları ise soğuk ve yağışlı geçmektedir. İnceleme alanı bitki örtüsü bakımından oldukça fakirdir. Bölgedeki yerleşkelerin egemen geçim kaynağı tarım ve hayvancılık olmak üzere, bölgede jeotermal kaplıcalar da gelir kaynaklarındandır.

Çalışma alanı sınırları içerisinde yerleşim yeri olarak sadece Mollakara köyü bulunmakta olup, alanın kuzeyinde Ulukent köyü, batısında Mutlu köyü, güneyinde Gedik köyü, doğuda ise Oğuloba köyleri bulunmaktadır.

Çalışma alanının güney sınırında Kel Tepe (2423 m), batıda Susuz Tepe (2484m) ve Mutlu kalderası, kuzeyde Çermik Tepe (2368m), doğu sınırında ise Kuç Tepe (2269m), Attepe (2263m) bulunmaktadır. Ayrıca çalışma alanı, Tendürek (3533m) ve Aladağ (3250m) volkanlarının ürünlerini kapladığı ve Murat nehri tarafından kesilmiş sınırdadır. Topoğrafyanın engebeli olması nedeniyle çalışma alanında birçok küçük dere, ana dere Murat nehrine katılarak Anadolu'nun en yüksek yöresi olan yayla görünümündeki bu bölgenin en yüksek noktası Tendürek Dağı'nın eteklerinden doğarak, güneybatıda Keban Barajı'na (840 m) döküldüğü yere kadar, yaklaşık 600 km uzunluğundaki ve % 0.45 ortalama eğimli nehrin çıkış noktası sayılmaktadır.

## 2. KAYNAK BİLDİRİŞLERİ

Ternek'e (1953), ait olduğu bilinen bölgedeki en eski çalışmada, Van Gölü güneydoğusunun 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası çıkartılmış, stratigrafi ve yapısal evrime değinilmiştir. Yazar şaryaj ve ekaylı zonların varlığına dayanarak bölgenin şiddetli tektonik deformasyon geçirmiş olduğunu belirtmiştir. Bu faaliyetler esnasında tektonik breş ve milonitlerin oluştuğu vurgulanmıştır. Tersiyer sonlarına doğru Alp Orojenik hareketlerinin yavaşladığı fakat durmadığı savunulan bu çalışmada, güneyden gelişen Hersiniyen hareketlerinin Alp Orojenezi ile kısmen örtülmüş olduğu belirtilmiştir. Bölgede ekonomik önem arz eden maden kaydedilmemesine rağmen, az miktarda hematit, barit ve bakır izlerine rastlandığı belirtilmiştir

Kıraner (1959), "Van Gölü Doğu Bölgesinin Jeolojik Etüdü" adlı çalışmasında, bölgenin stratigrafisini ve tektoniğini araştırmıştır. Araştırma alanında yapılan çalışma ile Paleozoyik yaşlı şistlerin, Üst Kretase yaşlı filişin, Üst Paleosen yaşlı alacalı renkli killi kireçtaşlarının, Alt Eosen yaşlı resifal kireçtaşlarının, Miyosen yaşlı kırıntılı kayaçların, Pliyosen yaşlı karasal birimlerin yüzeylendiği belirtilmiştir. Araştırmacıya göre, bölge Paleozoik'ten Kretase'ye kadar kara olarak kalmış, Üst Kretase'de transgresyon etkisi altında kalmış ve Üst Kretase – Üst Paleosen - Alt Eosen boyunca deniz altında kalmıştır. Bu arada Üst Kretase Üst Paleosen arasında dip hareketleri etkin olduğundan bu kontakta hafif bir diskordans meydana gelmiştir. Oligosen'de bölge yükselerek su üstüne çıkmış ve Oligosen boyunca tamamen kara olarak kalmıştır. Miyosen başlangıcında Muş civarında ve İran'da transgresyonlar gelişmiş ve Miyosen'de her iki deniz kolu bu civarda birleşmiştir. Miyosen sonunda deniz tekrar çekilmiş, bölge su üstüne çıkmaya başlamıştır.

Çelik (1968), Bitlis bölgesinde yaptığı arazi çalışmalarında bakır, demir, kurşun, çinko zuhurlarını araştırmıştır. Bitlis bölgesindeki Simek–Körçan–Germap mevkiilerinde yaptığı detay çalışmaları sonucunda, düşük tenörlü ve yer yer görülen kuvars filonlarının bir çatlak dolgusundan ibaret olduğunu belirtmiştir. Körçan–Germap mevkiinde pirit, pirotin ve az kalkopirit içeren kuvars filonlarının toplam uzunluğunun 800 metre, ortalama kalınlığının ise 1.5 metre olduğunu belirtmiştir. 20 m derinlikten sonra kalkopirit cevherleşmesinin yok olduğunu savunmuştur. Filonların

dışında bölgede eser miktarda bulunan bakır (Cu) ihtivasının, oldukça geniş sahalara yayılan piritli şist seviyelerinde bulunduğunu öne sürmüştür. Hazırlanan MTA raporunda Permiyen yaşlı kalkerlerden oluşan Zizan ve Kaşak köyleri arasındaki bölgede kalker içerisindeki galenit, simitsonit mineralizasyonu tespit edilmiş olup, görünür kalınlık 2 m olarak belirtilmektedir. Çinko sülfat eriğinin kalkerle temasından metasomatik olarak cevherleşmenin geliştiği, 10 ton kadar stok ve 2 – 3 bin ton kadar da görünür rezervin varlığı savunulmuştur.

Öztürk (1973), “Bitlis Masifi Demir Prospeksiyon Sahasındaki Zuhurların Jeolojik Ön Etüdü” isimli yayınlanmamış MTA raporunda, Van-Bahçesaray (Müküs)-Geçkinli (Gazapilnur) demir zuhurunu araştırmıştır. Araştırmacıya göre demir mineralizasyonu, kloritli-serizitli şistler arasındaki kalkşist fasiyesinde gelişmiş olup, mineralizasyonun cinsi spekülardır. Spekülardın kalkşistlerin şistozite düzlemleri arasında, makroskobik boyutlara erişen pullar şeklinde bir yapı sunduğu belirtilmiştir. İki ayrı seviye halinde mostra veren cevherleşmenin, düşey ve yanal yönlerde kalkşistlerle geçişli olduğu vurgulanmaktadır. Raporda muhtemel+mümkün rezerv belirlenmiş ve birinci seviyede 392 bin ton, ikinci seviyede 120 bin ton olmak üzere Gazapilur’da toplam 512 bin tonluk tüvenan spekülardın cevheri olduğu belirtilmiştir.

Seyhan (1974), Doğu Anadolu’da yaptığı çalışmada subvolkanik ve porfirik bakır imkanlarını araştırmıştır. Hazırladığı MTA raporunda, Doğu Anadolu’da Cilo Orojenik Kuşağı, Bitlis Masifi, Van Havzası, Volkanik sahalalar ve Tersiyer havzaları olmak üzere 5 büyük jeolojik ünitenin varlığını ve bu ünitelerin her birinin kendilerine mahsus metalojenezlerinin olduğunu vurgulamıştır. Araştırmacı, Erciş-Zilan, Başkale-Bor Deresi, Hakkari Gude-Deresi, Özalp-Kotur Vadisi alanlarında jeolojik olarak, detaylı incelemelerin yapılması gerektiğini belirtmiştir.

Innocenti ve ark. (1976) Van gölü civarındaki genç volkanizmanın evrimini araştıran, Alt Miyosende başlayan volkanizmanın kalk-alkali nitelikli olduğunu, alkali volkanizmanın ise kalk-alkali volkanizmanın devamı olduğunu belirtmişlerdir.

Ketin (1977), tarafından Van Gölü ile İran sınırı arasında kalan bölgede yapılan tektonik çalışmada, çoğunlukla morfolojik görünümüne göre saptanmış, Doğu-Batı doğrultulu fay zonlarının olduğu söylenmiştir. Araştırmada Doğu-Batı uzanımlı dört aktif fayın varlığından söz edilmiştir. Kuzeyden güneye doğru ilk fay zonu, Varto ile Van Gölü’nün kuzeydoğu ucunda, ikinci fay zonu Erçek-Özalp doğrultusunda, üçüncü

fay zonu Kalecik Köyü'nden İran sınırına kadar uzanmaktadır. Dördüncü fay zonu ise Gevaş-Gürpınar arasında tanımlanmıştır. Fay mekanizmalarının olası sağ yönlü doğrultu atımlı olarak gözlemlendiğine dikkat çekilmektedir.

Yılmaz (1978), Gevaş (Van) dolayında yaptığı çalışmada Bitlis Masifi ve ofiyolit ilişkisini araştırmıştır. Gevaş dolayında görülen ofiyolit Üst Kretase-Eosen arasında yerleşmiş olduğunu savunan araştırmacı, Gevaş'ın doğusunda ofiyolit ile mermer arasında görülen doğu-batı gidişli dokanağın, ofiyolit yerleşmesi sırasında kazanılmış birincil nitelikli bir dokanak olduğunu vurgulamaktadır. Yazara göre, ofiyolit ve mermerden türeme Eosen çökelleri her iki birimi de örtmektedir. Ancak Eosen'den sonra güney-kuzey itilmelerle metamorfit yer yer Eosen çökelleri üzerine ilerlemiş, metamorfit-ofiyolit ve Eosen çökellerinin birincil ilişkileri genellikle bozularak bölgede güneye eğimli bir ekaylı yapı gelişmiştir. Bindirme düzlemlerinin kapalıya varan derecelerde kıvrımlanması ve genç çekim faylarının gelişmesi, bölgenin karmaşık bir yapı sunmasına neden olmaktadır. Yazar, Bitlis Masifi'nin tek bir tektonik birim olmadığını, farklı jeolojik zamanlarda birbiri üzerine tektonik olarak yerleşmiş kıtasal dilimlerden meydana gelen bir mozayik gibi düşünülebileceğini savunmaktadır. Kıtasal dilimlerin aralarında ise değişik zamanlarda yerleşmiş ofiyolitik birimlerin bulunduğu savunulmuştur.

Tokel (1979; 1980a; 1980b; 1981), Erzurum, Kars ve Sarıkamış volkaniklerinde ayrıntılı jeokimyasal çalışmalar yapmış ve bu bölgede volkanizmanın Üst Miyosen'den başlayarak Kuvaterner başlarına kadar devam ettiğini, volkanizmanın Üst Miyosen'de alkali olivin bazaltlarla başlayarak, ayrılaşma göstererek Andezitik-trakitik lavlar ve ignimbritlerle devam ettiğini, Pliyosende ise toleyitik bazalt ve andezitler oluşturduğunu belirtmiştir. Araştırmacı, volkanik kayaçların Zr, Y, Nb, K<sub>b</sub>, içerikleri ve K/Rb ile Rb/Sr oransallıkları bakımından kıta ortası volkanik dizilere benzerlik gösterdiklerini ve volkanitlerin kökenlerini açıklamada plaka ortası manto yükselimi hipotezinin uygun düşeceğini öne sürmüştür.

Şaroğlu ve Güner (1979), güneydoğu uzantısında ise Çaldıran Fayı (Arpat ve ark, 1976) yer almaktadır. Bir taraftan bölgedeki etkin gerilim türü ve yönelimi, diğer taraftan Çaldıran depreminde oluşan yüzey kırıklarının geometrisi (Arpat ve ark, 1976) gözönüne alındığında, her üç fayın da (Çaldıran, Tutak, Karayazı fayları) aynı gerilim sistemi altında, aynı ya da farklı zamanlarda oluşmuş, benzer özellikli faylar olduğu

söylenbilir. Başka bir deyişle, Karayazı fayı da diğer iki fay gibi sağ yanal niteliklidir ve aralarında kökensel bakımdan yakın bir ilişki vardır. Fay boyunca çok sayıda çizgisel dizilimli su kaynağı yer alır. Büyük ana akarsular ve onların yan kolları fay tarafından denetlenmiş ve denetlenmektedir.

Dilek (1979), Gevaş bölgesindeki birimleri dört ana tektonik birlikte toplamıştır. Bunlar Bitlis Metamorfiti karbonatları, ofiyolit topluluğu, geçiş zonu (ezik zon) kayaları ve daha genç çökellerdir. Araştırmacıya göre Bitlis Metamorfiti'nin karbonatlarını kristalize kireçtaşları ve mermer oluşturmaktadır. Ofiyolit içerisindeki karbonat bloklarında bulunan Üst Kretase fosilleri ve üzerine diskordans olarak fosilli Eosen çökellerinin gelmesi, ofiyolit bölgeye Üst Kretase ile Eosen arasındaki dönemde yerleştiğini göstermektedir. Ayrıca yazar bölgede Eosen sonrası gelişen hareketler sonucu meydana gelen güney-kuzey yönlü itilmelerle, güneye eğimli, ekaylı bir yapının oluştuğunu savunmaktadır.

Kıral ve Çağlayan (1980), Kağızman, Ağrı ve Taşlıçay yöresinde jeolojik araştırmalar yapmış, volkanitlerin Pliyo-Kuvaterner yaşta olduklarını, bunlardan bazaltik türde olanların üç ayrı fazda meydana geldiklerini, tuf ve aglomeraların geniş alanlar kapladıklarını, yer yer de andezit, dasit ve riyolit türde lavların bulunduğunu saptamışlardır.

Savcı (1980), Doğu Anadolu volkanizmasının neotektonik önemini araştırmış, Doğu Anadolu volkanizmasının neotektonik devrenin başlangıcı ile birlikte ya da ondan çok kısa bir süre sonra başladığını belirtmiş, bu genç Doğu Anadolu volkanizmalarının Bitlis kenet kuşağı boyunca görülen kıtasal çarpışmanın sonucu olduğunu söylemiştir.

Türkunal (1980), güneydoğudan kuzeybatıya yönelmiş yaklaşık 311 km uzunluk ve 46 km genişliğe sahip Muş-Bitlis Masifi üzerinde yaptığı çalışmada, bölgenin stratigrafisi, petrografisi, tektoniği ve metamorfik koşulları hakkında bilgi vermeye çalışmıştır. Muş-Bitlis Masifi'nde sedimanter oluşukların tabanında kristalen temeli oluşturan fillitler, kuvarsitler, mermerler, mikaşistler, gnayslar, amfibolitler ve anateksi granitlerinden oluşan metamorfiklerin bulunduğu belirtilmiştir.

Güner ve Şaraoğlu (1981), Doğu Anadolu'da neotektonik dönemin sıkışma tektonik rejimiyle başladığını, sıkışma sonucunda yüksek açılı bindirmelerin, kıvrımların, doğrultu atımlı fayların, açılma çatlaklarının oluştuğunu ve bu çatlaklardan çıkan volkanizma ile volkanik kayaların oluştuğunu belirtmişlerdir.



Güncüoğlu ve Turhan (1981), Bitlis metamorfizlerinde yaptıkları yaş tayini çalışmasında Alt Birlik olarak bilinen Devoniyen öncesi bir metamorfik temel bulunduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca çalışma alanındaki Devoniyen-Üst Triyas yaşlı Üst Birlik, meta-ofiyolitleri kapsayan Guleman Grubu, filiş tipi çökellerden oluşan Kinzu Formasyonu ve Paleosen-Eosen yaşlı Maden Grubu çökellerini ayırt etmişlerdir. Muş-Sason-Tatvan-Baykan civarında görülen Bitlis Masifi Üst Birlik karbonatlı kayaçları içerisinde görülen fosillerden bu birimin Orta-Üst Devoniyen-Üst Permiyen yaşlı olduğunu saptamışlardır.

Yılmaz ve ark. (1981), Gevaş (Van) Ofiyoliti'nde yaptıkları çalışmada dört tektonik birim ayırt etmişlerdir. Bunlar: a) ofiyolit topluluğu, b) Bitlis Masifi'nin dış zonunu oluşturan metamorfik kayaçlar, c) ofiyolit ile metamorfik kayaçlar arasında yer alan geçiş zonu ve d) öncekileri örten çökel kayaçlardır. Araştırmacılara göre Gevaş dolayında görülen ofiyolit topluluğu kayaçları, buradaki litoloji toplulukları ve bunların sıralanışları nedeniyle olasılıkla bir okyanus tabanı dilimini temsil etmektedirler. Ofiyolitik bir melanjdaki gibi yapısal karışmaya uğramamışlardır. Okyanus kabuğu ile Bitlis Masifi'nin temsil ettiği kıtasal dilimin dokanağının, yakınsayan levha kenarlarındaki ofiyolit üzerlemesi şeklinde gelişmiş olabileceği belirtilmiştir. Ofiyolit bölgeye yerleşmesinin Paleosen-Eosen arasında gerçekleşmiş olabileceği savunulmuştur. Ofiyolit gelişmesinin Paleosen sonlarına doğru tamamlanması, Bitlis Masifi ile olan dokanağının ise Eosen çökelleri ile örtülmesi buna sebep olarak gösterilmiştir. Eosen çökeli sonrasında bölgede güneyden kuzeye itilmeler gerçekleştiği, bunun sonucunda masif kuzeye devrildiği ve yer yer Eosen çökelleri üzerine ilerlediği savunulmuştur.

Tolluoğlu ve Erkan (1982), Bitlis Masifi içerisinde yaptıkları çalışmada, Mutki (Bitlis) yöresindeki bölgesel metamorfik kayaçları petrografik olarak incelemişlerdir. Yapılan çalışmada Bitlis Masifi Temel Kayaçları olarak tanımlanan metamorfik kayaç birimlerinin mineralojik bileşimleri, yapısal-dokusal özellikleri, makroskobik ve mikroskobik incelemelerle belirlenmiştir. Ayrıca bu kayaç birimleri kimyasal analiz, X-İşinlar toz difraksiyonu ve modal analiz yöntemleri yardımıyla ayrıntılı bir şekilde incelenmiş, etkili metamorfizmanın niteliği ve koşullarına bazı yaklaşımlarda bulunulmuştur. Çalışma alanında amfibolit, mikaşist ve kuvars-feldispat-gnays şeklinde üç temel litoloji birimi ayırtlanarak yer yer bu birimleri kesen mafik daykların varlığı

ortaya konmuştur. Tanımlanan bu kayaç gruplarının, oluşumlarından daha sonra düşük mertebeli ikinci bir metamorfizmadan büyük ölçüde etkilendikleri belirtilmiştir. Bu metamorfik süreçlerin kısmen kataklastik kısmen gerileyen (retrograd) metamorfizma şeklinde kayaçların üzerinde etkili olduğu saptanmıştır.

Innocenti ve ark. (1980; 1982) Erzurum-Kars volkaniklerinde jeokimyasal ve jeokronolojik incelemeler yaparak, volkanik kayaçların çoğunlukla kalkalkalen, sadece Kuvaterner yaşlı olanlarının bir kısmının alkalen nitelikte olduklarını, yaşlarının 8 milyon yıl ile 1.3 milyon yıl arasında değiştiğini, Doğu Anadolu'da etkin olan Tersiyer volkanizmasının yaklaşık 6 milyon yıl kadar önce kuzeye doğru sığırarak yer değiştirdiğini, bu kuzeye kayışın nedenini ise Arap plakasının Avrasya plakası altında dalma geometrisinin değişimi olduğunu belirtmişlerdir.

Erdoğan ve Dora (1983), Bitlis Masifi'nde yaptıkları çalışmada, buradaki apatitli demir yataklarının jeolojisi ve oluşumunu araştırmışlardır. Yapılan çalışmalarla Bitlis Masifi'ndeki apatitli demir yataklarının alt topluluk içinde yer aldıklarını ve belirli stratigrafik düzeyler boyunca sıralandıklarını saptamışlardır. Avnik (Bingöl) yöresinde apatitli demir yataklarının metavolkanitlerle ardalanmalı, masif, bantlı ve merceksel konumda bulduklarını tespit etmişlerdir. Bu yatakların volkano-sedimanter olarak gelişmiş olduğunu vurgulayan araştırmacılar, volkanik kayaçlardaki düzensizlik nedeniyle merceksel cevher oluşuklarının kısa mesafelerde yanal değişimler gösterip, kamalanarak kaybolduklarını belirtmişlerdir. Cevher minerali olarak manyetit baskın olduğu tespit edilmiştir. Avnik bölgesindeki yatakların yanal düzensizliklerine karşın, Ünaldı (Bitlis) yöresindeki yatakların yanal yönde kilometrelerce uzanan düzeylerden oluştuğu belirtilmektedir. Apatit'in baskın olduğu Ünaldı yataklarında, ardalanmalı olarak ince laminalı meta-çört katkıları görülmüş ve apatitin baskın olduğu bu yataklanmalarda düzenli bir sedimantasyonla birlikte geliştiği tespit edilmiştir. Avnik ve Ünaldı bölgelerinden elde edilen verilerden, Bitlis Masifi alt topluluğu içinde metavolkanitler ve meta-çörtlerle birlikte bulunan Apatitli demir yataklarının volkano-sedimanter kökenli olduğu savunulmuştur.

Şaroğlu ve Yılmaz (1984), Doğu Anadolu'nun Neotektoniği ve ilgili magmatizmasını incelemişlerdir. Özellikle Nemrut, Süphan, Tendürek, Ağrı yanardağları merkezlerinde etkinlik gösteren Kuvaterner volkanitlerinin geniş alanlara yayıldığını belirtmişler, ayrıca Doğu Anadolu'nun Jeotermal enerji açısından önemli

potansiyeye sahip olduğunu söylemişlerdir. Van civarını da içine alan Doğu Anadolu'nun jeolojik evriminde dört dönemin etkili olduğunu vurgulamışlardır. Araştırmacılara göre ilk dönem metamorfitle, ikinci dönem Üst Kretase yaşlı ofiyolitik karmaşıkla, üçüncü dönem sedimanter kayalarla, dördüncü dönem; Üst Miyosen'de başlayıp günümüze kadar devam eden karasal ortam çökelleri ve volkanizma ile temsil edilmektedir. Van çevresinde gelişmiş olan yapıların ancak bir sıkışma rejimiyle açıklanabileceğini belirten çalışmacılar, kuramsal olarak sıkışmakta olan bir levhada oluşabilecek yapısal şekillere, doğada gözlenenler arasında büyük bir benzerlik olduğunu belirtmişlerdir.

Helvacı (1984), Bitlis masifi içerisindeki Avnik (Bingöl) yöresinde yaptığı çalışmada, buradaki apatitçe zengin demir yataklarının oluşumunu araştırmıştır. Araştırmacıya göre Avnik'teki magnetit-apatit yatakları, egemen olarak ortaçtan felsiğe değişen kalk-alkalin volkanik istif ile ilişkilidir. Saha verilerine dayanılarak intrüzif veya sedimanter kökenden bahsedilemeyeceği belirtilmiştir. Cevherlerin, granitoid sokulumuyla remobilize olarak ağısı cevherleşme oluşturduğu savunulmuştur. Sr-izotop verilerine dayanılarak granitoidten gelen akışkanlarla remobilizasyonun gerçekleştiği vurgulanmıştır. Yüksek nadir toprak element (NTE) kapsamı, negatif Eu anomalilerinin oluşu ve negatif Ce anomalilerinin olmayışı verilerine dayanılarak, cevherlerin oluşum sırasında deniz suyuyla ilişkili olmadığı savunulmuştur. Böylece sedimanter ve volkanik-eksülatif orijinin mümkün olmadığı belirtilmiştir. Apatitçe zengin demir cevherlerinin, başlangıçta volkanik ortamda oluşmuş olup yüksek düzeyde bölünme geçiren magmadan ayrılan, karışmayan sıvılardan oluştuğu sonucuna varılmıştır. Bütün yatak tiplerinde magnetit, apatit ve aktinolit egemen ana mineral; feldispat, kuvars, mika, diyopsit, hornblend, krossit ve sfenin de aksesuar mineral oldukları belirtilmiştir.

Şaroğlu ve Yılmaz (1986), "Doğu Anadolu'da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri" isimli çalışmalarında, Doğu Anadolu'daki neotektonik dönemin Orta Miyosen'de başladığını belirtmişlerdir. Bu geniş kapsamlı çalışmada Doğu Anadolu'da neotektonik dönem boyunca kıvrımlar, bindirmeler, doğrultu atımlı faylar ve açılma çatlaklarının geliştiği vurgulanmıştır. Bu yapıların denetiminde dağarası ve çek-ayır (pull-apart) olmak üzere iki tür havza gelişimi gözlenmiştir. Araştırmacılara göre, neotektonik dönemde gelişen havzalardan Muş, Ahlat-Adilcevaş, Karayazı-Tekman havzaları dağarası tipi havzalar; Kağızman-Tuzluca, Doğubeyazıt-

Gürbulak ve Iğdır havzaları çek-ayır türü havzalardır. Dağarası türünden olan Erzurum-Pasinler-Horasan havzasının ayrıca doğrultu atımlı fayların da denetiminde gelişmiş olduğu belirtilmiştir. Hınıs ve Zırnak havzalarının değişik yapı denetimleri altında olduğu, Karlıova-Bingöl havzasının ise farklı özellikte olan doğrultu atımlı fayların etkisinde açıldığı savunulmuştur.

Bilgin (1984 ve 1987), Erzurum yakınlarındaki Serçeme yöresindeki Miyosen yaşlı volkaniklerde çalışmış, bunların bazalttan başlamak üzere riyolite kadar uzanan, geniş bir aralıkta, bileşimlerinin değiştiğini saptamış ve Orta-Üst Miyosen'de Avrasya, kıtasının Anadolu-İran bölümü ile Arap kıtasının çarpışmaları sonucunda Doğu Anadolu sıkışma zonu boyunca gelişmiş olan Himalaya tipi orojenik yerleşim temsilcisi olduklarını belirtmiştir.

Ercan (1986), Tendürek dağının ikiz koni ve kraterinden de yaklaşık 50° C sıcaklıkta su buharı ve çeşitli bileşimde gazların çıktığını, gazların içindeki H<sub>2</sub>S 'ün ayrışarak, bol miktarda, kükürt birikimi meydana getirdiğini ve tarihsel çağlarda da lav püskürten bu genç yanardağın günümüzde de etkinliğini solfatar evrede sürdürdüğünü belirtmiştir.

Bayraktutan (1987), Erzurum kuzeydoğusunda Tortum ve Narman dolaylarında incelemeler yaparak bazalt, andezit, dasit, riyolit türde yüzlekleri bulunan Üst Miyosen, yaşlı volkanizmadan sonra, olasılıkla Pliyosen de yeni bir volkanik, evre ile yaygın bazaltik lavlar oluştuğunu gözlemiştir.

Güner ve Şaroğlu (1987), Ağrı dağı ve dolaylarında incelemeler yaparak Ağn dağının, oluşumunu 11 farklı volkanik evrede tamamladığını, Üst Kuvaterner sonlarına doğru en son evre ile hornblend bazaltlar, hiyalo andezitler ve volkanik killer meydana geldiğini, günümüzde de bazı gaz çıkışları bulunduğunu belirtmişlerdir.

Yılmaz ve ark. (1987), Bingöl ve Muş volkanitlerinde petrokimyasal incelemeler yaparak, Doğu Anadolu'da kıta-kıta çarpışması ile başlayan ve sıkışma rejimi ile karakterize edilen neotektonik dönemin Orta Miyosen'de başladığını ve Solhan (Muş) volkanitlerinin bölge neomagmatizmasının ilk ürünlerinden olduğunu ve alkali nitelikli bir magmanın sığ denilebilecek bir derinlikte kabuğun hemen altında yukarı mantoda yerleşmesi sonucunda meydana geldiklerini öne sürmüşlerdir. Ancak aynı araştırmacılar daha sonra Doğu Anadolu'da neotektonik dönemin Orta-Üst Eosen'de başladığını belirtmektedirler (Şaroğlu ve Yılmaz, 1991).

Buket (1988), Bingöl volkanitlerinde çalışarak Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı "Hamurpet volkanikleri ile Pliyo-Kuvaterner "Keleştepe volkanitleri" olarak adlanmış, çeşitli volkanik örneklerde yaptığı stronsiyum izotop ölçüm değerlerinin 0.70333-0.70503 arasında olduğunu ve volkanizmanın Bitlis-Zagros okyanus kabuğu dalımı ile ilişkili olduğunu belirtmiştir.

Buket (1989), Varto yöresindeki volkanik kayalarda yaptığı çalışmalarda Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı, Hamurpet volkanitlerinin trakibazalt, trakiandezit, andezit, ve dasit türde lavlardan meydana geldiğini, bölgede alkali ve kalkalkali kayaların birarada yüzeyletiğini, yer yer de toleyitik eğilimli bazaltik andezit türde lavların bulunduğunu saptamıştır.

Nagao ve ark. (1989), Tendürek dağının güneyinde yer alan Çaldıran ilçe merkezi yakınlarından ve daha kuzeyde Diyadin dolaylarından arazide kendiliğinden çıkan doğal gazlardan aldıkları örneklerde yapmış oldukları Helyum izotop çalışmaları ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) ile bunların bir magma rezervuarından türeyen volkanik kökenli gazlar olduklarını belirtmişlerdir. Bu gazların, Tendürek volkanik sistemine ilişkin olarak meydana gelmişlerdir ve manto kökenli gazlar olduklarını söylemişlerdir.

Özgür ve Bilgin (1990), Sarıkamış-Kars yöresindeki perlit ve obsidienlerde jeokimyasal çalışmalar yaparak, volkanik kayaların bazaltlarla başlayarak obsidien ve perlitlerle sona erdiklerini, obsidienlerin volkanik camların, bünyesine bir miktar  $\text{H}_2\text{O}$  alması ve hidratlaşma ile ana magmadan oluştuklarını, perlitlerin ise ikincil olarak, riyolitlerin camsal bünyelerine  $\text{H}_2\text{O}$  molekülü alması ve atmosfer ve su tabakalarıyla ilişkileri sonucu kayacın hidratlaşması ve genişmesi sonucunda meydana geldiklerini belirtmişlerdir.

Pearce ve ark. (1990), Doğu Anadolu volkanitlerinde yaptıkları jeokimyasal incelemeler sonucunda, Kars ve Ağrı dolaylarındaki volkanitlerin subalkalen bazalt-andezit-dasit-riyolit fraksiyonlaşması ile meydana geldiklerini belirterek, bunların radyometrik yaş ölçümlerinin 7 my – 0.5 my arasında değişik sonuçlar verdiklerini, çarpışma zonu volkanitleri olduklarını ve izotop çalışmalarla da yitim zonları ile ilişkili manto köken özellikleri taşıdıklarını öne sürmüşlerdir.

Ercan ve ark. (1990), Doğu Anadolu'da orta Pliyosen'den itibaren etkin, olan çarpışma zonu volkanizmasında jeokimyasal çalışmalar, stronsiyum izotop ölçümü ve K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlemeleri yapmış, volkanitlerin iz element

kapsamlarının genellikle üst kıtasal kabuk, kısmen alt kabuk ve ender olarakta manto ortalama değerine uyduklarını; Stronsiyum izotop oranlarının bölgede Anadolu ve Arap plakalarının birbirleriyle çarpışmalarından önce alta dalan Arap plakasına ilişkin kabuk parçasının volkanitleri oluşturan magmaya bulaştığının işareti olduğunu ve bölgede ölçülen en eski yaşın Eleşkirt Kösedag'a ait olup  $11.4 \pm 0.9$  milyon yıllık bir değer elde edildiğini belirtmişlerdir.

Aktimur ve ark. (1991), Kars-Arpaçay dolaylarındaki volkanitlerde yaptıkları çalışmalarda, volkanizmanın Üst Miyosen de başlayarak Kuvaterner ortalarına kadar devam ettiklerini, tüketilmiş mantodan türemiş toleyitlere özdeş olan toleyitik nitelikli, lavlar ile birlikte olasılıkla kıta altındaki mantonun bölümsel ergimesi ve Doğu Anadolu'da plakaların çarpışması sonucu kalınlaşmış olan kıta kabuğu içinden yeryüzüne yükselirken kabuktan özümleme ve kristalleşmeyle ayrımlaştırıp oluşturduğu kalkalkalen lavların birarada geniş yüzlekler verdiklerini belirtmişlerdir.

Acarlar ve ark. (1991), Van Gölü'nün kuzeyinde yaptıkları çalışmada bölgenin jeolojisini araştırmışlardır. Bölgede beş tektonik birim ayrılanmıştır. Bunlar: a) Paleozoyik yaşlı şistler ve kristalize kireçtaşlarından oluşan Tepedam Birimi; b) Permien kireçtaşları, Triyas kumtaşları ve silttaşları, Jura-Kretase kireçtaşları ve bunlarla ardalanmalı andezit ve volkanik çökellerden oluşan Hasandağ Birimi; c) Üst Kretase yaşlı, volkanitler ile ardalanmalı yarı pelajik-pelajik çökeller ve ofiyolitlerden oluşan Şehittepe Birimi; d) Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan Dereüstü Birimi; e) Üst Paleosen yaşlı breşik kireçtaşı ve kumtaşı Eosen yaşlı marn, kireçtaşı, kumtaşı, çört, çamurtaşı ve Oligosen yaşlı ofiyolitli karışıktan oluşan Alabayır Birimi'dir. Bu beş tektonik birimin, Van Formasyonu'nun Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı kırıntılı kayaçlarından oluşan otokton-paraotokton örtü ve Alt Miyosen'den günümüze dek gelişmiş çeşitli çökellerden oluşan Erciş yöresindeki neotokton örtü birimleriyle örtüldüğü belirtilmiştir.

Çelebi (1992), Avnik'teki (Bingöl) manyetit oluşuklarının jeokimyası ve kökeni üzerine yaptığı çalışmada, bu yatağın intrüzif magmatik kökenli olduğu tezini savunmaktadır. Jeokimyasal analizler için Avnik'in çeşitli yerlerinden, kesitler halinde serbest örnekleme ile alınan yaklaşık 150 manyetit örneğinin 45'inde, 17 elemente özgü kimyasal analiz yaptıran araştırmacı bu verileri çeşitli diyagramlara işleyerek yorumlamıştır. Yazar yaptığı analizlere ve incelemelere dayanarak Bitlis Masifi

içerisindeki bu yatağın en az bir kez metamorfizma geçirmiş Kiruna (İsveç) tipi bir intrüzif magmatik yatak olduğunu ileri sürmüştür. Araştırmacı yaptığı jeokimyasal incelemeler sonucunda Bitlis Masifi'nde ve Avnik yöresinde bundan sonra yapılacak arama ve inceleme çalışmalarında Fe, P ve As'in yanında Sn ve kısmen de Mo ile Pb elementlerinin iz sürücü element olarak kullanılabileceğini belirtmiştir.

Keskin (1992a), Erzurum-Kars platosunu oluşturan volkanik, akitivitenin genel olarak fissür erüpsiyonların ve lav domları olduklarını, volkanik istifin tabanının riyolitik ve dasitik bileşimli piroklastik ürünlerin oluşturduğunu, bunlarla arakatlı asidik ve ortaç lav düzeylerinin bulunduğunu ve istifin üst düzeylerinde plato lav özellikleri gösteren ortaç veya bazik lavların yer aldıklarını belirtmiş ve genellikle kalkalkalen nitelik taşıdıklarını ve iz element kapsamının bölgede çarpışma öncesi Üst Kretase-Eosen Pontid yayından miras kalan belirgin bir yitim bileşeni ile birlikte litosferik mantodan kümelenediklerini gösterdiğini öne sürmüştür.

Türkecan ve ark. (1992a), Patnos, Tutak ve Hamur yöresindeki, volkanik kayalarda incelemeler yaparak bölgedeki Miyosen, volkanizmasının Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı "Üryanbaba volkanitleri ile başladıklarını, Orta-Üst Miyosen yaşlı Cemalverdi volkanitleri ve Üst Miyosen yaşlı "Sekirdağ volkanitleri" ile devam ettiklerini belirtmişlerdir.

Nicholson (1992), Mangan oksit mineralleri ve bunların oluşturduğu maden yatakları, yüzeysel ve hidrotermal işlemlere bağlı olarak gerek karasal gerekse denizel ortamlarda çok değişik şekillerde gelişebileceğini belirtmiştir.

Ercan ve Asutay (1993), Bingöl volkanitlerinin genellikle bazaltik lav akıntıları, tuf ve aglomeralar ile yer yer de bunları kesen trakit daykları şeklinde yüzlekler verdiklerini belirterek bunların bölgede Arap plakası ile Anadolu plakalarının çarpışmaları sonucu kabuk, kalınlaşması ve buna koşut olarak litosfer incelmesinin yarattığı genleşme kuvvetlerinin etkileri ile oluşan basınç serbestleşmesi ile mantoda bölümsel ergimelerle oluştuklarını öne sürmüşlerdir.

Şengün (1993), "Bitlis Masifi'nin Metamorfizması ve Örtü Çekirdek İlişkisi" adlı çalışmasında, Bitlis Masifi çekirdek kayalarını (Yolcular Formasyonu) amfibolit, mikroklin gnays, biyotit gnays/şist ve muskovit gnays/şist ile bunları kesen biyotit granit ve hololökokratik granitik fazdan oluştuğunu vurgulamıştır. Örtü kayalarının (Kotum Grubu) ise metapelitler ve bunları geçişli olarak örten Üst Devoniyen-

Mesozoyik yaşı metakarbonatlardan oluştuğunu belirtmiştir. Araştırmacı örtü-çekirdek ilişkisini transgresif aşma düzlemi olarak yorumlamıştır. Örtü ve çekirdeğe ait kayaçların birlikte kıvrımlanmış olması, Alpin deformasyonları sırasında örtünün yerinde olduğunun kanıtı olarak yorumlanmıştır. Devoniyen-Mesozoyik yaşı örtünün granitlerle kesilmemiş olması, granit intrüzyonlarından önce gerçekleşmiş bir metamorfizma evresinin varlığının kanıtı olarak gösterilmiştir. Yazar, örtü ile çekirdek arasında görülen metamorfizma atlamasının, ilgili parajenezlerin Prekambriyen ve Alpin evrelerine ait olmasından kaynaklandığını belirtmiştir. Alpin metamorfizmanın tam anlamıyla etkili olduğu durumlarda, orojenik dönem süresince gerçekleşen bölgesel yükselme eşliğinde P-T koşullarında görülen azalmanın gerileyen metamorfizmanın nedeni olduğu düşünülmektedir. Araştırmacı bölgesel jeolojik veriler ışığında Bitlis Masifinin Arap Levhasının deforme olmuş Alpin pasif kıta kenarı olduğunu ileri sürmüştür.

Arslan (1997), Başlıca pomzalı tüf ve perlitik tüfden oluşan tefra çökelleri, Van Gölünün eski havzasını da içine alarak, özellikle D-B yönünde geniş bir yayılım sunarlar. Genel olarak beyazımsı gri ve gri yüzey rengi göstermekle birlikte, yüzeysel ayrışma sonucu yer yer sarımsı krem renkler de gösterirler. Bunlar paleo-topoğrafyaya bağlı olarak vadi dolgusu şeklinde, yamaç ve tepelerde ise ince örtüler şeklinde çökelmiştir. Çökelme sonrası gelişen fiziksel olaylara bağlı olarak, yer yer yeniden depolanma yapıları gelişmiştir. Bu nedenle tane boyu, kalınlık ve çökelme özellikleri bakımından yerel değişimler gösterdiklerinden, karakteristik bir istiflenmeye sahip değildir. Bununla beraber, genelde alt seviyeler kaba taneli, üst seviyeler ise ince tanelidir. Ayrıca, perlitik üst seviyeler yer yer ince çapraz tabakalanma yapıları göstermektedir. Bu özellikleriyle bu çökellerin piroklastik düşmeden türbülansite doğru değişen bir patlama rejimiyle oluştuğu düşünülmüştür.

Yılmaz ve ark. (1998), lokal olarak yaptıkları çalışmaları birleştirerek Nemrut, Süphan, Tendürek ve Ağrı yanardağları ile karakteristik olan Doğu Anadolu Bölgesinin bölgesel anlamda volkan dinamiği kuramlarını geliştirmişlerdir. Türk-İran platosu üzerindeki volkanik aktivite Neojen'de başlamış, Geç Miyosen-Pliyosen'de şiddetini artırmış ve günümüze kadar devam etmiştir. Geniş yayılım sunan ve Türk-İran platosu üzerinde önemli topografik yükseltiler oluşturan volkanik merkezler Kuvaterner'de



gelişmiştir. Kuvaterner yaşlı büyük volkanik merkezler arasında Ağrı Dağı, Tendürek, Süphan ve Nemrut yer almaktadır.

Koçyiğit ve ark. (2001), Doğu Anadolu Platosu ve Küçük Kafkaslarda yaptıkları çalışmada, bölgenin neotektoniğini araştırmışlar. Neotetisin kuzey kolunun (Kuzey Anadolu-Küçük Kafkaslar Okyanusu) kuzeyde Avrasya ile güneyde Anadolu İnan Platformunun çarpışması ile kapandığını, buna rağmen Neotetisin Güney kolunun Orta-Geç Miyosen’de kapandığını ve bunun sonucunda Arap plakasının Avrasya plakası ile çarpışarak kıta-kıta çarpışmasının meydana geldiğini belirtmişlerdir. Araştırmacılara göre, bu çarpışma sonucunda Doğu Anadolu ve İnan platformu 2 km yükselmiş, kıta içi birleşme ve K-G yönlü sıkışma-büzülme tektonik rejimi Doğu Türkiye’deki Bitlis Kenet Kuşağı boyunca Geç Miyosen sonu ve Erken – Geç Pliyosene kadar sürmüştür. Erken-Geç Pliyosen’de, sağ yönlü Kuzey Anadolu, sol yönlü Doğu Anadolu transform fayları ve Anadolu Plakacığı’nın 3 ana neotektonik yapı olarak oluştuğu savunulmuştur. Araştırmacılar, Anadolu Plakacığı’nın Afrika Plakası okyanusal litosferi üzerine batı-güneybatı yönlü kaçma hareketine başladığını, böylece Erken-Geç Pliyosen’den itibaren ilksel sıkışma-büzülme tektonik rejiminin yerini sıkışma-açılma tektonik rejiminin aldığını belirtmişlerdir.

Şengör ve ark. (2003), “Doğu Anadolu Litosfer Mekaniğine Yeni Bir Yaklaşım” isimli çalışmalarında, bölgenin büyük bir kısmında manto litosferinin varolmadığını savunmuşlardır. Bölgenin yüksek topografyasından dolayı ortalama 55 km olduğu bilinen kabuk kalınlığının, 29 istasyon kullanılarak yapılan sismolojik araştırmalarla ortalama ancak 45 km olabileceği ortaya konulmuştur. Araştırmacılara göre, manto litosferi bulunmayan bölüm Üst Kretase-Alt Oligosen yaşlı bir yığılım prizması olan Doğu Anadolu Yığılım Prizması’yla örtüşmektedir. Manto litosferinin varolmaması, prizmanın altındaki dalan levhanın kopmasına ve litosferin alt kısımlarının doğrudan astenosferik sıcaklıklara maruz kalıp büyük oranlarda kısmi ergime oluşturmalarına bağlanmaktadır. Doğu Anadolu Yüksek Platosu’nun kalın bir kabuk tarafında değil de sıcak manto tarafından dengede tutulduğu öne sürülmektedir.

Keskin (2006), Doğu Anadolu, manto sorgucu olmadan çarpışma zonu içindeki sıcak noktalardan biri olarak, Dünyadaki aktif kıtasal çarpışma zonlarının en iyi örneklerinden biri olduğunu vurgulamıştır. Doğu Anadolu deniz seviyesinden yaklaşık

2 km yüksekliği ile Alpi-Himalaya dağ kuşağının yüksek platolarından birini kapsar. Bu platonun çoğunlukla 3/2 'si çarpışma ile ilişkili genç volkanik kayaçları kapsamaktadır. Volkanik kayaçlar 11 my'dan günümüze değişen yaşları içerir ve bazı yerlerde 1 km'ye kadar kalınlığa sahiptir. Çarpışma ile ilişkili volkanizma Doğu Anadolu ile sınırlı değildir ve Doğu Türkiye, Ermenistan, Azerbeycan, Güneydoğu Rusya'yı yaklaşık 1000 km uzaklığa kadar bir uçtan bir uca kapsar.

Lebedev ve ark. (2009), Van gölü civarında Geç Senozoyik volkanizmasının jeokronolojisini ayrıntılı olarak vermiş ve gelişen mağmatik süreçlere bağlı olarak bölgeyi değerlendirmiştir.

Çolakoğlu (2009), Sarıçimen Fe-Ni laterit cevherleşmesi Çaldıran İlçesinin (Van) 15 km doğusunda, Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi içinde yer alan çalışmada, Fe-Ni laterit cevherleşmesinin jeolojik özellikleri, jeokimyası ve opak minerallerin mineralojik ve dokusal özellikleri incelenmiştir. Sedimanter karakterdeki laterit zonun mineralojik bileşimlerinin değişkenlik göstermesi ve kimyasal bileşimdeki farklılıklar malzemenin homojen olmadığını belirtmiştir. Cevherleşme oluşum türü bakımından bölgede tanımlanmiş ilk Fe-Ni laterit cevherleşmesidir.

Çolakoğlu ve Arehart (2010), Sarıçimen plütunu, Doğu Anadolu yığışım karmaşığı içinde Üst Kretase ofiyolitik kayaçlarını içinde görünen yarı derinlik-volkanik bir sokulumdur. Plutonun bileşimi kuvars monzodiyorit olup feldispat, hornblend ve biyotit fenokristalleri ince taneli bir matris içinde görülür. Major element jeokimyası plütunun kalk-alkalin, metaluminous karakter yüksek-K, karakterde olduğunu göstermektedir. Sarıçimen sokulumu yukarı yükselirken mantodan türemekle birlikte, kabuk materyali ile kirlenmiştir. Tektonik olarak, bölgedeki volkanik ve magmatik kayaçlar, dalma-batmayla ilişkili olarak, Neotetisin son kapanma koluna bağlı olarak Avrasya ve Arap levhalarının yakınlışmasıyla oluşan volkanik aktivite ile oluşmuşlardır.

Çolakoğlu ve ark. (2010), Bitlis masifi içinde gelişen Pb-Zn-F mineralizasyonunu Senozoyik çarpışma tektoniği ile ilişkilendirmiştir. Çalışmada, Van gölünün güneyinde, Alpin orojenik kuşağının Neotetis süturu içinde iki farklı litoloji ve lokasyon çalışılmıştır. Birinci tip mineralizasyon dolotaşlarının kırıklarında ve faylarda damarlar ve damarcıklar şeklinde oluşmuştur. İkinci tip mineralizasyon ise fay zonlarında, siyah mermer ve kalkşistlerde oluşmuştur. Sfalerit ve galen her iki tip

mineralizasyonda da ana cevher mineralidir. Birinci tip mineralizasyonda baskın olan gang mineralleri kuvars ve dolomit, ikinci tip mineralizasyonda ise kalsit, kuvars, yeşil-beyaz florüttür. Mineralizasyon genel olarak bindirme ve faylarla ilişkili görülmektedir.

Yılmaz ve ark. (2010), Doğu Anadolu platosunun kabuğunun yapısal parametrelerinin değerlendirilmesiyle Pontidler ve Bitlis suture zonu arasında kalan yığılım karmaşığının yapısal ilişkilerini, kuzeyden güneye doğru yeniden modellenmesini yaparak yorumlamışlardır.

Çolakoğlu ve ark. (2011), Diyarın altın yatağının jeolojisi ve izotop jeokimyası adlı çalışmada, C-O-S izotop çalışmaları ile hidrotermal çözeltilerin taşıdığı değerli metallerin, özellikle yatak kayacı karbonatlı olan sistemlerde, altın, gümüş diğer metallerin ilişkilerini, yatağın jeolojisi ve jeokimyasal özelliklerini tartışmış, altı tane sondajdan belli sistemlerde alınan cevherli, cevhersiz ve karışık örneklerin, altın ve diğer değerli metallerle ilişkileri açıklanmıştır. Cevherleşme, genel olarak fay kontrolünde gelişen, sülfid mineralleri (pirit, markazit, arsenopirit) ve oksit mineralleri (limonit, hematit, mangan) ile ilişkilidir. Yatak kayacı paleozoyik yaşlı kalker ve dolomitlerdir. Tektonik ortam olarak Miyosen volkanizmasının ürünleriyle kaplı olan, cevherleşme özellikleri itibarıyla Karlin tipi bir yatağa benzerlik sergilemektedir.

### 3. MATERYAL ve YÖNTEM

Araştırmanın amacına uygun olarak yürütülen çalışmalar; saha çalışmaları, laboratuvar çalışmaları ve büro çalışmaları olmak üzere başlıca üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

2009-2010 yaz aylarında yürütülen saha çalışmaları, tezin amaç ve hedeflerine yönelik olarak Diyadin'in (Ağrı) güneybatısındaki Mollakara köyü, Mutlu köyü ve Gedik köyleri arasında kalan Murat nehri dere sınırında gerçekleştirilmiştir. Bu çalışma, 1/25.000 ölçekli Ağrı J51-a<sub>1</sub> paftasının kapsadığı bir alan içinde yer almaktadır. İnceleme alanında yapılan saha çalışmalarında jeolog çekici, pusula, topografik haritalar ve GPS kullanılmıştır. Bu gereçler yardımıyla inceleme alanındaki litolojik birimlerin sınırları, tektonik hatlar ve yüzeylenmiş cevher zonu belirlenerek 1/25.000 ölçekli haritaya aktarılmıştır. Cevherleşmenin bulunduğu alan ve yakın çevresinde, cevherleşmenin tektonikle ilişkisini ve oluşum koşullarını daha detaylı anlamaya yönelik olarak 1/10.000 ve 1/5.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritaları, sahada işletme ruhsatı sahibi olan Koza Altın İşletmeleri datalarından revize edilerek aktarılmıştır. İnceleme alanında gerekli görülen yerlerden kesitler çizilmiştir. Jeoloji haritası yapımı sırasında, uygun görülen yerlerden, inceleme alanındaki birimleri ve cevher zonunu karakterize edebilecek örnekler sistematik bir şekilde toplanmıştır. İzotop çalışmaları için sahada K-G yönlü 6 adet sondaj noktasından toplam 96 örnek alınmış ve bu örneklerden 64 tanesi altın için analizleri yaptırılmıştır.

Araştırmanın amaç ve kapsamı dahilinde mikroskobik incelemeler, jeokimyasal analiz yöntemleri ve uzaktan algılama yöntemleri kullanılmıştır. Bu yöntemler yardımıyla elde edilen veriler ve varılan sonuçlar büro çalışmaları esnasında teze aktarılmıştır. Çalışmalar esnasında farklı araştırma ve analiz yöntemleri kullanılmıştır.

Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM), bir görüntü oluşturmak için elektron yerine ışığı kullanan bir mikroskoptur. Yüksek çözünürlüklü görüntü elde etmek amaçlı, küçük örnekleri büyüterek, birçok alanda avantajlar sağlar. SEM-EDX (Taramalı Elektron Mikroskobu-enerji dispersive X-ışınları)

Kalitatif element analizi ve imajlamayı birlikte yapabilen jeokimya, mineraloji, metallurji, fizik, kimya, biyokimya vb. gibi alanlarda kullanılan önemli bir cihazdır. Malzemenin topografyası, morfolojisi, kompozisyonu ve kristallografisi hakkında bilgi verir.

XRD (X-Ray Diffraction) aleti, X-ışınları tarafından oluşturulan kırınım deseninden atomik düzeyde bilgi edinmek için kullanılmaktadır. X-ışınları ölçümleri kristale zarar vermeksizin yapısı hakkında bilgi veren güçlü bir yöntemdir. X-ışınları kırınımı günümüzde malzeme karakterizasyonu için endüstriyel ve bilimsel araştırmalarında; fizik, kimya, biyoloji, biyokimya, malzeme ve metalürji, jeoloji, madencilik, çimento, seramik ve teknolojik uygulamalarda yaygın olarak kullanılmaktadır.

Bir X-ışınları kırınım deseninden;

- Bir katıdaki düzlemler arasındaki mesafe (atomların oluşturduğu sıralar)
- Tek kristalin veya taneciğin yönelimi
- Bilinmeyen bir malzemenin kristal yapısı

Tanecik boyutu, stresi ve şekli hakkında bilgi elde edilebilir.

Kristal yapıda her madde X ışınları uygulaması sonucu belli bir desen (difraktogram, mineral grafiği) verir (Şekil 5.35). Bu desende, her mineral için belli pozisyonlarda ( $2\theta$  açısında) özgün pikler bulunur. Aynı kristaller her zaman aynı özgün pikleri oluşturur; kristal karışımlardan elde edilen desende her kristal diğer kristallerden bağımsız olarak kendine özgü pikleri üretir. Bu yüzden ki saf minerallerin X-ışını difraktometresi o mineralin parmak izi gibidir. Böylece de XRD'ye kilce zengin bir kayadaki (kıltaşı, çamurtaşı ve marn) bütün minerallerin varlığını ve mutlak miktarlarını tespit etmede en direk ve en doğru sonuçlar veren bir analitik metot olarak bakılmaktadır (Scintag Inc., 1999; Srodon, 2006). Kil minerallerinin tanımlanmasında XRD'nin yaygın olarak kullanılması da (Konta, 1995; Konta ve Kühnel, 1997; Omotoso ve ark., 2006) bu nedenledir.

XRD ile ilgili analizlerde polikristalin bir örnekten alınmış desen üzerindeki difraksiyon piklerinin pozisyonu, şiddeti, genişliği ve şekli ile ilgili bilgiler kullanılır. Böylece XRD deseni kullanılarak hem nitel hem de nicel değerlendirilmeler yapılabilir. Moore ve Reynolds (1997) kalitatif (nitel) analiz için aşağıdaki adımların takip edilmesini önermektedir:

1. En kuvvetli piki açıklayabilecek mineralin bulunması,
2. Bulunan minerale ait daha zayıf piklerin pozisyonlarının bulunarak bu mineralin teyit edilmesi,
3. Bu pik grubunun belli bir minerale ait olduğunun teyit edilmesinden sonra diğerlerinden ayrılması,
4. Kalan pikler içinden en kuvvetli pikin seçilmesi, o piki açıklayacak mineralin bulunması ve o mineralin daha az kuvvetteki piklerinin bulunması suretiyle mineralin teyit edilmesi ve
5. Tüm pikler bulununcaya kadar bu işlemin tekrarlanması.

Örneğin, CuK $\alpha$  radyasyonu için kuvarsın en kuvvetli pikinin 2 $\theta$  değeri 26.76 o dir. Eğer bu pik oluşmuş ise otomatik olarak daha zayıf pik pozisyonu olan 2 $\theta$  değeri 20.80 o kontrol edilir; çünkü kuvarsın daha zayıf piki 2 $\theta$  = 20.85o pozisyonunda oluşur. Kuvarsın diğer pikleri Çizelge 3.1 'de verilmiştir.

**Çizelge 3.1. Kuvars pikleri (Moore ve Reynolds, 1997; s.251)**

<b>d</b>	<b>I</b>	<b>2<math>\theta</math></b>	<b>d</b>	<b>I</b>	<b>2<math>\theta</math></b>
4.27	22	20.8	1.979	4	45.82
3.342	100	26.76	1.818	14	50.18
2.457	8	36.57	1.672	4	54.91
2.282	8	39.49	1.659	2	55.38
2.237	4	40.37	1.541	9	60.1
2.128	6	42.5	1.453	1	60.01

PIMA (Portable Infrared Mineral Analyser) aleti, değerli metallerce zengin yatakların bulunması amacıyla, alterasyon trendleri ve minerallerini belirlemede kullanılan, infrared ışınlarının mineraller tarafından çeşitli bandlarda soğrulması prensibine dayanan, taşınabilir ve çoğunlukla kil minerallerinin tayini için kullanılan bir cihazdır.

Pima aleti kullanılarak, hidrotermal, epitermal, mezotermal ve porfiri tür değerli metal yatakların bulunması amacıyla sıcaklık ve basınç ilişkileri yapısal ve litolojik

unsurlarla birleştirilerek, alterasyon zonlanmasına bağlı olarak yeni yatakların bulunması ve bulunan yatakların geliştirilmesinde kullanılmaktadır. Özellikle silikat minerellerinin sıcaklık ve basınç koşullarına bağlı olarak, hidrostatik,-litostatik basınç, bir ısı kaynağından yayılan sıcaklık, oksidasyon potansiyeli (Eh), asit-baz değişimleri (Ph), karşısında meydana gelen değişimlerin yerkabuğunun en derin kısmından yüzeye kadar dikey ve yatay uzanımlarının bulunması amacıyla Avustralya ve Kanada'da Leach (1995), oluşturulan (Şekil 5.47) diagram yaygın olarak kullanılmaktadır.

X-ışınları floresans (XRF) spektrometresi, ana ve eser elementel kompozisyonu belirlemede kullanılan önemli yöntemlerden biridir. Hızlı, duyarlı, kullanım kolaylığı, malzemeye zarar vermeme ve düşük fiyat özellikleri göz önüne alındığında teknolojik ve bilimsel araştırmadaki önemi daha da artmaktadır. K6A, K6B ve K8B nolu örneklerin ana oksit ve iz element analizleri yapılmıştır.

C ve O izotopları için yapılan çalışmada karbonat örnekleri temizlenerek 1-2 cm büyüklüğünde örnekler haline getirildikten sonra, 250°C vakumlanarak sudan arındırılmıştır. Nevada Reno Üniversitesi Stabil İzotop laboratuvarında fosforik asit ile 90 C° reaksiyona sokularak, CO<sub>2</sub> oranı ölçülmüştür. Hata ölçüm değeri oksijen ve karbon için ±0.1‰ dir. Analitik sonuçlar bize  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$  ve  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$  olarak elde edilmiştir.

### 3.1. Mikroskobik İncelemeler

Laboratuvar çalışmalarının ilk aşamasında, saha çalışmaları sırasında inceleme alanını karakterize edebilecek şekilde toplanan kayaç örneklerinden, cevherli olanlarından parlak kesit, cevhersiz olanlarından ise incekesitler hazırlanmıştır. Bu amaçla MTA' da 25 adet parlak kesit ve 35 adet incekesit hazırlanmıştır. Kesitler, Yüzüncü Yıl Üniversitesi Mühendislik – Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ndeki Gemoloji laboratuvarında, alttan ve üstten aydınlatmalı Leica marka mikroskopta incelenmiştir. Mikroskobik incelemeler sonucunda, Mollakara köyü civarında bulunan Kuvaterner genç volkanik birimleri, bölgede ilksel olarak görülen metamorfikler ve sedimanter olarak nitelendirilen çalışma alanındaki farklı kayaçların

mineralojik ve petrografik özellikleri incelenerek bölgede yer alan kayaçların adlamaları ve tanımlamaları yapılmıştır.

### **3.2. Jeokimyasal İncelemeler**

Saha çalışmalarında, daha önce Koza Altın işletmeleri tarafından yapılan cevher sondajlarından kuzey - güney doğrultusunda 6 tane sondajdan toplam 96 tane karbonatlı örnek alınmıştır. Oksijen ve karbonat izotopları yapılan örneklerden 64 tanesi sadece altın için ICP-MS yöntemiyle bu tez için ayrıca analiz edilmiştir. Cevherleşmeyle ilişkili olan kil minerallerinin tayini için 52 noktadan kil örnekleri alınmıştır. XRD analizleri MTA da yaptırılmıştır. Araziden alınan 3 adet kayaç örneğinin ana oksit ve iz element içerikleri Kanada'daki ALS CHEMEX laboratuvarında yaptırılmıştır. Kimyasal analizleri yapılan bu 3 örneğin major oksit içerikleri ME-XRF06 yöntemi ile belirlenmiştir. Ayrıca altı adet sondaja ait 699 örneğe ait altın ve iz element sonuçları çalışılan sahanın işletme ruhsatlarını elinde bulunduran şirketin datalarından alınmıştır.

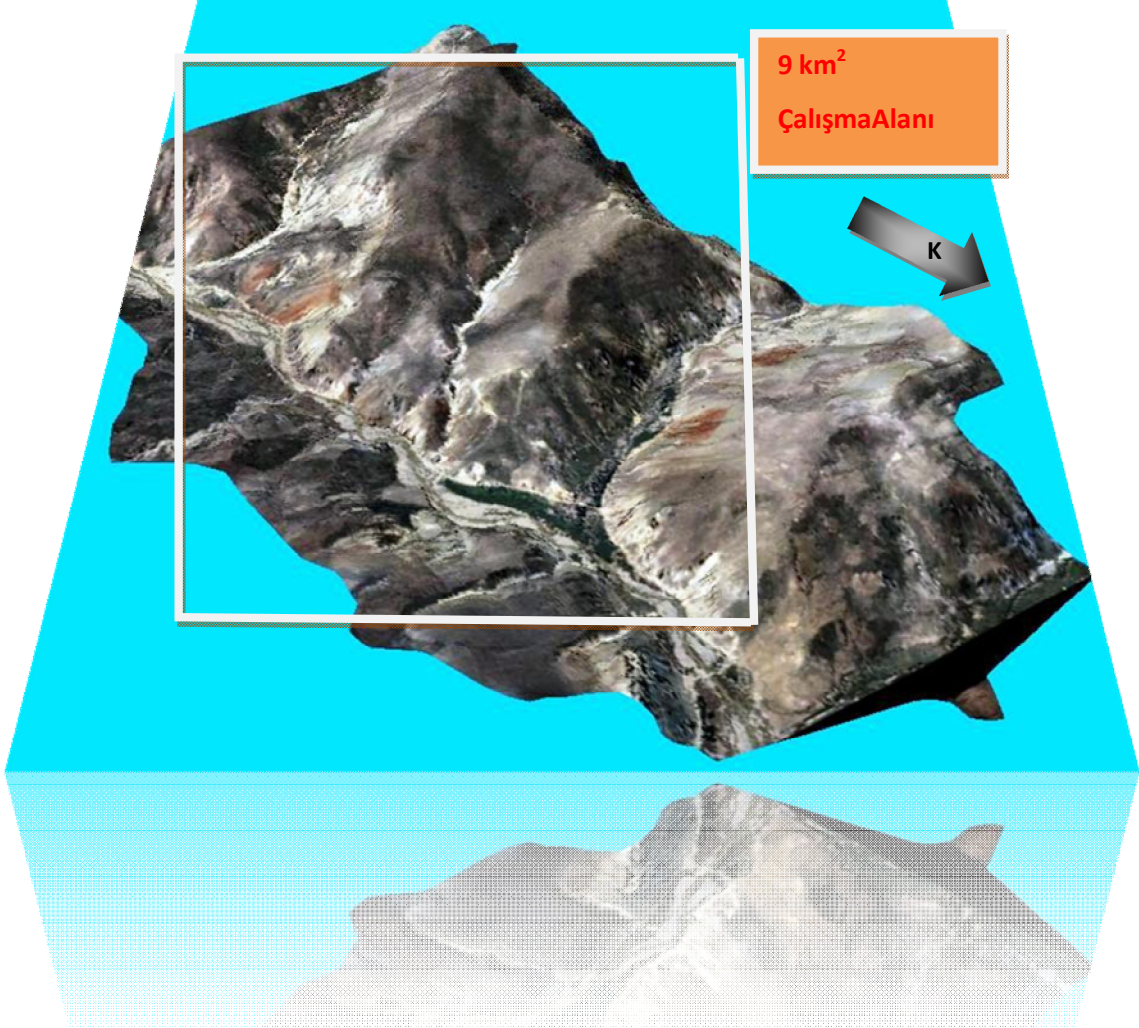
### **3.3. Uzaktan Algılama Çalışmaları**

Son yıllarda farklı bilimsel alanlarda kullanılan uzaktan algılama çalışmaları, günümüzde jeolojinin alt disiplinlerinde de uygulama alanına sahiptir. Çalışma alanının 1/25.000 ölçekli topografik haritası üzerinden Datamine programı kullanılarak arazi modeli yapılmıştır. Ayrıca İkonos uydu görüntüsü kullanılarak, saha üzerinde bilgisayar üzerinde Mapinfo programı yardımıyla elde edilen dataların dijitalasyonu yapılarak, görüntü üzerinde değerlendirilmiştir. Yapılan bu sayısal arazi modelinden yararlanılarak inceleme alanının üç boyutlu görünümü çıkarılmıştır (Şekil 3.1).



### 3.4. Büro Çalışmaları

Çalışma konusu ve çalışma alanı belirlendikten sonra, öncelikli olarak inceleme alanının bulunduğu bölge ve çalışma konusu ile ilgili daha önce yapılan araştırmalar derlenmiştir. Saha çalışmaları esnasında yapılan jeoloji haritası ve çizilen kesitler “Mapinfo” bilgisayar programı yardımıyla dijital ortama aktarılmıştır. Ayrıca saha çalışmaları esnasında elde edilen veriler, jeokimyasal analizlerin değerlendirilmesi, laboratuvar çalışmalarının sonuçları gibi verilerin teze ve bilgisayar ortamına aktarılması büro çalışmaları kapsamında gerçekleştirilmiştir.



Şekil 3.1. Çalışma alanının üç boyutlu kabartılmış İkonos uydu görüntüsü (ölçeksiz)

## 4. BÖLGESEL JEOLJİ VE STRATİGRAFI

Bölgenin jeolojik evriminde özet olarak dört dönemden söz edilebilir. Bölgenin en yaşlı birimlerini muhtemelen Paleozoik yaşlı kaya toplulukları oluşturmaktadır (Göncüoğlu ve ark. 1997; Göncüoğlu ve Turhan, 1984; Okay ve Tüysüz, 1999; Perinçek, 1980; Yılmaz, 1993). Ağrı Ovası ve çevresinde ikinci tektonik dönemi oluşturan Kretase'de ofiyolitli melanj ile oluşmuştur (Ketin, 1977; Yılmaz, 1993; Yılmaz ve ark. 1993). Metamorfiklerin üstünde tektonik olarak yer alan bu melanj, bazik ve ultrabazik kayaları da kapsayan kumtaşı, kireçtaşı, tuf ve kireçtaşı bloklarından meydana gelmiştir. Doğu Anadolu'da yaygın olan birim Üst Kretase yaşlı olup Neotetis'in kuzey kolunun ürünüdür. Doğu Anadolu'nun temelini Paleozoyik arazilerin teşkil ettiğini belirten (Innocenti ve ark. 1981-1982) bu arazilerin Mesozoyik-Tersiyer sedimentleri ve volkanik arazilerle önemli ölçüde örtüldüğüne dikkat çekmiştir. Daha önce yapılan çalışmalara göre (Erentöz, 1954; Kral ve Çağlayan, 1980) bölgedeki birimleri metamorfikler, ofiyolitik kayalar (ofiyolitler, ofiyolitik melanjlar), sokulum kayaları, tortul kayalar ve volkanikler olarak beş grupta incelemiştir.

### 4.1. Kretase

Ağrı Ovası ve çevresindeki en eski formasyon granittir. Granit, içinde yer aldığı flişleri herhangi bir değişikliğe uğratmaması nedeniyle (Kral ve Çağlayan, 1980) buradaki granitleri Kretase öncesine dahil etmiştir. Kretase'deki deniz ortamında fliş karakterinde tortullar birikmiştir. Bunların faylı veya kıvrımlı oluşları, çeşitli orojenik fazlardan etkilendiğini göstermektedir. Kretase sonunda sahanın Aras havzası ile bağlantısı kesilmiş, Paleosen'de çökelme ortamı kesilmiş olup, çökelme ortamı olmadığından kara durumuna geçilmiştir. Eosen denizinin yaygın olduğu dönemde (Lütesiyen), kumtaşı, resifal kireçtaşı ve marnlı kireçtaşları çökelmiştir. Eosen formasyonlarının az eğimli olması, zayıf orojenez geçirmesinden kaynaklıdır. Ancak bunlar rijid kütle olduklarından kırıklı yapı kazanmışlardır. Kireçtaşı kütlelerinin

günümüzde yüksek sahalarda kalması, söz konusu kütlelerin epirojenik hareketlere uğradıklarını göstermektedir (Kral ve Çağlayan, 1980).

#### **4.2. Eosen**

Ağrı Ovası ve Çevresi Orta Eosende litoloji açısından karbonatlı çökeller ve bunlarla sınır teşkil eden klastik tortulların yayılış alanı içinde kalmaktadır. Araştırma sahasındaki Eosen (Lütesiyen) kireçtaşları, bu dönemin transgresyon dönemi olduğunu göstermektedir. Eosen sonlarına doğru Alp Orojeninin şiddetlenmesi ile regresyonun başladığı anlaşılmaktadır. Oligosen başlarında deniz, Doğu Anadolu' dan tamamen çekilmiştir. İç kısımlardaki havzalarda yüksek sahalardan taşınan malzemeler birikmiştir. Oligosen'in sonlarına doğru Alp orojenezinin etkisiyle senklinal havzaları genişlemiş, kara durumundaki alanlarda aşınma ile çok geniş aşınım yüzeyleri gelişmiştir (Kral ve Çağlayan, 1980). Bölgede bu döneme ait formasyonun bulunmaması bir aşınım devresini belgeler mahiyettedir. Diğer bir anlatımla Üst Kretase'de başlayan sıkışma tektonik rejimi Üst Eosen'e kadar devam etmiş ve durgunluk devresine girmiştir (Innocenti ve ark. 1981;1982).

#### **4.3. Alt ve Orta Miyosen**

Alt Miyosen sonunda Doğu Anadolu 'da peneplene yakın bir paleomorfoloji gelişmiştir. Peneplen güneyde Bitlis dağları, kuzeyde ise Tuzluca-Kağızman-Karaorgan-Tortum çizgisi ile sınırlanmaktadır. Peneplenin doğu ve batı sınırları bölge sınırları dışına uzanmaktadır (Şaroğlu ve ark. 1980).

Doğu Anadolu'da paleotektonik dönemin en son çökelleri Alt Miyosen yaşlıdır ve bunlar bölgenin son denizel birimlerini temsil ederler. Bunlar genellikle resifal bir ortamı belirleyen kayalardan oluşurlar. Paleotektonik dönemi temsil eden bu istif Oligosen 'den Akitanien'e kadar süreklidir. Ancak, birçok yörede, daha alttaki birimler üzerinde uyumsuz olarak durmaktadırlar. İstifin egemen litolojisi genellikle kireçtaşı ve killi kireçtaşlarıdır. Bölgenin kuzeyine doğru kireçtaşları ile birlikte detritikler de vardır

ve yer yer detritik kayalar istifte egemen olur. Bu gibi yerlerde istifte evaporit katkılarına da rastlanmaktadır. Alt Miyosen sonunda deniz, bölgeden çekilmeye başlamıştır. Orta Miyosen yaşlı birimlere Doğu Anadolu'da sınırlı alanlarda rastlanılmaktadır. Çökeller, çoğunlukla denizel fasiyeste ve regresif özelliktedir. Alt Miyosen sonunda başlayan çekilme, bölgeden denizin tümüyle kaybolmasına kadar sürmüştür. Bunun sonucunda istifte denizel lagünler gelişmiştir (Kral ve Çağlayan, 1980).

Orta Miyosende bölge K-G yönünde kompresif bir tektonizmanın etkisi altında sıkışmaya başlayınca kıvrım ve kırıklar kazanarak, topoğrafya hızla dalgalanmaya ve değişmeye başlamıştır. Buna bağlı olarak penne yerini bölgesel bir yükselmeye bırakmıştır. Bu yükselme nedeniyle deniz bölgeden çekilmeye başlamıştır. Hafif dalgalanmalara bağlı olarak gelişen sırtlar birbirinden ayrı havzaların belirlenmesine yol açmıştır. Birbirlerinden ayrılmaya başlayan bu havzalardan Ahlat-Adilcevaz 'da Develi formasyonu, Erzurum- Pasinler-Horasan havzasında Yastiktepe formasyonu, Karayazı-Söylemez 'de Mescitli formasyonu kayaları çökelmiştir (Şaroğlu ve ark. 1980).

Orta Miyosen istifleri, killi kireçtaşı, marn, kumtaşı, siltaşı gibi kayalardan oluşur. Orta Miyosen birimlerinde fosil seyrekler. Karakteristik fosillere ise ender olarak rastlanır. Orta Miyosen, Alt Miyosen ile geçişlidir. Doğu Anadolu'da Alt-Orta Miyosenin denizel fasiyesteki alanlarının saptanabilmesine karşılık, bunların karasal karşılıkları kesin olarak saptanamamıştır (Kral ve Çağlayan, 1980).

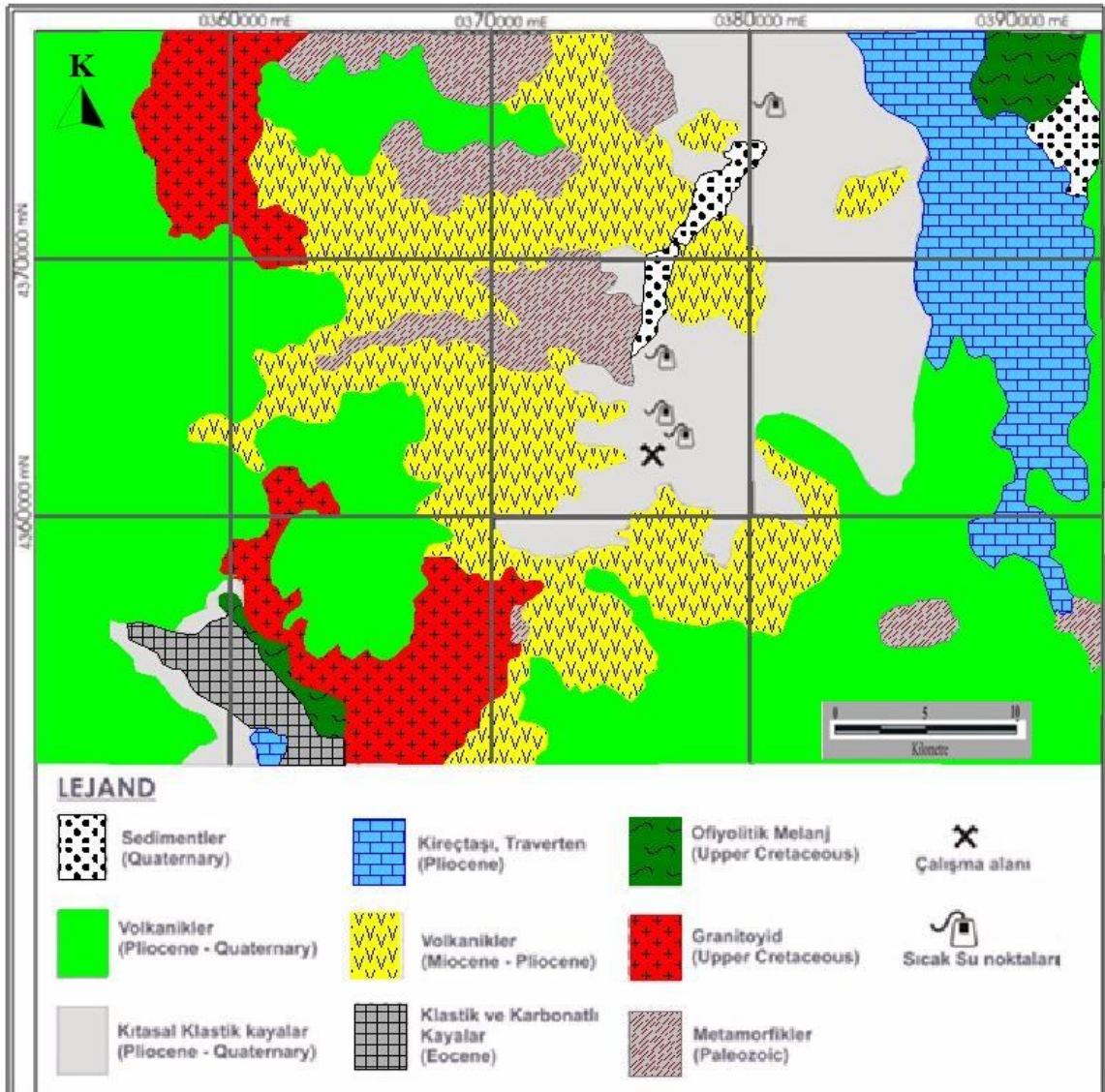
Bölgede Alt-Orta Miyosen yaşlı çökel kayalarla yaşıt volkanik kayalar da bulunmaktadır. Bunlar başlıca lav ve piroklastik kayalardan oluşmaktadır. Volkanitler içinde bazalt, trakit, andezit ve piroklastik kayalar en yaygındır. Bunlar çoğunlukla Alt Miyosen yaşlıdır. Patnos-Tutak arasında bu volkanitlerin Alt Miyosen yaşlı kireçtaşları ile arakatkılı olduğu görülmektedir. Bunun dışında Ağrı-Taşlıçay ilçesinin güneyinde, Aladağlar'ın kuzeyinde, bu volkanitlerin Alt Miyosen yaşlı kireçtaşlarının yer yer altında yer aldığı, yer yer ise onların alt düzeylerini pişirerek metamorfize ettiği görülmektedir (Ercan ve ark. 1993).

Alt Miyosen yaşlı volkanitler bölge çapında ayırt edilemediklerinden, ayrıntılı incelenmeleri de henüz yapılamamıştır. Buna rağmen bölgesel verilerin ışığında bu

volkaniklerin adayayı türünde bir volkanizmaya ait oldukları sanılmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Alt Miyosen volkanizmasının çıkış merkezleri aşınmış ve günümüzde volkanlara ait morfolojik unsurlar çoğunlukla kaybolmuştur. Alt Miyosen volkanizmasının genel gidişleri ve yayılımları ile onları kesen ve neotektonik döneme ait olan fayların uzanımları birbirlerine uymamaktadır. Bu dolaylı veriler de volkanizmanın neotektonik dönemden önce yüzeylendiğinin kanıtıdır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Sıkışma ile karakterize edilen söz konusu dönem boyunca, Doğu Anadolu'da kıvrımlar, bindirmeler, doğrultu atımlı faylar ve açılma çatlakları gelişmiştir. Doğu Anadolu sıkışmanın etkisiyle kuzey-güney yönünde daralırken doğu-batı yönünde genişlemiştir. Ağrı Ovası ve çevresindeki faylar Eosen formasyonlarındaki bozulmaların da sebebidir. Bunlar sadece havzanın şekillenmesini sağlamamış, aynı zamanda Miyosen tabakalarını kesmiş ve eğimleşmelerine yol açmıştır. Lahn (1950), Pasinler depresyonunun doğuya doğru devamında kırıkların uzandığını, Tahir civarında Neojen kütleleri içinde görülen şiddetli dislokasyonlar tarafından işaret edilen söz konusu fayların, Aras hattına paralel olan Ağrı-Doğubeyazıt çukurluğuna geçtiğini belirtmektedir.



Şekil 4.1. Bölgesel jeoloji haritası (Çolakoğlu ve ark, 2011' den değiştirilerek güncellenmiştir).

Ağrı Ovası ve çevresi Doğu Anadolu'nun diğer sahalarında olduğu gibi Orta Miyosen tektonik hareketlerinden sonra tatlı su gölleri ile kaplı bir kara haline geldiği ve bu göllerin o zamandaki karaların aşınmasından meydana gelen kalıntı konglomeralar, killer ve marnlar halinde depo edildiği, bu sırada ortaya çıkan volkanizma ürünlerinin bu depolarla birçok yerde ardalandığı belirtilmektedir. Eleşkirt ilçesinin kuzeyinde altta 50 m den kalın, kötü tabakalı, çapraz tabakalaşmalı, çürük, polijenik taban çakıltaşı üzerinde 10 m. kadar kırmızı marn, daha da üzerinde yeşil veya kırmızı, breşimsi, mercekli kireçtaşı ve sonra da biyotermal beyaz kireçtaşı bulunur. Ağrı ovasının kuzeyindeki kireçtaşı ara katlı yeşil marn ve miltaşı ardalanması

üzerinde çakıl ve bloklu tuf ve son olarak andezit lavı tarafından örtülmüştür (Ercan ve ark. 1993).

#### 4.4. Üst Miyosen

Üst Miyosende deniz bölgeden tamamen çekilmiştir. Bu sırada gelişen K-G açılma çatlaklarından volkanlar çıkmaya başlamış, bunlar göl veya akarsulara eşlik etmiştir. Güneyde Solhan volkanitleri, Hınıs-Zırnak bölgesinde Alibonca formasyonu, Erzurum-Pasinler-Horasan-Tekman-Karayazı arasında Yastiktepe formasyonu bu dönemde çökelmiş; bu çökeller volkanik unsurlara ait katkılar almışlardır. Akdağ ve Sakaltutan dağları bu dönemde yüksek sırtlar olarak, adı geçen havzaların sınırlarını oluşturmuştur. Üst Miyosen sonunda ortaya çıkan yeni morfoloji bölgede geniş alanlar kaplayan göllerin oluşumuna neden olmuştur. Bu göllerin çökelleri arasında Aladağ, Bingöl ve Pirreşit volkanları ürün vermiştir. Güneydeki gölün sınırı Bitlis dağlarından Akdağ 'a, Ahlat-Erciş 'ten Bingöl-Karlıova'ya kadar uzanmaktadır. Bu gölde Zırnak formasyonu, daha kuzeyde Akdağ-Sakaltutan dağları arasında Çullu formasyonu, Sakaltutan dağları ile Kargapazarı dağları arasında Horasan formasyonu, Ahlat-Adilceviz yöresinde çukurlarda kireçtaşı çökelmiştir. Kıta kabuğunun sıkışma-kıvrılma sonucunda kalınlaşmış olması, doğrultu atımlı fayların gelişmesine neden olmaya başlamıştır. Buna bağlı olarak kuzeydoğuda, Tuzluca-Kağızman-Iğdır-Doğubayazıt-Gürbulak arasında yanal atımlı faylarla kontrol edilen yeni bir havza açılmıştır. Bu havzada Tuzluca formasyonu çökelmiştir. Bölge için neotektonik dönem olarak tanımlanan bu son tektonik rejimin birinci aşamasında, İlker (1966) tarafından adlandırılan Zırnak formasyonu ve eş yaşlı volkanikler oluşmuştur. Aynı sürede bölgede Etrüsk, Bilican, Cemalverdi, Gözü, Zor, Köse ve Sakız dağı volkanları oluşmuş, bu yanardağlar gelişmiş olan büyük havzaları daha da bölmeye başlamıştır. Bilican ile Sakız dağı, Muş-Varto yöresini Ahlat-Adilceviz'dan, Cemalverdi dağı, Patnos-Tutak havzasını Malazgirt havzasından ayırmıştır. Kuzeyde Gözü ve daha sonra Zor dağı Kağızman-Tuzluca ile Doğubayazıt- Gürbulak ve Iğdır havzalarını ayırmıştır. Tektonik

rejimin sürekliliği bölgede sıkışan havzaların daralmasına, sırtların yükselmesine ve volkanizma ile beraber bu havzaların bölünmesine neden olmuştur (Bozkurt, 2001).

Doğu Anadolu 'da Üst Miyosen kumtaşı, silttaşı, çakıltası ile başlar, killi kireçtaşı, tuf, aglomera ve volkanik akıntılar ile devam eder. Üst Miyosen, altındaki birimler üzerinde uyumsuz olarak oturur. Bu uyumsuzluğa ait verileri şöyle sıralayabiliriz; Üst Miyosenin tabanında, genellikle bir tabanda çakıltası bulunur. Çok belirgin olmamakla beraber Alt-Orta Miyosen yaşlı kayalar ile aralarında açılal uyumsuzluk vardır (Pearce ve ark. 1990).

Alt Miyosen yaşlı kayaların denizel olmasına karşılık, Üst Miyosen birimler karasal fasiyestedir. Ayrıca bu dönemin volkanik kayaları da alttakilerden farklıdır. Üst Miyosen birimleri kıt fosillidir. Bulunan fosiller de karakteristik özellikte değildir. Bunlar lamellibrans, gastropod ve bitki parçaları türündendir. Birimin yaşı, stratigrafik olarak verilebilmektedir. Miyosende havza, güneydeki Malazgirt Ovası ile bağlantılıdır ve güneyden deniz istilasına uğramıştır. Alt Miyosen 'de havza dışındaki muhtemel volkanizma ürünleri, Miyosen çökelleri arasına tuf ve aglomera halinde girmiştir. Eleşkirt kasabası civarında sığ fasiyes durumundaki Miyosen kum taşı bantları oldukça fazladır. Miyosen sonunda ovanın güneyinde Şeryan Çayı boyunca büyük bir faylanma meydana gelmiştir. Bu fay nedeniyle havza tabanı alçalmış ve güneydeki Malazgirt havzası ile bağlantısı kesilmiştir. Ovanın kuzey, güney ve batısındaki andezit, tuf ve aglomeralar yarık patlamaları şeklinde yayılmışlardır (Kral ve Çağlayan, 1980).

Bölgede en önemli fay, ova tabanını güneyden sınırlayarak, doğu-batı yönünde uzanan sağ yanal doğrultu atımlı Eleşkirt fayıdır. Aynı zamanda düşey atımı da bulunan Eleşkirt fayı Alt Miyosen dolgularını 50 km uzunluğunda kesen büyük bir faydır. Batıda Şeryan çayının yukarı havzasında andezitleri keserek başlayan Eleşkirt fayı, doğuda Yolugüzel köyünün güneyine kadar devam eder. Bu hat boyunca Miyosen tabakalarını 60°-80° eğimde düşey atımla keserek, Aydoğdu-Uludal köyleri arasında andezitleri etkilemiştir. Fayın denetimindeki Şeryan ve kolları fay düzlemini yer yer tahrip etmiştir. Yine de birçok yerde tazeliğini koruyan diklik tektonik hareketlerin henüz sona ermediğini belgelemektedir. Yolugüzel köyünden alüvyal dolgular tarafından örtülü bir şekilde doğuya doğru devam eder (Kral ve Çağlayan, 1980; Ercan ve ark. 1993).



#### 4.5. Pliyosen

Pliyosen ortalarında doğrultu atımlı faylar bölgenin en önemli yapı öğeleri haline gelmiştir. Batıda KAF ile DAF birleşmiş, buna bağlı olarak Karlıova ve daha güneyde Bingöl düzlükleri ortaya çıkmıştır. Kuzeyde ise doğrultu atımlı fayların birbirlerine yaklaştığı Kars yöresinde gelişen şiddetli volkanizma Kars platosunu oluşturmuştur. Bu arada Hamurpet ve Şerafettin dağları gibi yükseltiler belirerek aralarından yeni bazı havzalar belirmeye başlamıştır. Muş-Van havzası Üst Pliyosende şekillenmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Doğu Anadolu 'da Pliyosen birimleri genellikle kumtaşı, silttaşı, marn, çakıltaşı, tuf, tüfit, aglomera ve gölsel kireçtaşları ile temsil edilirler. Kireçtaşı katmanları bol fosilli düzeyler kapsar. Yer yer kavkılı kireçtaşı tanımına uyacak kadar bol kavkı içerir. Bu kayalardan toplanan karakteristik fosiller birime, Pliyosen (Dasiyen) yaşını vermiştir. Çökellerle ara katkılı olarak ekonomik değeri olan kömür yatakları yer almaktadır. Bu kömürlerden derlenen spor yaşları da Pliyosen yaşını desteklemektedir. Pliyosende gelişen volkanlar bazalt, andezit veya trakiandezit türünde akıntılar çıkarmıştır. Bunlar, altındaki birimler üzerinde diskordan olarak yer alırlar (Kral ve Çağlayan, 1980).

Pliyosen sonlarında çok şiddetli tektonik hareketlere maruz kalan bu rijid bölge, bu kuvvetlere ancak parçalanmalar ve yükselmeler halinde ortaya çıkan bir reaksiyon vermiştir. Böylece, Üst Miyosende bölgenin bazı kesimlerinde büyük yükseltiler oluşurken, bazı kesimlerinin ise faylar boyunca çökmesi sonucu depresyonlar meydana gelmiştir. Yörede zaten Neojen 'den beri devam eden volkanik faaliyetlerin bu yükselme ve parçalanmalar neticesinde yeniden canlandığı ifade edilmektedir (Bozkurt, 2001).

Bölge, Pliyosen döneminde göl, kuzey kısımlarda filişlerin killi çökelleri ve batıdan andezitlerin daha iri taneli çökelleri ile doldurulurken, ovanın kuzeydoğusunda Orta Pliyosen 'de bazı faylanmalar ile bazalt patlamaları gelişmiştir. Göl, çökellerle doldurulurken, ovanın güneyinde batı-doğu yönlü faylanma oluşmuş ve ova tabanı alçalmaya başlamıştır. Bu sırada, güneyde Yoluyazı köyü ile Hamur kasabası boyunca boğaz açılmaya başlamıştır. Bölgede bulunan Şeryan Çayı, Eleşkirt Deresi, Cumaçay ve

Murat Nehri çökelleri ile doldurulan göl, güneyde açılan boğaz nedeniyle Pliyosen sonunda aşınmaya uğramıştır. Bu nedenle ovada akarsulardan uzaklaştıkça Pliyosen tepecikleri ve sırtları görülür (Kral ve Çağlayan, 1980; Ercan ve ark. 1993).

#### 4.6. Pleyistosen

Pleyistosen 'deki iklim değişmelerine ve tektonik hareketlere bağlı olarak akarsuların gücünde, dolayısıyla aşındırma, taşıma ve biriktirme faaliyetlerinde değişimler olmuştur. Akış kanalları değişmiş, gençleşen fay hatları yeni yatakları teşkil etmiştir. Örgülü akış şekilli akarsuların (Murat, Güzeldere ve Cumaçay) debilerinin yıldan yıla farklı olmasından kaynaklanmaktadır. Bu akarsuların getirdiği alüvyonlar ova üzerinde birikmiş ancak, tektonik bakımdan sahanın aktifliğini koruması sonucunda yeniden parçalanmışlardır (Kral ve Çağlayan, 1980).

Pleyistosen 'de Doğu Anadolu'da karasal fasiyeste birimler gelişmiş olup, bunlar çoğunlukla göl veya akarsu birikimleridir. İyi tutturulmamış kumtaşı, çakıltaşı ve silttaşı ile kil, kum ve çakıl depoları ile temsil edilir. Yer yer bol fosilli düzeyler kapsamakla birlikte, Pleyistosen kayalarının karakteristik fosil içerenleri azdır. Pleyistosen kayalarının çoğu bugünkü göl veya akarsu yataklarının eski morfolojisini az çok yansıtmaktadır. Bu kayalar alttaki birimlerin çakıllarını kapsar ve açılı bir uyumsuzlukla onların üstlerinde oturmaktadır. Bazı yerlerde, çevrelerindeki yanardağların çıkardıkları ürünlerin türüne göre tüf, tüfit, aglomera ile bazalt, andezit ve riyolit akıntıları da arakatki olarak içlerinde yer alır. Ayrıca aktivite gösteren Ağrı, Tendürek, Süphan, Nemrut gibi volkanlarda, bu birimlere malzeme vermişlerdir. Fosillerle yaşlanması yapılamayan birçok yerde ise stratigrafik olarak birimlere Pleyistosen yaşı verilebilmiştir. Pleyistosen birimlerinin en iyi görüldüğü yerlerden Muş havzasında bu kayalara Anzar formasyonu adı verilmiştir. Anzar formasyonu 300 m kalınlıktadır. Hınıs-Zırnak bölgesinde ise bu dönemin kayaları Karaali formasyonu ile temsil edilir. Bu yörede Pleyistosen istifisi 125 m kalınlıktadır. Doğubayazıt-Kars yöresinde adlandırılmamış olan Pleyistosen 500 m kalınlıktadır. Tutak- Patnos havzasında ve Van gölü çevresinde gölsel niteliktedir. Tutak-Patnos havzasında 200 m kalınlığı olan Pleyistosen çökelleri de, Alt Kuvaterner (Çavda) olarak yaşlandırılmıştır. Doğu

Anadolu'da yukarıda sayılan sahalardan ayrı çoğu havzaların tabanlarında yer alan eski akarsu yatakları, askıda duran sekilerde Pleyistosen yaşlı olmalıdır (Kral ve Çağlayan, 1980).

Ağrı Ovası ve çevresinde Pliyosen sonuna doğru deformasyon, doğrultu atımlı faylarla oluşmaya başlamıştır. Ovanın batısında birleşip doğuya doğru açılan Kuzeydoğu - Güneybatı sol yönlü doğrultu atımlı ve Kuzeybatı - Güneydoğu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar yörede etkin olmuş ve doğrultu atımlı faylar arasında (Karlıova tipi), Karlıova yöresinde havza açılmıştır, açılan havzada Aras formasyonu çökelmiştir ve Alt Miyosen Adilcevaz kireçtaşı ile temsil edilir. Bu birim alttaki temel üzerinde uyumsuz olarak oturmakta olup, tabanında kumlu kireçtaşı düzeyleri bulunmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

#### **4.7. Kuvaterner ve Holosen**

Günümüz akarsuları ve göllerinin çökelleri ile temsil edilir. Ayrıca heyelanlar, buzul ve morenler Doğu Anadolu 'da önemli sayılacak kadar gelişmişlerdir. Günümüz çökelleri yer yer Pleyistosen yaşlı çökellerle geçişlidir. Çoğu yerde birbirlerinden ayırlanamamaktadır. Bu gibi yerlerde iki dönem arasında günümüz akarsu ve göllerinin taşkın alanları sınır olarak kabul edilmiştir (Pasvanoğlu ve Güler, 2008).

Kuvaterner başlarına doğru Ağrı, Süphan, Nemrut, Tendürek gibi yanardağlar çıkararak bölgedeki havzaların günümüzdeki şekillerini almasına neden olmuştur. Bu volkanlar kısmen ortak ve farklı özelliklere sahiptirler ve Doğu Anadolu'daki büyük açılma fayları boyunca gelişen çatlak püskürmeleri ile oluşmaya başlamışlardır. Faylar kuzey-güney yönünde devam eden sıkışma rejimi altında oluşmuş doğrultu atımlı fay sisteminin bir parçasıdır (Yılmaz ve ark. 1998).

Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalardaki ilk ayrıntılı jeokimyasal çalışma Lambert ve ark. (1974) tarafından Ağrı dağındaki volkaniklerde yapılmış ve ender bulunan bazik lavların dışındaki andezit-dasit-riyolit türde lavlar, kalkalkalen nitelikli ve "Yüksek Yitriyumlu (Y) ile kalkalkalen ve toleyitik nitelikli ve "Düşük

Yitriyumlu (Y) olmak üzere iki ana gruba ayırılmışlardır. Araştırmacılar ayrıca lavlarda Stronsiyum, izotop ölçüm ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) çalışmaları da yapmışlar ve 0.7042 - 0.7065 arasında değerler bularak, volkanitlerin oluşumlarında manto+kabuk karışımının egemen olduğunu belirtmişlerdir.

Erzurum, Kars ve Sarıkamış volkanitlerinde ayrıntılı jeokimyasal çalışmalar yapan, Tokel (1979; 1980a; 1980b; 1981), bu bölgede volkanizmanın Üst Miyosen'den başlayarak Kuvaterner başlarına kadar devam ettiğini, volkanizmanın Üst Miyosen'de alkali olivin bazaltlarla başlayarak, ayrışma göstererek trakitik-dasitik lavlar ve ignimbritlerle devam ettiğini, Pliyosende ise toleyitik bazalt ve andezitler oluşturduğunu belirtmiştir. Araştırmacı, volkanik kayaların Zr, Y, Nb, K, içerikleri ve K/Rb ile Rb/Sr oranlılıkları bakımından kıta ortası volkanik dizelere benzerlik gösterdiklerini ve volkanitlerin kökenlerini açıklamada plaka ortası manto yükselimi hipotezinin uygun düşeceğini öne sürmüştür.

Kral ve Çağlayan (1980), Kağızman, Ağrı ve Taşçay yöresinde jeolojik araştırmalar yapmış, volkanitlerin Pliyo-Kuvaterner yaşta olduklarını, bunlardan bazaltik türde olanların üç ayrı fazda meydana geldiklerini, tuf ve aglomeraların geniş alanlar kapladıklarını, yer yer de andezit, dasit ve riyolit türde lavların bulunduğunu saptamışlardır.

Innocenti ve ark. (1981-1982) Erzurum-Kars volkanitlerinde jeokimyasal ve jeokronolojik incelemeler yaparak, volkanik kayaların çoğunlukla kalkalkalen, Kuvaterner yaşlı olanlarının bir kısmının alkali nitelikte olduklarını, yaşlarının 8 milyon yıl ile 1.3 milyon yıl arasında değiştiğini, Doğu Anadolu 'da etkin olan Tersiyer volkanizmasının yaklaşık 6 milyon yıl kadar önce kuzeye doğru sığrayarak yer değiştirdiğini, bu kuzeye kayışın nedeninin ise Arap plakasının Avrasya plakası altında dalma geometrisinin değişimi olduğunu belirtmişlerdir.

Volkanlar genellikle Kuvaterner süresince oluşmuştur. Çeşitli araştırmacılar tarafından rastgele toplanmış kaya örnekleri üzerinde yapılan yaş tayinleri genellikle 1 ve 0.1 milyon yıl arasında değişen sonuçlar vermiştir (Yılmaz ve ark, 1998). Volkanların hiçbiri bugün aktif durumda değildir. Bununla birlikte Nemrut ve Tendürek sırasıyla 560 ve 2500 yıl önce faaliyetlerde bulunmuşlardır.

Ağrı Dağı farklı olarak subalkalin, Süphan ve Nemrut düşük dereceli subalkalin ve Tendürek yüksek derecede kalkalkalin niteliklidir. İzotop oranları ile birlikte ana ve iz element içerikleri magmaların heterojen bir manto kaynağından oluştuğunu göstermektedir. Doğu Anadolu, yarıdan fazlasının 1.5 km'lik yüksekliğe sahip olduğu yüksek topoğrafyalı bir bölgedir ve Türk-İran platformuna ait bir platodur. Doğu Anadolu platosu üzerindeki genç volkanlar çok yüksek tepeleri oluşturmaktadır (Özpeker, 1973; Güner ve Şaroğlu, 1987).

Genç yapısal elemanların dağılımı ve volkanik merkezler volkanik aktivite tarihsel zamanlara değin aralıksız sürmüştür ve olasılıkla volkanizmada geç Miyosen-Pliyosen (6-3 milyon yıl) en aktif dönemdir (Innocenti ve ark, 1976, 1980; Yılmaz ve ark, 1987; Pearce ve ark, 1990). Volkanizma Kuvaterner boyunca az miktardaki merkezlerle sınırlı olarak gözlenir ve genellikle K-G yönündeki kısalma deformasyonu altında oluşmuş K-G yönünde tansiyonal açılmayı izlemiştir.

Doğubeyazıt-Gürbulak ve Iğdır fayları büyük iki faydır. Bu volkan, Doğubeyazıt havzasından Iğdır havzasına yayılan düz arazide topografik bir engel oluşturmaktadır. İki havzanın Miyosen-Pliyosen devrinde Ağrı'nın gelişiminden önce devam eden tek bir yapısal deformasyona ait olduğu bilinmektedir (Güner ve Şaroğlu, 1987). Ağrı Dağı polijenik, birleşik bir stratovolkan olup iyi gelişmiş iki koniye sahiptir.

Kuvaterner başında Muş havzasında Anzar formasyonu, Karlıova havzasında Boran formasyonu, Zırnak yöresinde Karaali formasyonu ve diğer havzalarda adlandırılmamış diğer birimler çökelmiştir. Depremlerle de kanıtlandığı gibi günümüzde bu morfoloji aktif bir değişim süreci içindedir. Yapı şekilleri ile olan ilişkileri değerlendirildiğinde Doğu Anadolu'nun önemli havzaları aşağıdaki gibi sınıflandırılabilir. Muş-Ahlat-Adilcevaz ve Karayazı-Tekman havzaları dağarası havza görünümündedirler. Önceleri aynı havzanın birer kesimiyken ilk Gözü, sonra Zor ve daha sonra Ağrı dağı tarafından bölünen Tuzluca-Kağızman-Iğdır-Doğubayazıt-Gürbulak havzası ise bir çek-ayır havza olarak değerlendirilebilir. Erzurum-Pasinler-Horasan havzası, sol yönlü doğrultu atımlı fayların da etkili olduğu bir dağ arası havzadır. Karlıova-Bingöl havzası, sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu fayı ile sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu fayının denetimlerinde açılan bir havza halinde

gelişmektedir. Hınıs ve Zırnak bölgeleri aslında tek bir havza olup, birden fazla yapı tipinin denetiminde gelişen oldukça geniş bir havzadır (Güner ve Şaroğlu, 1987).

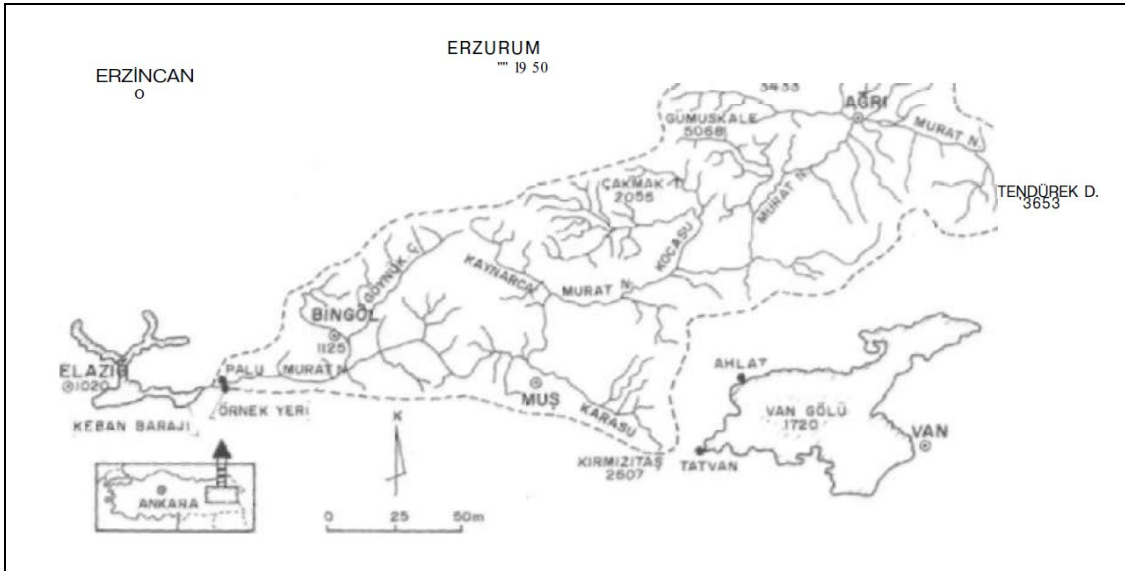
Tüm Doğu Anadolu genelinde olduğu gibi Ağrı Ovası ve çevresinde de Neotektonik dönem Orta Miyosen de başlamıştır. Bu tektonik dönemde bölge sıkışarak kıvrım, bindirme ve doğrultu atımlı faylarla deformasyona uğramıştır. Başlangıçta peneylene yakın olan paleotopoğrafya kıvrım ve bindirme türü yapıların etkileri ile ondülasyona uğramıştır. İlk ondülasyonlar ve ilgili bindirmeler dağ arası havzalar oluşturmuştur. Aynı süreç içinde Kuzey-Güney yönlü açılma çatlakları etkin mağmatik çıkışlar için bağımsız merkezlerin oluşmasına imkan sağlamıştır (Güner ve Şaroğlu, 1987).

Kuvaterner 'in başlarında tektonik hareketler devam ederken, akarsuların getirdiği alüvyonlar Pliyosen dolgularının üzerine diskordans olarak yerleşmişlerdir. Havza tabanının kenarındaki aluviyal dolguların kalınlığı Pleyistosen içinde sürekli olarak artmış, birikinti koni ve yelpazelerinde 30 metreye ulaşmıştır. Akarsuların doldurduğu Ağrı Ovası Holosende tekrar yarılmaya başlamıştır. Bu yarıma Murat ve ana kollarının kenarlarındaki taraçalarda 10–12 metrelik tali derelerin kenarlarında da 2-3 metreyi bulur (Ercan ve ark. 1993).

Topografik özellikleri açısından incelendiğinde, Ağrı Ovası ve çevresinin bütünü ile bir jeomorfolojik ünite olduğu göze çarpar. Bölgede yükselti ve topoğrafya bakımından iki bölümde oluşan havza karakteri taşımaktadır. Sahanın merkezi kısmındaki havza tabanı ve bundan eşiklerle ayrılan küçük depresyonlar ile ovalar batı-doğu yönünde sıralanmışlardır. Bunların etrafında ise, havza tabanını kuşatan yüksek dağlar ve tepelik alanlar aynı doğrultuda uzanmaktadır (Kıral ve Çağlayan, 1980).

#### 4.8. Hidrojeoloji ve Jeotermal Potansiyel

Doğu Anadolu 'da, Elazığ-Ağrı arasındaki alanda, Murat Nehri tarafından suyu boşaltılan yaklaşık 23441 km<sup>2</sup> 'lik bir havzayı kapsayan (Şekil 4.2). Oldukça engebeli ve Anadolu'nun en yüksek yöresi olan yayla görünümündeki bu bölgenin en yüksek noktası Tendürek Dağı'dır (3533m). Murat Nehri Havzası jeolojik yönden ayrıntılı olarak incelenmemiştir. Murat nehri bu bölgeden doğarak sularını Keban barajına boşaltır. Burası aynı zamanda güneybatıda Keban Barajı 'na (840 m), döküldüğü yere kadar, yaklaşık 600 km uzunluğunda ve % 0.45 ortalama eğimli nehrin çıkış noktası sayılmaktadır. Bu yüksek eğim ve dağlık morfoloji, yüksek akış hızına ve erozyona neden olmaktadır.



Şekil 4.2. Murat nehrinin su havzası (Pasvanoğlu ve Güler, 2008 'den alınmıştır).

#### 4.8.1. Diyadin kaplıcaları

Diyadin jeotermal sahası genç neotektonik hareketlerin yoğun olduğu bir kuşak üzerinde yer almaktadır. Sahada K-G sıkışmasına bağlı olarak doğrultu atımlı faylar ve beraberinde açılma çatlakları gelişmiştir. Bu açılma çatlaklarında güncel sıcak su çıkışları görülmektedir.

İnceleme alanında birbirlerine yakın mesafede birçok sıcak ve mineralli su kaynağı bulunmaktadır (Şekil 4.3). Bunların sıcaklıkları 24-64°C arasında olup, debileri 0.5-10 l/s arasındadır. Bu kaynak yerleri sabit olmayıp su çıkış noktalarında CaCO<sub>3</sub> çökelişi nedeniyle sular sürekli yer değiştirmektedir. Bölgede Yılanlı, Köprü, Davutlu, Kuşburnu, Tazekent ve Mollakara önemli sıcak ve mineralli su kaynakları bulunmaktadır. Kaplıca alanında sıcak su arama ve üretim amaçlı olarak MTA ve Diyadin Entegre jeotermal ısıtma (Doğan Jeotermal) tarafından 1998 yılı içerisinde 6 adet sondaj kuyusu açılmıştır. Kuyuların hepsi artezyen olup derinlikleri 77-215 m, sıcaklık ve debileri ise sırasıyla 62-78°C ve 560 l/s dır. Bunlara ilave olarak Diyadin Kuşburnu 'dan 15 km uzaklıkta Mollakara köyünde sıcaklıkları sırasıyla 40- 60°C ve 37-73°C arasında değişen sıcak su kaynakları ile 2 adet sondaj bulunmaktadır (Pasvanoğlu ve Güler, 2008).

Zilan jeotermal alanı Van ili Erciş ilçesinin 30 km kuzeyinde Zilan deresi içerisinde yer almaktadır. Van Erciş jeotermal alanı Doğu Anadolu 'da yer alan önemli jeotermal alanlardan biri olup, kaynakların oluşumu, büyük ölçüde yörenin tektonik özellikleri ile ilgilidir. Zilan vadisi boyunca düşey hareketlerle D-B ve KB-GD uzanımlı genç faylar bulunmaktadır. Sıcak su kaynakları Zilan vadisi içerisinde Hasanabdal, Şorköy ve Gergili köyleri arasında yer almaktadır. 1988-2000 yılları arasında alanda MTA tarafından 4 adet sıcak su sondajı yapılmıştır. Kuyular artezyen olup derinlikleri 264.70-1172.7 m, sıcaklıkları 80-104.92 °C ve debileri 4-40 l/s dır. Erciş kaplıca sularının akifer kayacı, intrüzifler, kumtaşları ve kireçtaşlarıdır.

Şorköy lavı, altere tüfler ve Miyosen yaşlı Kızıldere formasyonundaki çökeller geçirimsiz olup örtü kaya niteliğindedir. Şorköy lavlarının altında ve yer yer yüzlek veren magmatik sokulum Zilan vadisi boyunca uzanır. Granodiorit, kuvarsdiyorit olarak da tanımlanabilen plütonik kütle, Zilan vadisi-Şorköy boyunca adlandırılır. Bu birimin yaşının Senozoyik olduğu düşünülmektedir. Isıl kaynağı olan mağma odası ise Üst



Miyosenden Kuvaterner 'e kadar etkinliğini sürdürmüş olan Tendürek volkanizmasıdır. Alandaki sıcak suların sıcaklıkları 33-78°C, pH ve EC değeri sırasıyla 5.1- 6.9 ve 360-9560  $\mu\text{S}/\text{cm}$  dır. Soğuk suların ise pH ve EC değeri sırasıyla 6.4-7.12 ve 900- 4350  $\mu\text{S}/\text{cm}$  arasındadır. Bu sular AIH sınıflamasına göre 'Na, Ca,  $\text{HCO}_3$ , B,  $\text{SiO}_2$  'lı sıcak ve mineralli su olup,  $\text{CO}_2$  gazı içermektedir (Pasvanoğlu ve Güler, 2008).

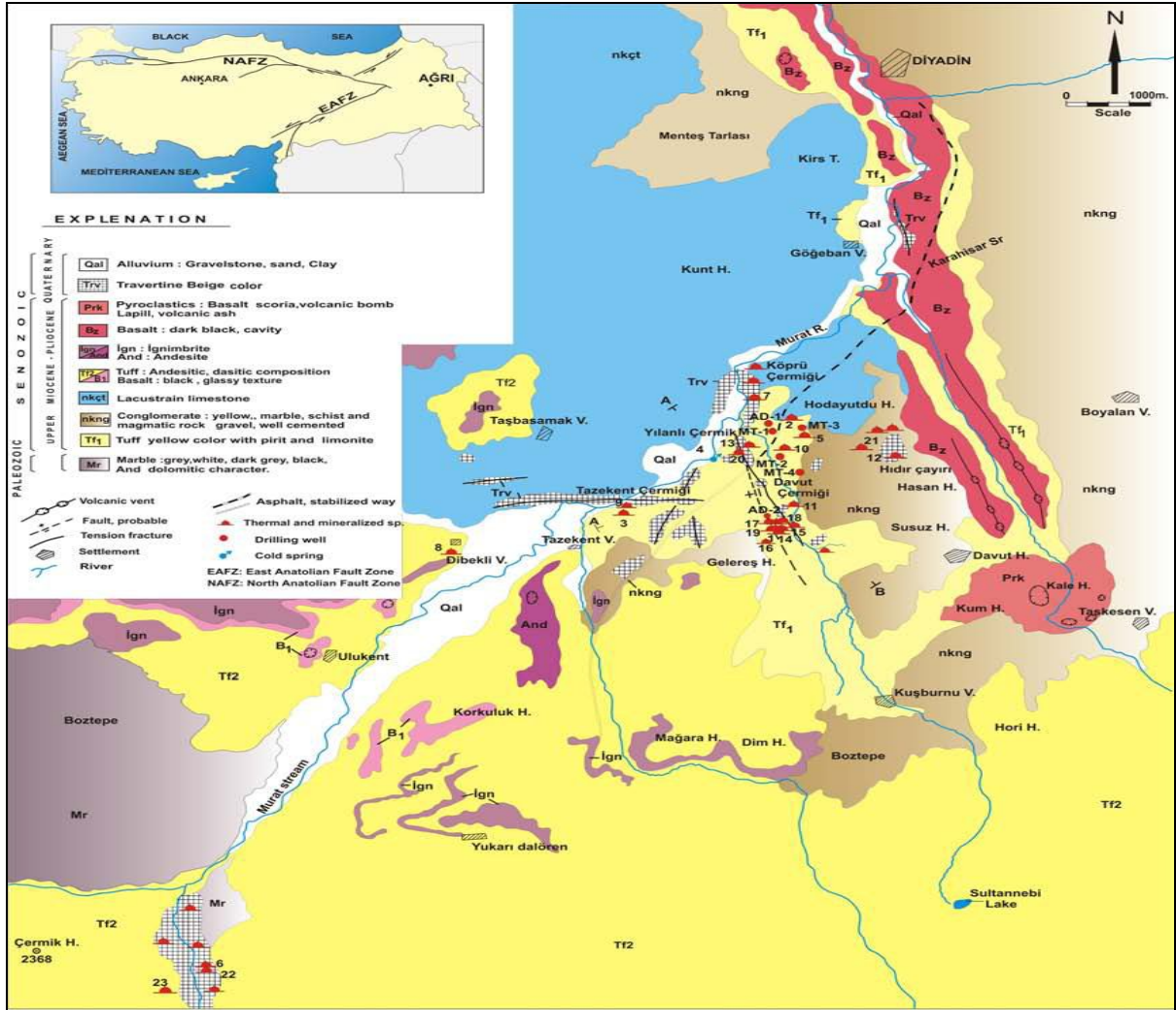
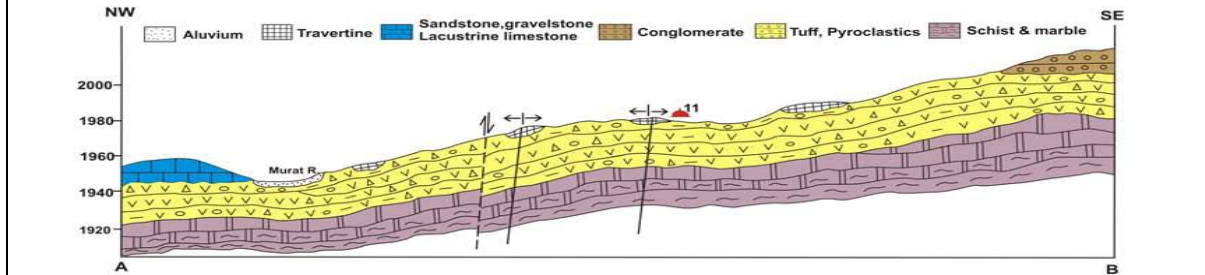
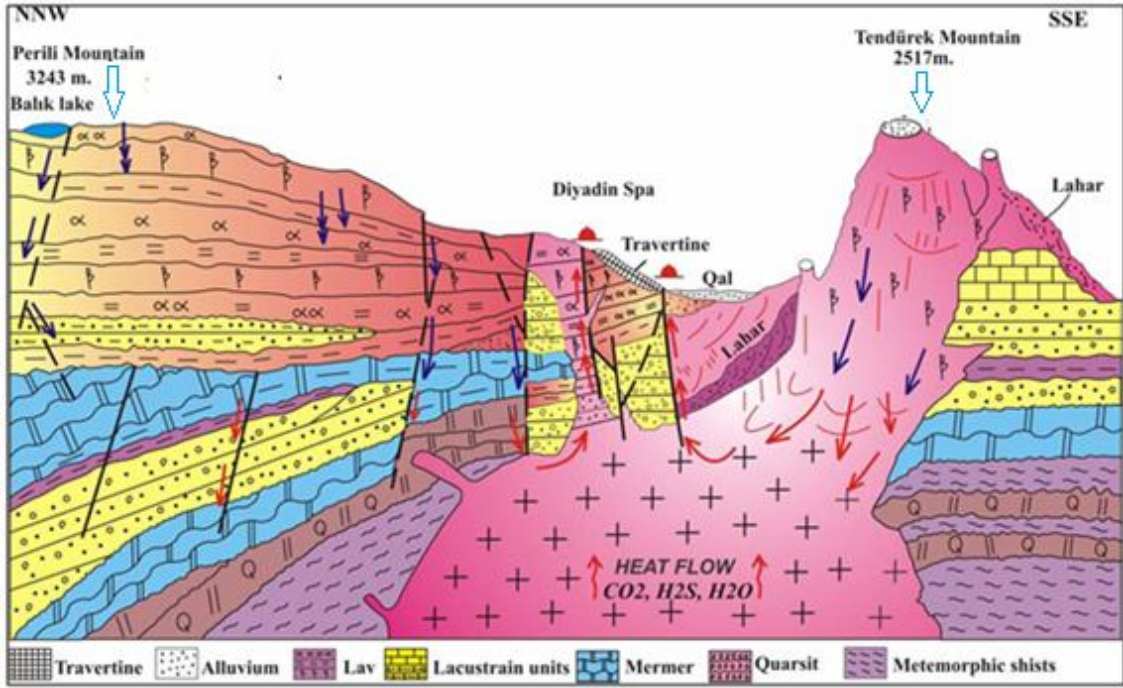


Figure 1. Geological map of the Diyardin geothermal field( Revized from Bureak et al.,1997)



Şekil 4.3. Diyardin (Ağrı) ve çevresinin jeotermal sıcak su çıkışları ve genel jeoloji haritası (Pasvanoğlu ve Güler, 2008 'den alınmıştır).



Şekil 4.4. Diyarin (Ağrı) ve çevresinin yorumsal jeotermal sıcak su çıkış modeli (Pasvanoğlu ve Güler, 2008 ‘den alınmıştır).

Çevresel izotop ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}$ ) sonuçlarına göre sıcak sular meteorik veya magmatik sokulum olan bir merkezden yayılan sıcaklık ile ısınan meteorik kökenlidir. Meteorik sular, yerin altına çatlak, kırık ve faylar boyunca süzülmemekte ve bu süreçte jeotermal gradyanla da ısınarak kendisine hidrotermal kanal işlevi gören fay veya etkili çatlaklar boyunca yükselerek yeryüzüne dönmektedir (Pasvanoğlu ve Güler, 2008).

## 5. BULGULAR VE TARTIŞMA

İki yaz sezonu boyunca sürdürülen arazi çalışmaları ve beraberinde sürdürülen laboratuvar çalışmalarının sonucunda, Tendürek ve Aladağ volkanlarının genç ürünleriyle örtülü bulunan, K40<sup>0</sup>D doğrultusunda Arap plakasının Avrasya plakasına bindirmesi sonucu oluşan doğrultu atımlı fayların arasında gelişen Murat nehrinin de içinde aktığı, jeotermal açıdan potansiyel, sıcak su çıkışlarının görüldüğü Mollakara köyü yakın çevresinde çalışılmıştır. Bu araştırma kapsamında inceleme alanındaki litolojik birimlerin jeolojisi 1/25.000'lik bölgesel jeoloji haritasında gösterilmiştir (Şekil 5.1). Çalışma alanındaki formasyon sınırı geçiş dokanakları, kayaçların yapısal, dokusal, mineralojik ve petrografik özellikleri belirlenmiştir. Ayrıca çalışma alanı içerisindeki cevherli zonun oluşumu, cevherin fay ve bindirmelerle tektonik ilişkisi, cevher-yankayaç ilişkileri, cevherin jeokimyasal özellikleri, değerli metallere yataklık edebilecek yataklanım ortamları, dikey ve yatay olarak görülebilen alterasyon birlikleri ve trendleri, yapısal ilişkili değerli ve ekonomik metal yatakları ile ilgili detaylar belirlenmiştir. Saha çalışmalarının sonunda cevher zonu ve yakın çevresini kapsayan 1/25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası hazırlanmıştır (Şekil 5.1). Kimyasal analize gönderilmiş örneklerin bu alandaki yerleri jeolojik harita üzerine işaretlenmiştir.

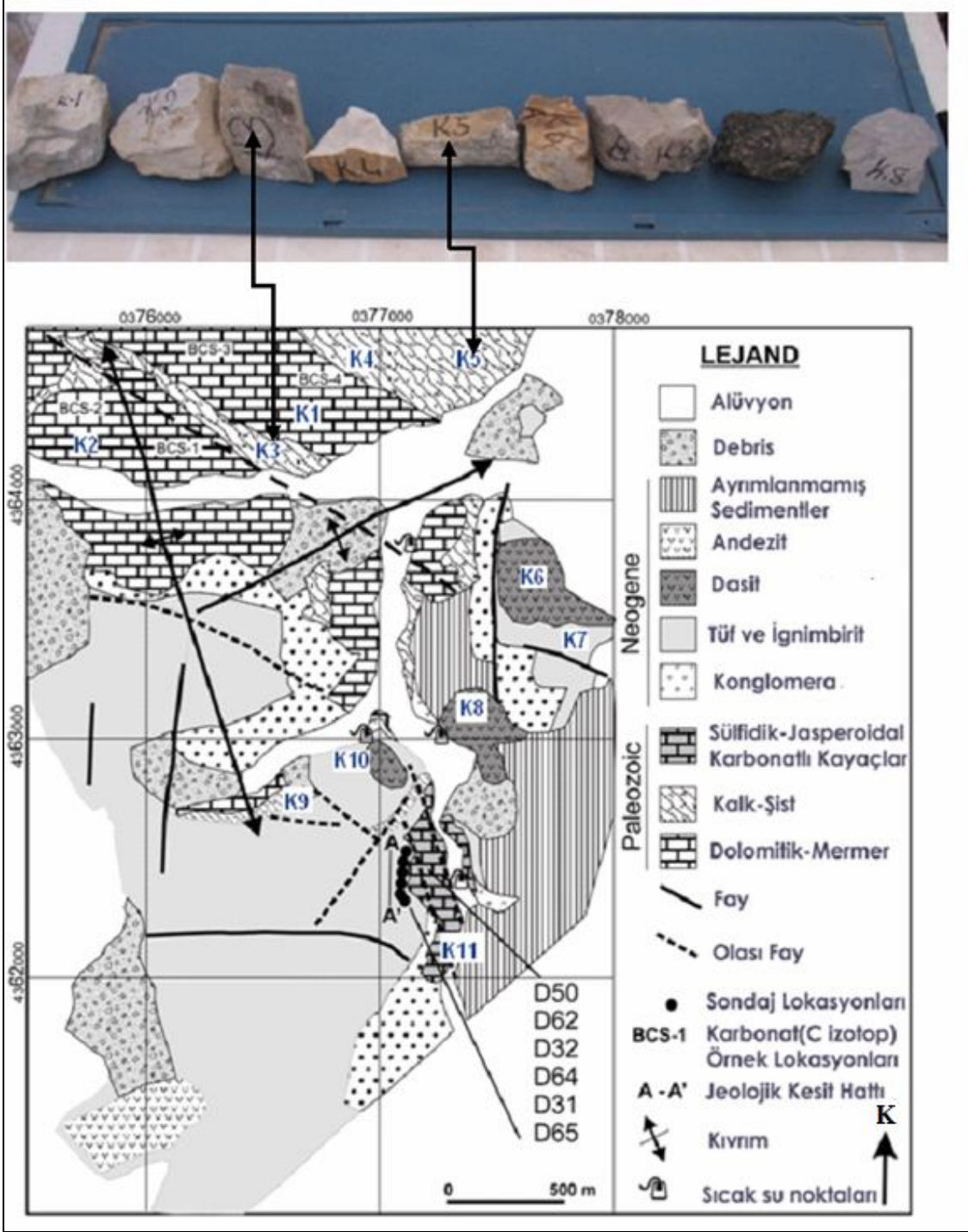
Saha çalışmalarında kolaylık sağlaması amacıyla, 1/25.000 ölçekli J51-a<sub>1</sub> paftasının bir bölümünü oluşturan çalışma alanı bilgisayar ortamına aktarılmış ve harita üzerindeki eşyükselti eğrileri, kringing yöntemi kullanılarak MapInfo Discover bilgisayar programı yardımıyla sayısallaştırılmıştır (Şekil 3.1). Hazırlanan bu sayısal arazi modeli, çalışma alanındaki çizgisel yapılar, faylar, bindirmeler gibi yapısal unsurların tanımlanmasında yardımcı olmuştur.

## 5.1. Çalışma Alanının Jeolojisi ve Stratigrafisi

Jeokimyasal analizlerin değerlendirilmesi ve mikroskobik incelemelerin yardımıyla, çalışma alanındaki litolojik birimler birbirinden ayrılmış ve sınıflandırılmıştır. İnceleme alanındaki kayaçlar genel özellikleri bakımından metamorfik kayaçlar, kırıntılı-karbonatlı sedimanter kayaçlar, volkanik örtü kayaçları ve güncel çökeller olmak üzere dört ana başlık altında toplanmıştır. Birimlerin formasyon sınırları ve dokanak ilişkileri baz alınarak değerlendirilmiştir yapılmıştır (Şekil 5.2). Bu kayaçların petrografik olarak isimlendirilmeleri yapılmak üzere 11 adet (K1 – K11) kayaçtan incekesit yapılmıştır (Şekil 5.1). Petrografik olarak kayaç tanımlamalarında K kodlarıyla belirtilmiştir.

### 5.1.1. Metamorfik kayaçlar

Çalışma alanında gözlenen mermer, rekristalize dolomit ve diyopsit-aktinolit-biyotit kalkşist metamorfik kayaçlar adı altında toplanır. İnce laminalanmış, siltli dolomitik birimler mika parçalarıyla (biotit-muskovit-klorit) birlikte ve çok köşeli, beyaz kuvars budinleri ile kalk-şist olarak tanımlanmıştır. Kayaçlar üzerinde görülen izler şiddetli bir şekilde deformasyona uğradıklarını kanıtlamaktadır. Bu deformasyonun nedeni bindirme veya büyük ölçekli kıvrım olabilir. En iyi görülen yer Murat nehri kenarları ve Yuvarlak Tepenin güneyinde görülmektedir. Dolomitik mermer, yaklaşık 75 metre kalınlığında, Mollakara'nın yakınlarında, beyaz ve masif olarak Maden Tepe üzerinde en iyi şekilde görülür.



Şekil 5.1. Çalışma sahasının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası ( Koza Ltd. Şti. 2009 ‘dan değiştirilerek, Çolakoğlu ve ark, 2011 ‘den alınmıştır).

### 5.1.2. Kırıntılı karbonatlı sedimanter kayaçlar

Traverten, dolomit, dolomitik kireçtaşı, siltli kireçtaşı ve güncel karbonat çökelimleri kırıntılı-karbonatlı sedimanter kayaçlar adı altında toplanır. Maden Tepede 60-80 metre kalınlığında rekristalize dolomit, dolomitik kireçtaşı birimleri mika içerikleri ile kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Bu birimler içinde jasperoidler açık bir şekilde görülerek karakterize edilmişlerdir (Şekil 5.4). Gri renkli, karbonatlaşmış, ince yataklanmış, siltli rekristalize dolomitik kireçtaşlarına lokal olarak Ziya köyü yakınlarında ve Kendal nehrinin kenarlarında rastlanılmaktadır. Özellikle Oğuloba'nın kuzeyindeki Kıracı nehrinde 300 m genişliğinde bir sedimanter kesit görülmektedir.

Murat nehri boyunca breşleşmiş, altrasyona uğramış genel olarak yerleşik kayaç olarak jasperoid şeklinde görülen kayaçlar, ayırtlanamayan karbonatlı kayaç olarak tanımlanmıştır.

### 5.1.3. Volkanik örtü kayaçları

Dasitik volkanikler, tuf, ignimbrit, piroklastikler, andezitik lavlar, volkanik epiklastikler, bazaltik ve dasitik lavlar volkanik örtü kayaçları olarak adlandırılmıştır. Volkanik epiklastikler ve piroklastikler, en iyi Mutlu kalderasının doğu duvarında ve Mutlu nehrinin güneyinde (Kel Tepe'nin kuzeyi) görülür. Kaldera civarında az pekleşmiş pümis, tuf, tufleşmiş kumtaşı veya volkanik matriksli konglomeralar olarak görülür. Volkanizma sonucu değişik çaplarda volkanik çakıllı ve karbonat klastlı konglomeralar oluşmuştur. Bu birimler genellikle altere olmuşlardır.

Pekleşmiş tuf geniş bir şekilde Kel tepenin kenarlarında, Gedik köyü yolu boyunca görülmektedir. Afanitik dasit Kuçtepe ve Mollakara-Oğuloba yolunun doğu kısmında görülmektedir. Pekleşmiş tuf geniş olarak Gedik yolu üzerinde, Murat çayının doğusunda, Mutlu nehrinin ağzının karşısında görülmektedir. Bu birim serizitleşme, killeşme ve pirit alterasyonuna uğramıştır. Volkanik birimler genellikle Tersiyer jeolojik yaş aralığına aittirler ve Paleozoyik karbonatlı kayaçlardan gençtirler. Yapılan yaş tayini sonucu dasitlerin 9.8 my olduğu belirlenmiştir (Çizelge 6.8).

Mutlu kalderasının volkanik faaliyeti sonucu oluşan ve sadece Kel tepenin zirvesinde pekleşmiş tüflerle birlikte görülen andezit, volkanikler içinde göze çarpan ürünlerdendir. Akma bantlı riyolitler ve adezitik/trakitik birim genellikle yerleşik kayaç olarak Murat çayının doğu kısmında ve Mollakara yakınlarında görülür.

#### **5.1.4. Güncel çökeller**

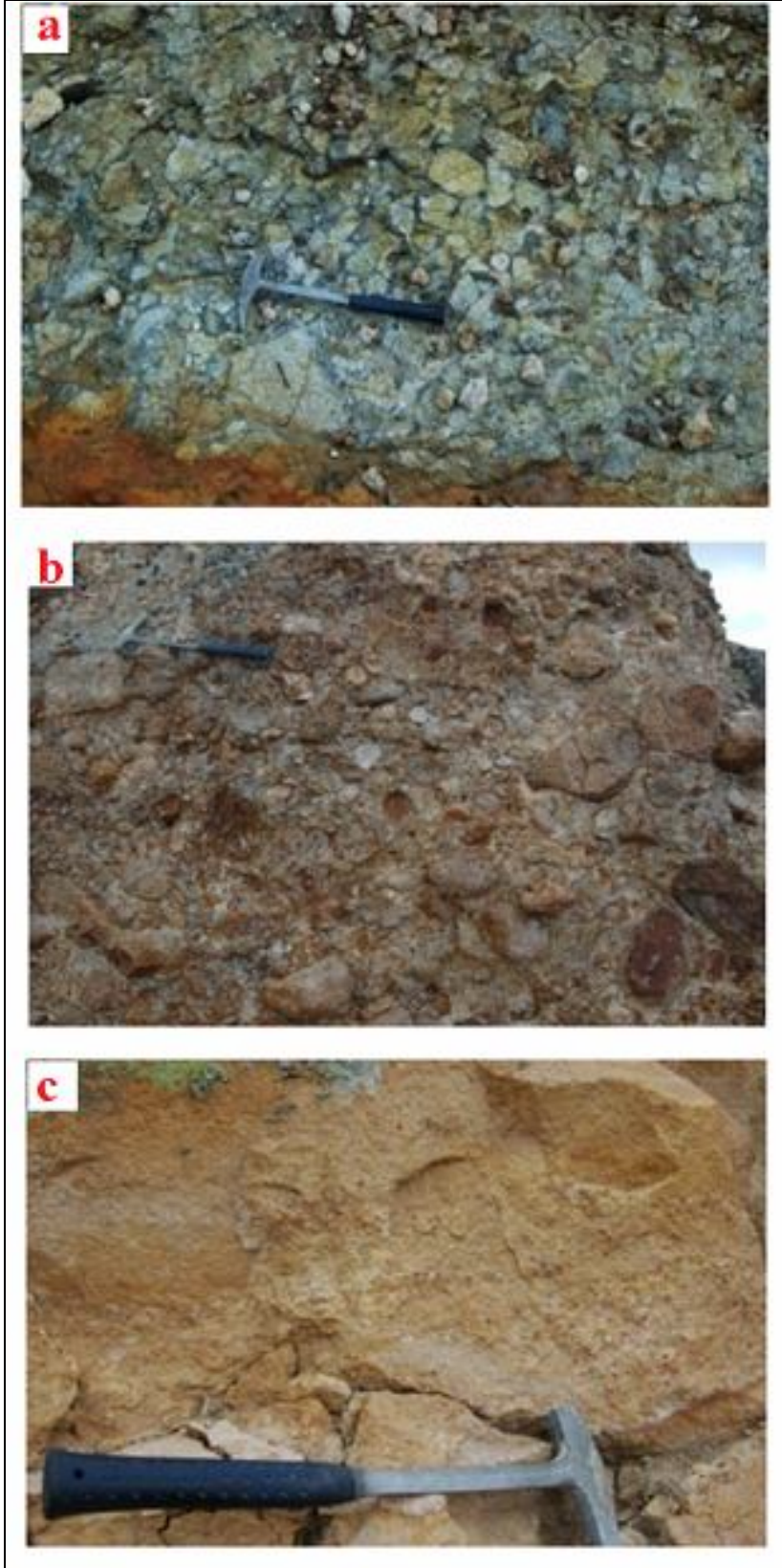
Alüvyon, güncel çökeller adı altında toplanarak sınıflandırılmıştır. Genel olarak, aktif olan nehir tarafından taşınan değişik türde çakıl, agregalar ve yamaç molozları yoğun bir şekilde görülmektedir. Murat nehri kanyonu boyunca özellikle karbonatlı yatak kayacıyla yapılan kontaklarda, yamaç molozları geniş bir alan kaplamaktadır. Pekleşmemiş diğer sedimentler arasında litik olmayan, çeşitli konglomera, çakılımsı kum ve vake göze çarpan diğer allokton birimlerdir.

Karbonat klastlı konglomera genellikle çakıllar, karbonatlı kumtaşları, vakeler, az miktarda tüflerle birlikte görülür. Karbonat konglomera lokal olarak görülür. Yoğun erozyon nedeniyle kanyon boyunca çok farklı türde, çeşitli boyutlarda volkanik, metamorfik ve bağlı olmayan sedimanter kırıntılı malzeme görülmektedir (Şekil 5.3). Ayrıca çalışma sahası canlı jeotermal bölge olduğu için sıcak su çıkışlarına bağlı olarak, Ca çökelimi ve güncel travertenler oluşmaktadır.

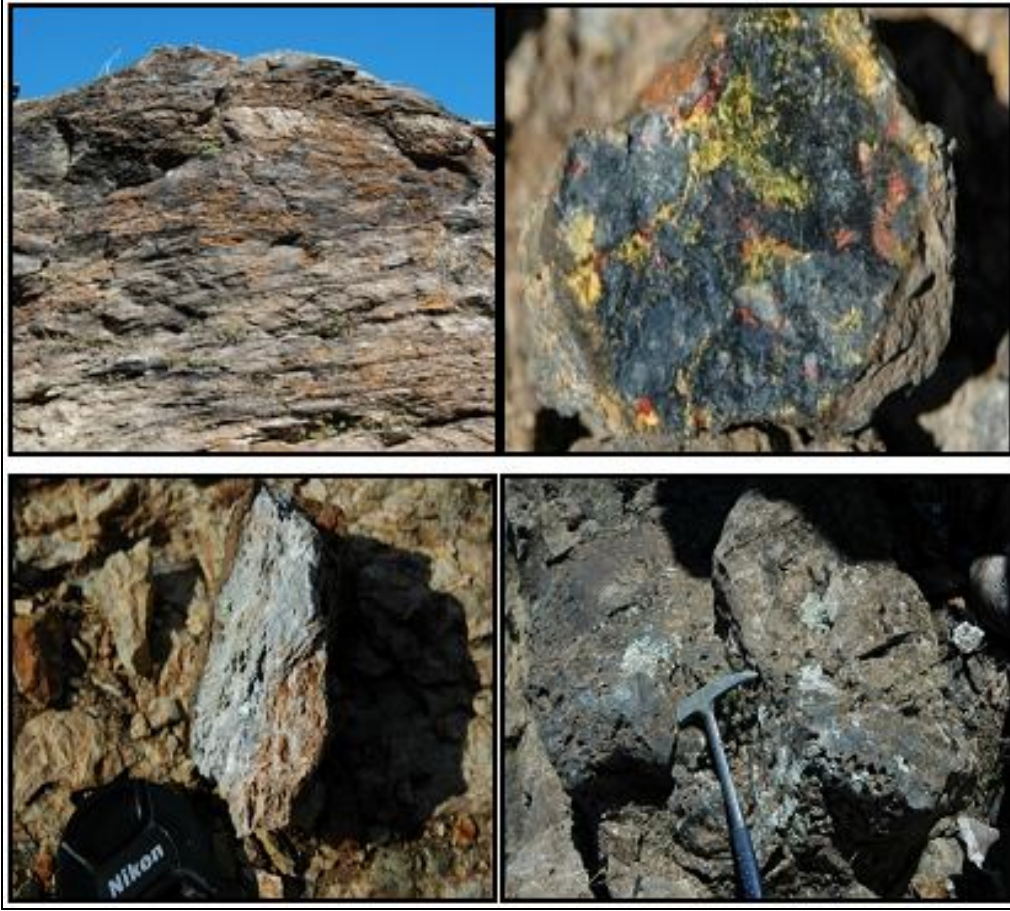
Y.AŞ	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA			
HOLOSEN		ALÜVYON	Alüvyon çakılları	8	
			Yamaç Molozu		
			Kum, kumul, silt		
			TRAVERTEN		
ORTA MİYOSEN - KUVA TERNER		BAZALT - TRAKİBAZALT		7	
		PİROKLASTİKLER		6	
		İGNİMBRİT			
		TRAKİANDEZİT TÜF			
		TRAKİT İGNİMBRİT			
		PEKLEŞMİŞ TÜF			
		5		DASİT	
				TRAKİDASİT	
				BASALT	
		4		ANDEZİT LAV	
ANDEZİT					
PALEOZOYİK		DOLOMİT		3	
		SİTLİ KİREÇTAŞI			
		REKRİSTALİZE KİREÇTAŞI			
		2		GRANİT	
				GRANODİYORİT	
		1		KALK-ŞİST	
				KALK-ŞİST - DOLOMİT MERCEKLERİ	
				DOLOMİT	
				REKRİSTALİZE DOLOMİT	
				DOLOMİTİK MERMER	
MERMER					

Şekil 5.2. Çalışma alanının stratigrafik kolon kesiti (Kral ve Çağlayan, 1980 'den değiştirilerek alınmıştır).





Şekil 5.3. a) Epiklastik konglomera, b) Volkanik-silika matriks destekli kaba taneli fluviyal ve alüvyal breş, c) İnce taneli epiklastik sedimentler, Murat nehri kanyonu boyunca görülürler.

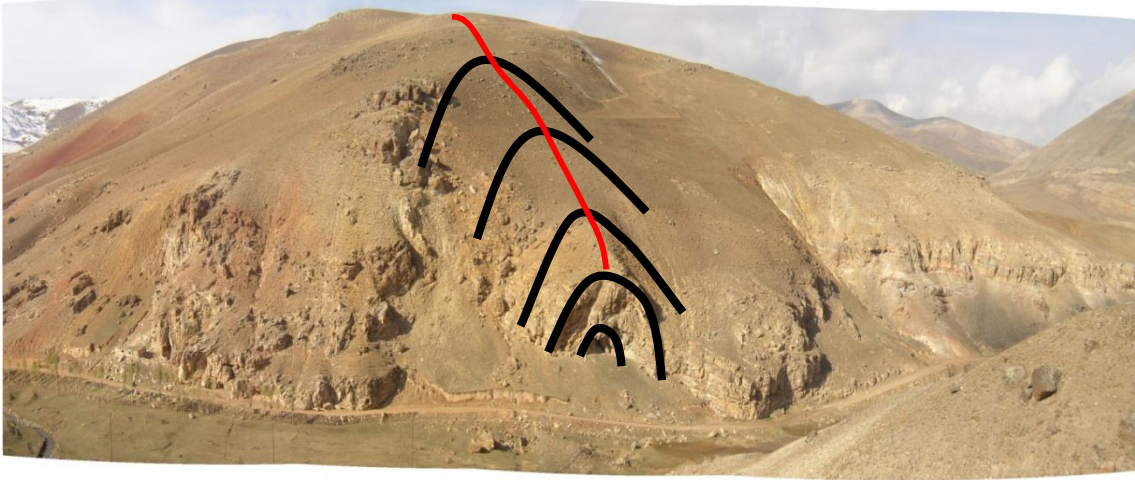


Şekil 5.4. Murat nehri kenarlarında, yerli kayalarda görülen sülfidik jasperoidlerden örnekler.

Murat nehri boyunca K-G yönünde, yoğun silisleşmeye bağlı olarak, karbonatlı kayalarda karbonat boşalması nedeniyle boşlukların sülfitçe zengin silika ( $\text{SiO}_2$ ) ile ornatılması sonucu oluşan jasperoidler yaygın olarak görülür (Şekil 5.4).

## 5.2. Tektonizma

Çalışma sahası, büyük ölçekte sıkışma rejimine bağlı olarak çok fazla kırılanmıştır. Genel olarak çalışma alanı, doğrultu atımlı Balık Gölü fayı ile Çaldıran Fayı arasında kalan, tektonik olarak derin ve uzun Murat Nehri kırığı üzerinde bulunmaktadır. Doğrultu atımlı faylar, normal faylar, küçük ölçekte bindirme, budinaj yapıları, kıvrımlar, çalışma alanının genel çizgisel yapılarıdır. Bütün tektonik öğeler değerlendirildiğinde, çalışma bölgesi bir makaslama zonu olarak değerlendirilebilir.



**Şekil 5.5.** Murat Nehrinin güney kısmında, Çermik Tepe mevkinin doğu duvarında yer alan bir  $K60^{\circ}D$  doğrultusunda metamorfiklerin kıvrılmasıyla oluşan bir antiklinal görüntüsü.

İlk fayların yaşlı karbonatlı kayaçların kıvrılmasına neden olmasıyla, bölgede görülen çift antiklinal, bir eksen boyunca  $K60^{\circ}D$  ve  $K20^{\circ}B$  doğrultularıda geliştiği gözlemlenmiştir (Şekil 5.5 ve Şekil 5.1). Bu kıvrımların uzunluğu 1 km'yi bulur. Genişliği ise yüz veya iki yüz metre civarındadır.

Karbonatlı kayaçların şiddetli deformasyonu ve doğrultu belirteçleri olarak uzayan lineasyonlar (Şekil 5.6), kink kıvrımları, izoklinal kıvrımlar, kırıntılı tabakalarının budinajı, kırıklı kıvrımlar gibi göstergeler, buranın muhtemelen bindirme napı şeklinde bir tektonizmaya sahip olduğunu gösteriyor.



**Şekil 5.6.** Çalışma sahasının Murat Nehri içerisinde kalan kırıntılı ve karbonatlı birimlerde görülen fay ve fay aynasını temsil eden örnekler.

$K40^{\circ}-50^{\circ}D$  normal fayların işaretleri, Murat Nehri içinde güney kısımlarda daha belirgin olarak görülmektedir. Bölgesel ölçekte çizgisel olarak görülüyor. Çalışma

alanında yaygın bir şekilde görülen normal faylar, makaslama fay zonu killeşmiş zonlar ile karakteristiktir (Şekil 5.7).



**Şekil 5.7. Çalışma alanı içinde Murat Nehri içinde K-G yönünde, aşırı silisleşmiş karbonatlı tanımlanamayan brimlerde ana fay zonu içinde görülen normal faylar.**

K60<sup>0</sup>-80<sup>0</sup>B oblik fay, sol yanal doğrultu bileşimiyle ve 100 metre boyunca Çermik Tepe boyunca görülüyor. K-G veya K10<sup>0</sup>B-G yüksek açılı sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak kabul edilen ve Murat kanyonunu birkaç yüz metre kesen, karbonatların silisleşmesine neden olan ve kanyon boyunca altta genişleyen ve çöken fay zonu, makaslama zonu olarak kabul edilebilir. Kanyon boyunca çıkan su çıkışları ve şiddetli silisleşme bu fay trendinin en büyük göstergelerinden biridir (Şekil 5.8). Bu fay trendinin genişleyen, KD ve KB doğrultulu oblik faylarla ilişkili olabileceği düşünülmektedir.



**Şekil 5.8. Çalışma alanının içinde Murat Nehri içinde, K-G yöünde gelişen ana makaslama zonunda, sol yönlü doğrultu atımlı fay zonu içinde meydana gelen çöküntü alanı.**

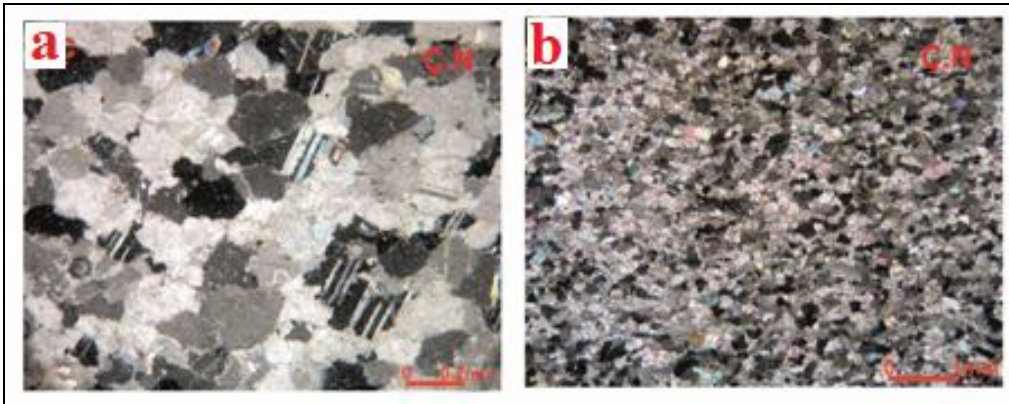
### 5.3. Mineraloji ve Petrografi

Bu bölümde çalışma sahasında görülen metamorfik kayalar, kırıntılı karbonatlı sedimanter kayalar, volkanik örtü kayalarının genel jeolojik özellikleri, mineraloji ve petrografi tanımlamaları yapılmıştır.

#### 5.3.1. Metamorfik kayalar

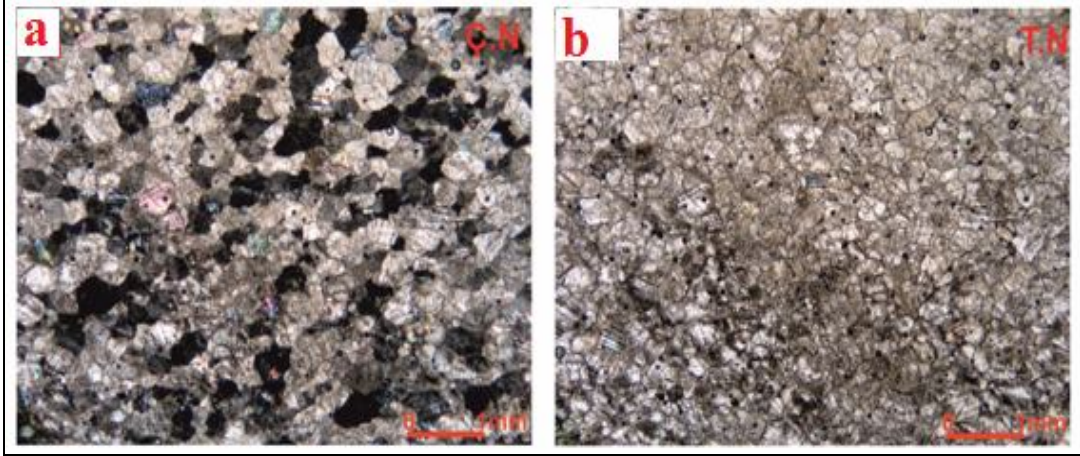
Dolomitik mermer (K1), granoblastik mozayik dokulu, ince taneli olan kayaç, el örneğinde belli belirsiz izlenebilen zayıf bir bantlaşmaya sahip olup, kayacın tamamı dolomit türü özşekilsiz karbonat minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 5.9 b). Kayaca %10'luk seyreltik HCl asidi muamele edildiğinde herhangi bir reaksiyonun ve köpürmenin olmaması, karbonat minerallerinin dolomit olduğuna işaret etmektedir.

Kayacı oluşturan dolomit mineralleri arasındaki sınır ilişkileri, granoblastik mozayik dokuyu oluşturmakla birlikte girintili çıkıntılı, süturlu sınır ilişkileri de oldukça yaygındır. Granoblastik mozayik dokunun gelişmiş olduğu kesimlerde dolomit mineralleri arası sınır ilişkileri düzgün hatlar boyunca ve birbiriyle yaklaşık 120° açı ile gelişmişken, granoblastik süturlu dokunun gelişmiş olduğu yerlerde dolomit mineralleri arasındaki sınır ilişkileri son derece düzensiz ve dantelsi hatlar şeklinde gelişmiştir (Şekil 5.9 a). Dolomit minerallerinde gözlenen bir diğer özellik, basınç ikizlenmesinin yaygınlığıdır ve plajiyoklaz minerallerindeki polisentetik ikizlenmeyi andırmaktadır.



Şekil 5.9. Granoblastik dokulu Ç.N: Çift nikol (a) basınç ikizlenmesi Çift Nikol (b) dolomitik mermerin genel görünümü (K1).

Dolomitik mermer (K4), granoblastik mozayik dokulu, ince taneli olan kayacın tamamı dolomit türü özşekilsiz karbonat minerallerinden oluşmaktadır. Kayaca %10'luk seyreltik HCl asidi muamele edildiğinde herhangi bir reaksiyonun ve köpürmenin olmaması, karbonat minerallerinin dolomit olduğuna işaret etmektedir.

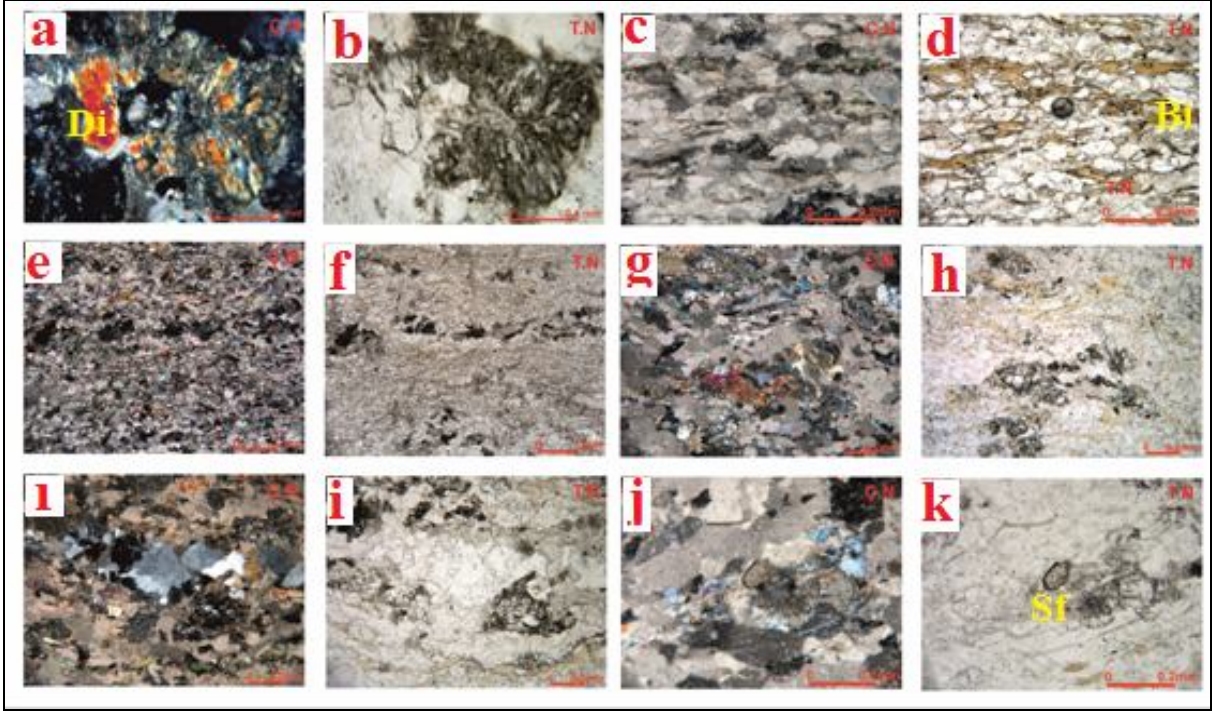


Şekil 5.10. Granoblastik mozayik dokulu Ç.N: Çift Nikol (a) ve T.N: Tek Nikol (b) dolomitik mermer (K4) görüntüleri.

Kayacı oluşturan dolomit mineralleri arasındaki sınır ilişkileri, granoblastik mozayik dokuyu oluşturmakla birlikte girintili çıkıntılı, süturlu sınır ilişkileri de oldukça yaygındır (Şekil 5.10 a) Granoblastik mozayik dokunun gelişmiş olduğu kesimlerde dolomit mineralleri arası sınır ilişkileri düzgün hatlar boyunca ve birbiriyle yaklaşık 120° açı ile gelişmişken, granoblastik süturlu dokunun gelişmiş olduğu yerlerde dolomit mineralleri arasındaki sınır ilişkileri son derece düzensiz ve dantelsi hatlar şeklinde gelişmiştir.

Diyopsit-aktinolit-biyotit kalkşist (K3), granolepidoblastik dokulu ve ince taneli olan kayaç, gerek el örneğinde gerekse mikroskop altında belirgin şistoziteye sahiptir. Büyük ölçüde karbonat minerallerinden oluşan kayaca %10'luk seyreltik HCl asidi muamele edildiğinde şiddetli köpürmenin olması, karbonat minerallerinin kalsit türü mineraller olduğuna işaret etmektedir. Kalsit dışında yaygın gözlenen diğer mineraller (Şekil 5.11 a,b) ise klinopiroksen (muhtemelen diyopsit), biyotit, kuvars ve aksesuar mineral olarak çok seyrek gözlenen sfen mineralleridir (Şekil 5.11 k). Bu minerallerin

yanı sıra gözlenen aktinolit-tremolit mineralleri ise klinopiroksen minerallerinden itibaren ikincil oluşmuş lifsi-saçaksı görünümlü minerallerdir. Diyopsitin varlığı bir magmatik sokulumun yakında olduğuna işaret etmektedir.



Şekil 5.11. Granolepidoblastik dokulu diyopsit-aktinolit-biyotit kalkşist (K3) görüntüleri, T.N: Tek Nikol (b, d, f, h, i, k), Ç.N: Çift Nikol (a, c, e, f, g, i, k), Di: Diyopsit, Bi: Biyotit, Sf: Sfen.

Kalsit minerallerinin kısmen yassılaşılarak birbirine az çok paralel dizilimleri, biyotit minerallerinin de buna uyumlu dizilim göstermesi kayacın şistozitesini oluşturmaktadır (Şekil 5.10 c,d). Seyrek gözlenen kuvars mineralleri, yassılaşımış polikristalen mercekler şeklinde kayacın genel yönlenmesiyle uyumlu iken, klinopiroksen mineralleri ise rastgele dağılımlı agregalar şeklinde gözlenirler.

Kayacın mevcut mineralojik bileşimi içerisinde klinopiroksen, biyotit, kuvars ve sfen gibi detritik kökenli minerallerin bulunması, orijinal kayacın saf olmayan bir kireçtaşı olduğunu ve bünyesine kırıntılı malzeme olarak ferro-magnezyen silikat minerallerini ve kuvarası almış olduğunu göstermektedir.

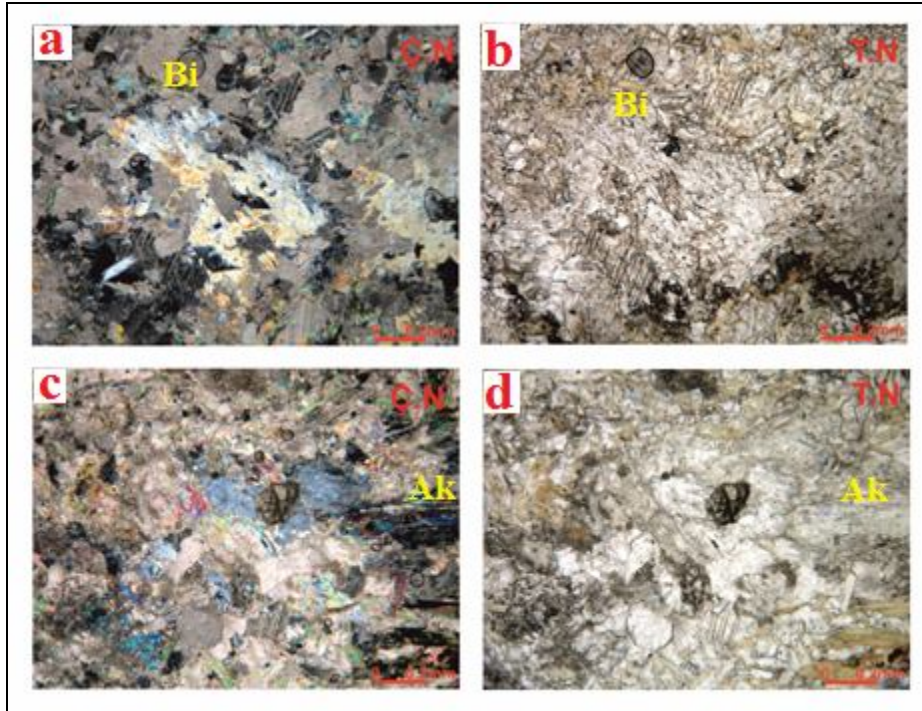
Diyopsit-aktinolit-biyotit kalkşist (K5), mineralojik bileşimi açısından K3 işaretli numuneye benzerlik gösteren kayaç, dokusal açıdan diğer numuneye kıyasla birtakım farklılıklara sahiptir. %10'luk seyreltik HCl asidine karşı şiddetli tepki vererek



köpüren kayaç büyük ölçüde kalsit türü karbonat minerallerinden oluşmakta olup, kalsit haricinde yaygın gözlenen diğer mineraller ise klinopiroksen (muhtemelen diyopsit), biyotit, kuvars ve aksesuar mineral olarak çok seyrek gözlenen sfen mineralleridir (Şekil 5.18 c). Bu minerallerin yanı sıra gözlenen aktinolit-tremolit mineralleri ise klinopiroksen minerallerinden itibaren ikincil oluşmuş lifsi-saçaksı görünümlü mineraller veya kayaç bünyesinde düzensiz dağılım gösteren yarı özşekilli prizmatik mineraller şeklindedir.

Kayaç gerek el örneğinde gerekse mikroskop altında belirgin bir yönlenmeye sahip olmakla birlikte, mineral boyutları ve dağılımı açısından K3 işaretli numuneye kıyasla oldukça düzensiz bir dağılım göstermektedir. Bu özellik en belirgin şekliyle karbonat minerallerinde gözlenmekte olup mikrokristalen karbonat matrisi içerisinde sıkça daha iri taneli rekrystalize karbonat band ve mercikleri gözlenir. Rekrystalize karbonat bandlarında mikro kırışıklıklar (ondülasyonlar) da mevcut olup, mikroskop altında yer yer belirgin, el örneğinde ise az belirgindir ( Şekil 5.12 c).

İri kristalli rekrystalize karbonat band ve mercikleri civarında biyotit minerallerinin kümelenme yaptığı gözlenmiş olup, bunlar el örneğinde koyu renkli düzensiz şekilli lekeler şeklinde görülmektedir. ( Şekil 5.12 b)



Şekil 5.12. Karbonat band ve merciklerinin gözleendiği diyopsit-aktinolit-biyotit kalkışist (K5), T.N: Tek nikol (b, d), Ç.N: Çift Nikol (a,c) , Bi: Biyotit, Ak: Aktinolit.

Kayacın tali bileşenlerini ise hamurda çok ince taneli çubuksu prizmatik mineraller şeklinde seyrek olarak gözlenen biyotit mineralleri oluşturmaktadır. Bunların tanımlanması ancak yüksek büyütmele objektifle mümkün olmuştur. Biyotit haricinde bazı olası mafik mineral psödomorfları da gözlenmiş olmasına rağmen bunlar tamamen başkalaşmış oldukları için tanımlamaları yapılamamıştır. Bazı özşekilli psödomorfların piroksen kalıntısı olabileceği düşünülmüştür. Dissemine haldeki çok ince taneli opak mineraller ise kayacın aksesuar bileşenlerini oluşturmaktadır.

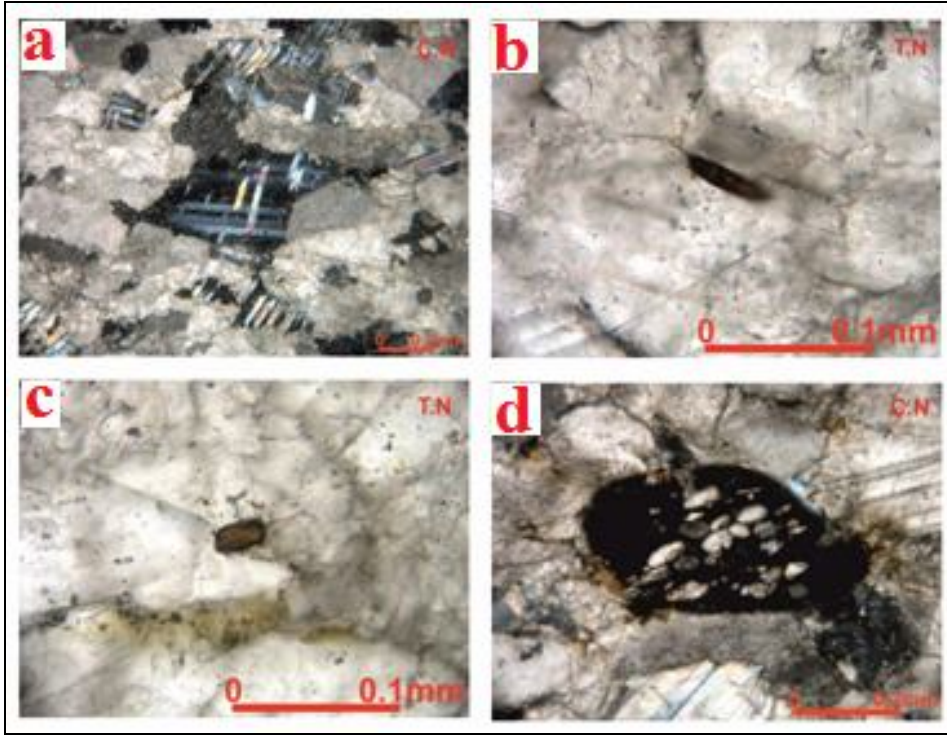
### 5.3.2. Kırıntılı karbonatlı sedimanter kayaçlar

Kayacın el örneğinde çok zayıf bir bantlaşmanın gelişmiş olduğu gözlenmekle birlikte, bunun sebebi dolomit minerallerine eşlik eden başka tür mineraller değil, sadece yer yer gözlenen mineral yassılaştırması ve kristal boyutunda gözlenen değişimlerdir. Rekristalize dolomit (K2), granoblastik mozayik/süturlu dokulu, ince taneli olan kayaç, el örneğinde belli belirsiz izlenebilen zayıf bir bantlaşmaya sahip olup, kayacın tamamı kalsit ve daha az oranda da dolomit türü özşekilsiz karbonat minerallerinden oluşmaktadır. Kayaca %10'luk seyreltik HCl asidi muamele edildiğinde, zayıf bir reaksiyonun ve az şiddetli köpürmenin olması, kayaç bünyesinde kalsit minerallerinin yanı sıra dolomit minerallerinin de bulunduğu işaret etmektedir.

Kayacı oluşturan karbonat mineralleri arasındaki sınır ilişkileri, granoblastik mozayik dokuyu oluşturmakla birlikte girintili-çıkıntılı, süturlu sınır ilişkileri K1 işaretli numuneye kıyasla çok daha yaygındır. Granoblastik mozayik dokunun daha az gelişmiş olması, kayacın metamorfizmadan nispeten daha az etkilenmiş olabileceğini ve mozayik dokunun ideal gelişiminin bu yüzden gerçekleşmemiş olabileceğini düşündürmektedir. Karbonat minerallerinde basınç ikizlenmesi yaygındır ( Şekil 5.13 a)

Kayacın tümü karbonat minerallerinden oluşmakla birlikte, çok nadir ince taneli rutil mineralleri ile orijinal kayacın (Şekil 5.13 b, c) oluşum ortamına yabancı ekstraklast olarak tanımlanabilen volkan camı parçacıkları da kayaç bünyesinde tanımlanabilmiştir (Şekil 5.13 d). Bunlar muhtemelen kireçtaşının çökeldiği ortama dışardan taşınmış olan kırıntılı bileşenlerdir. Volkan camı parçacığı gözenekli yapıda olup, gözenekleri de karbonat dolguludur ve yuvarlaklaşmış hatlara sahiptir.

Karbonat minerallerine göre daha sert olan volkan camının yuvarlaklaşmış hatlara sahip olması, orijinal kireçtaşının oluşum ortamına nispeten uzak mesafelerden taşınmış olabileceğine işaret etmektedir. Kayaç bünyesinde gözlenen ancak çok yaygın olmayan diğer özellikler ise çözünme boşlukları ile karbonat minerallerinin sınırları boyunca gelişmiş limonit boyamalarıdır.

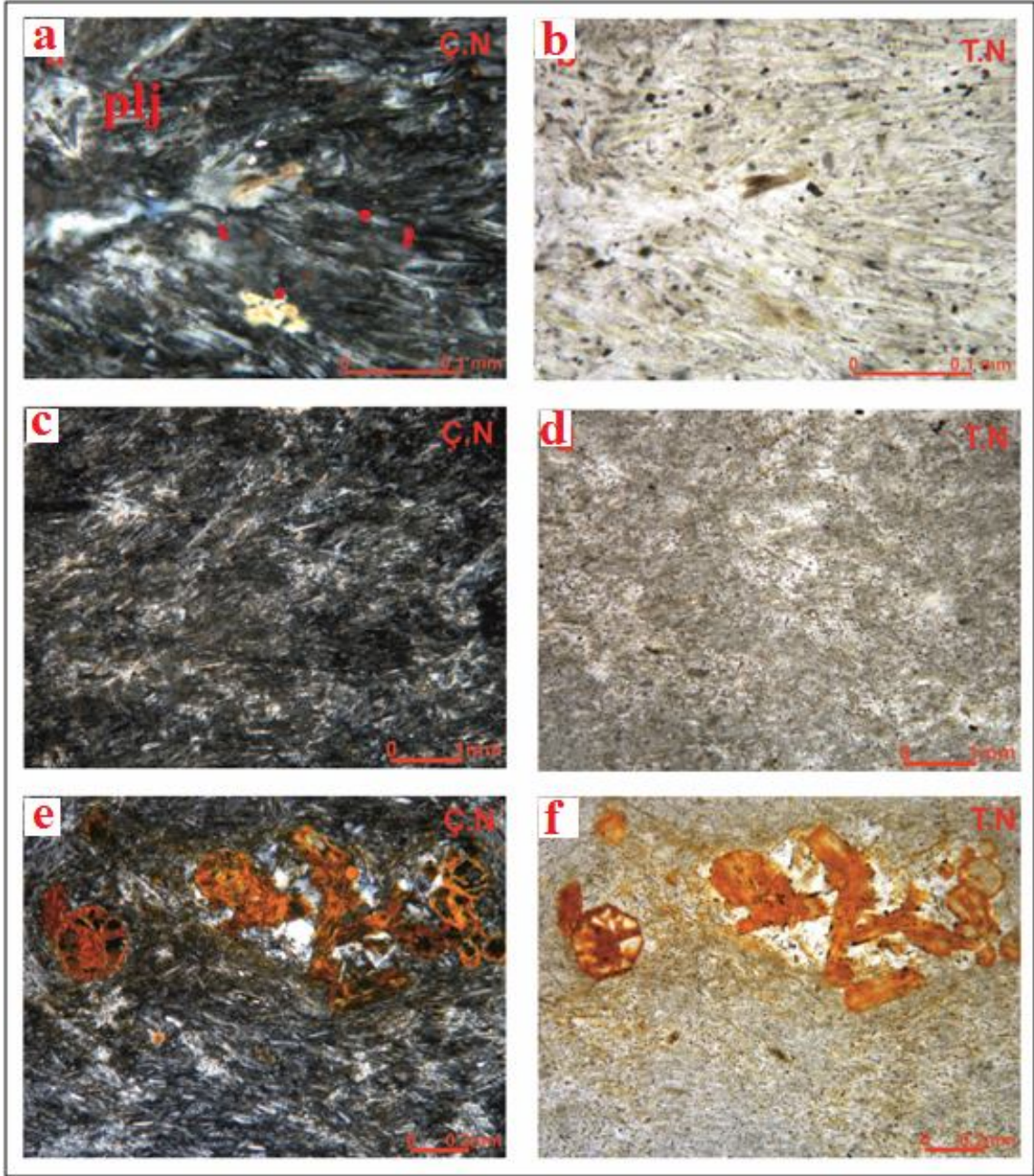


Şekil 5.13. Karbonat minerallerinde basınç ikizlenmesinin (a,b) görüldüğü T.N: Tek Nikol b,c ve Ç.N: Çift nikol ince kesit rekristalize dolomit görüntüleri (K2).

K1 işaretli numune ile kıyasladığında K2 işaretli numunenin elde tozlaşması daha fazladır ve kayacın tam mermerleşmemiş olduğuna işaret etmektedir.

### 5.3.3. Volkanik örtü kayaçları

Afanitik-akma dokulu dasit (K6A), çok ince taneli olan ve hiç fenokristal içermeyen kayacın esas mineral bileşenlerini; hepsi mikrokristaller şeklinde gözlenen, özşekilli çubuksu prizmatik plajiyoklaz mineralleri oluşturmaktadır. Çubuksu plajiyoklaz mikrolitleri uzun eksenleri boyunca birbirlerine az çok paralel dizilim göstererek kayacın akma dokusunu oluştururlar(Şekil 5.14 b,c). Plajiyoklaz minerallerin yanı sıra kayacın hamurunda K-feldispat (?) mineralizasyonları gözlenmiştir. Bunlar prizmatik şekillerde olmayıp, plajiyoklaz minerallerini kuşatan düzensiz yamalar şeklindedir ve metasomatik ornatma ürünü olmaları olasıdır.



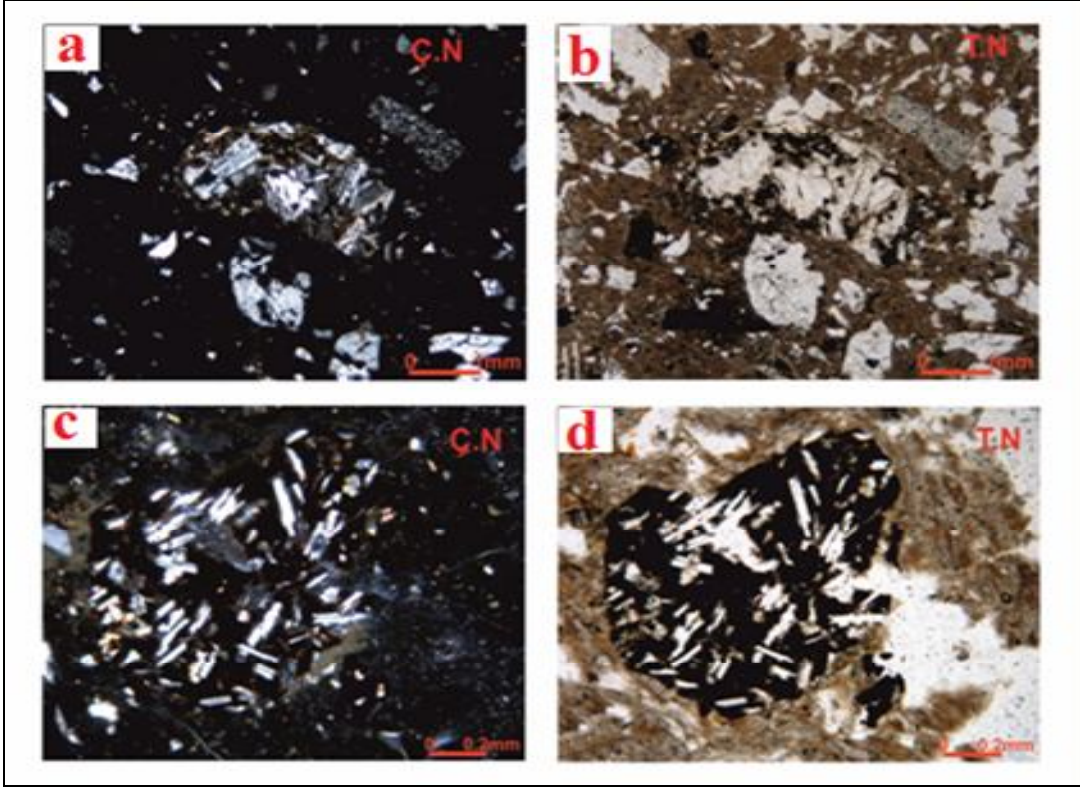
Şekil 5.14. Afanitik akma dokulu dasit (K6A) TN: Tek Nikol (b, d, f) ve ÇN: Çift Nikol (a, c, e) ince kesit görüntüleri.

Afanitik-akma dokulu dasit (K6B), çok ince taneli olan ve hiç fenokristal içermeyen kayacın esas mineral bileşenlerini; hepsi mikrokristaller şeklinde gözlenen, özşekilli çubuksu prizmatik plajiyoklaz mineralleri ile K-feldispat (sanidin) mineralleri oluşturmaktadır (Şekil 5.14 a). Plajiyoklaz ve sanidin mikrolitlerinin uzun eksenleri boyunca birbirlerine az çok paralel dizilim göstererek kayacın akma dokusunu oluştururlar.

K-6A işaretli numuneden farklı olarak, kayacın tali bileşeni olabilecek herhangi bir mafik minerale veya mafik mineral psödomorfuna rastlanmamıştır. Dissemine haldeki çok ince taneli opak mineraller ise kayacın aksesuar bileşenlerini oluşturmaktadır. Kayacın hamurunda volkan camı oranı oldukça düşüktür. Volkan camı materyalini plajiyoklaz mikrolitleri arasında gözlemek oldukça güçtür ve kısmen devitrifiye olmuştur.

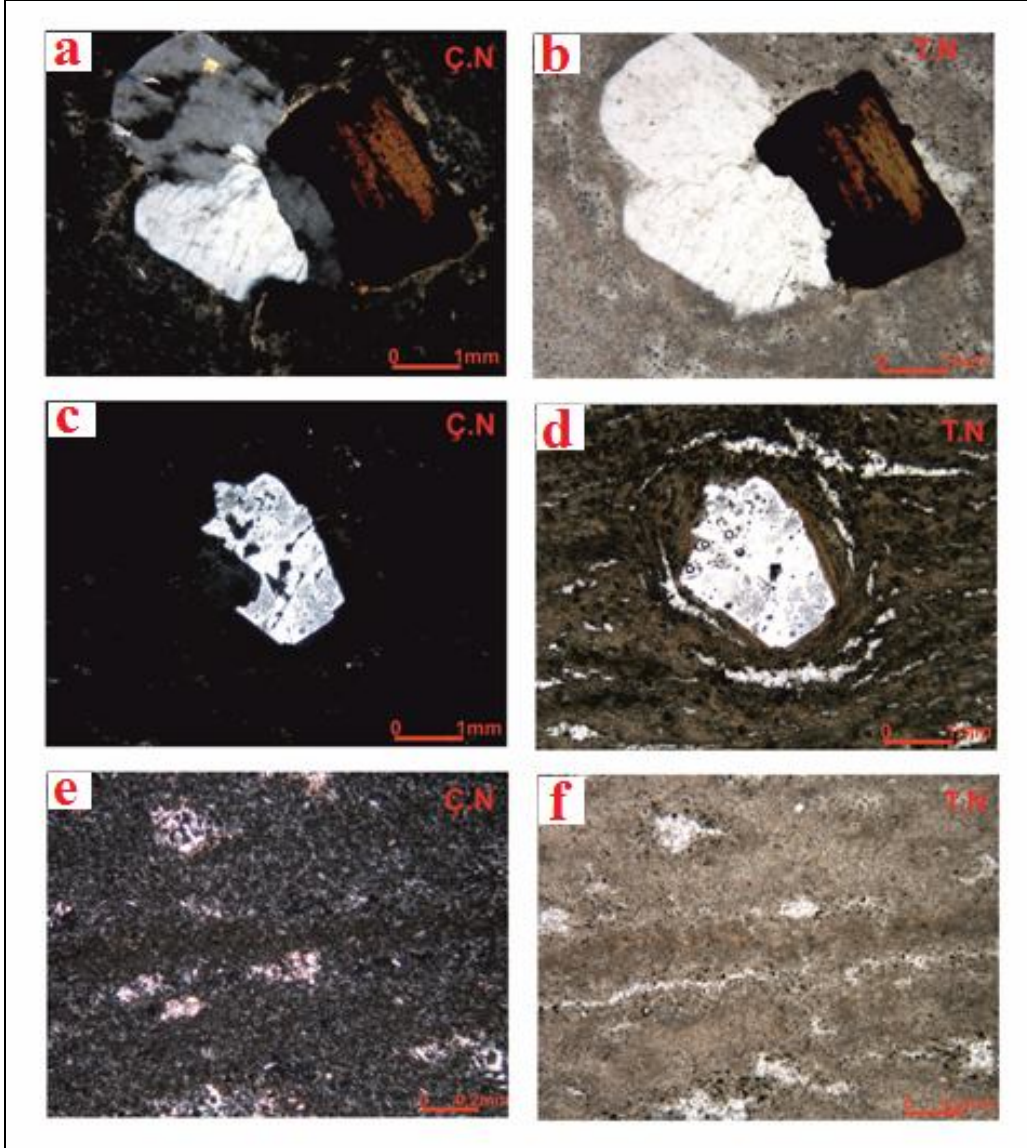
Volkanik-yarı derinlik kayaç parçacıklı vitrofirik andezit/bazaltik andezit (K7A) hipohiyalin seri porfirik dokulu, ince-orta taneli olan kayacın esas mineral bileşenlerini tümü özşekilli veya yarı özşekilli fenokristaller şeklinde gözlenen plajiyoklaz mineralleri (Şekil 5.15 c), tali bileşenlerini biyotit, klinopiroksen ve amfibol (hornblend) mineralleri, aksesuar bileşenlerini ise hamurda saçınımlı halde bulunan ince taneli opak mineraller oluşturmaktadır.

Plajiyoklaz fenokristalleri, diğer mineral bileşenlere göre daha dikkat çekici dokusal özelliklere sahiptir. Yarı özşekilli prizmatik plajiyoklaz fenokristalleri ile kemirilmiş korrode plajiyoklazlar ve kısmi ergimeye uğramış tozlu zonlu plajiyoklaz fenokristalleri bir arada bulunmaktadır (Şekil 5.15 a).



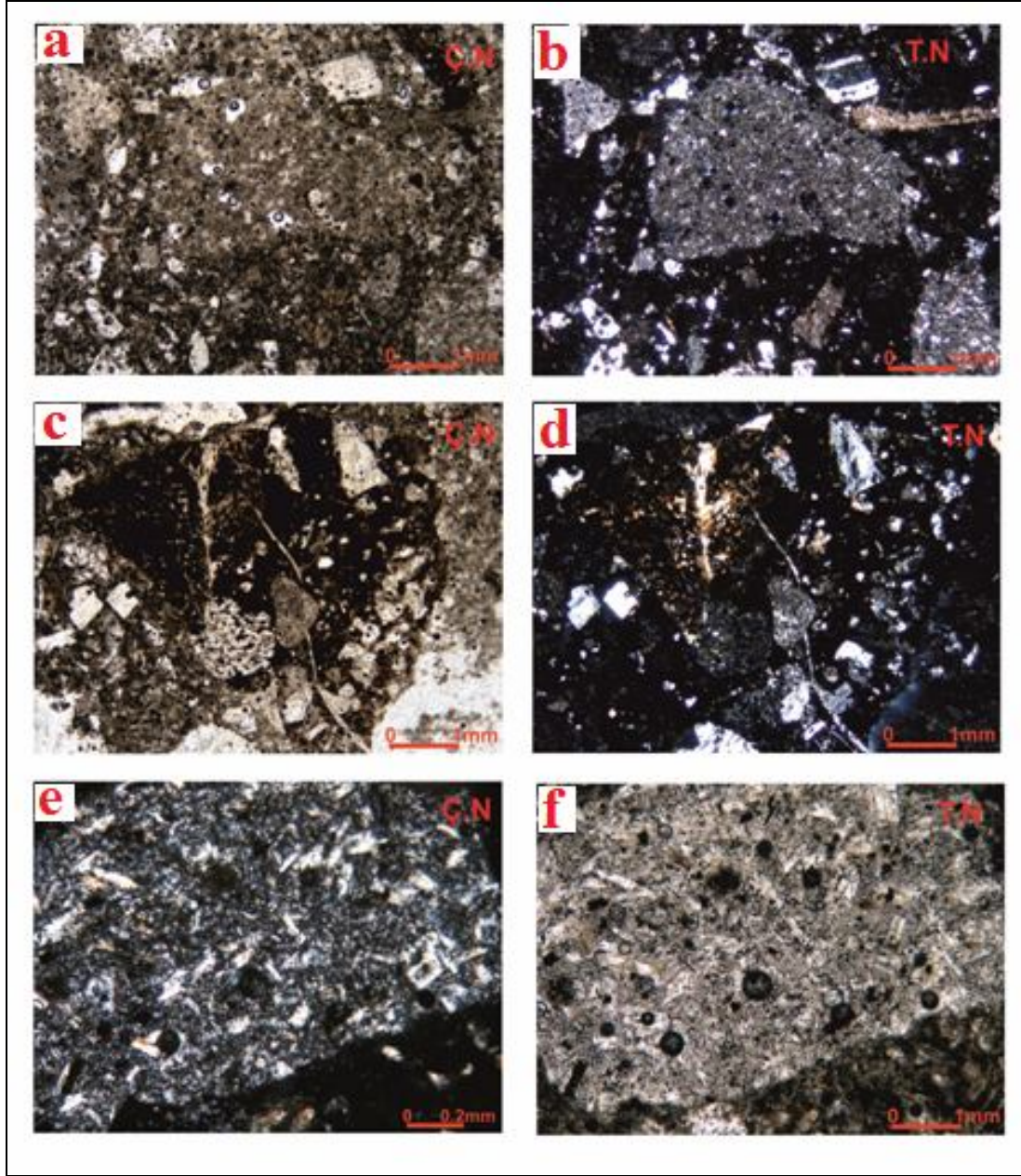
Şekil 5.15. Volkanik-yarı derinlik kayaç parçacıklı vitrofirik andezit/bazaltik andezitten (K7B) TN: Tek Nikol (b, d) ve Ç.N: Çift nikol (a, c) ince kesit görüntüleri.

Kayaca %10'luk seyreltik HCl asidi muamele edildiğinde, hamurda ciddi şekilde reaksiyonun olmaması, karbonat oranının düşük olduğunu göstermektedir. Kuvarsın yanında K-feldispat ksenokristalinin yanında opasitleşmiş biyotit rahatlıkla görülebilmektedir (Şekil 5.16 a,b). Çok ince taneli akma dokusunda tipiktir (Şekil 5.16 e,f).



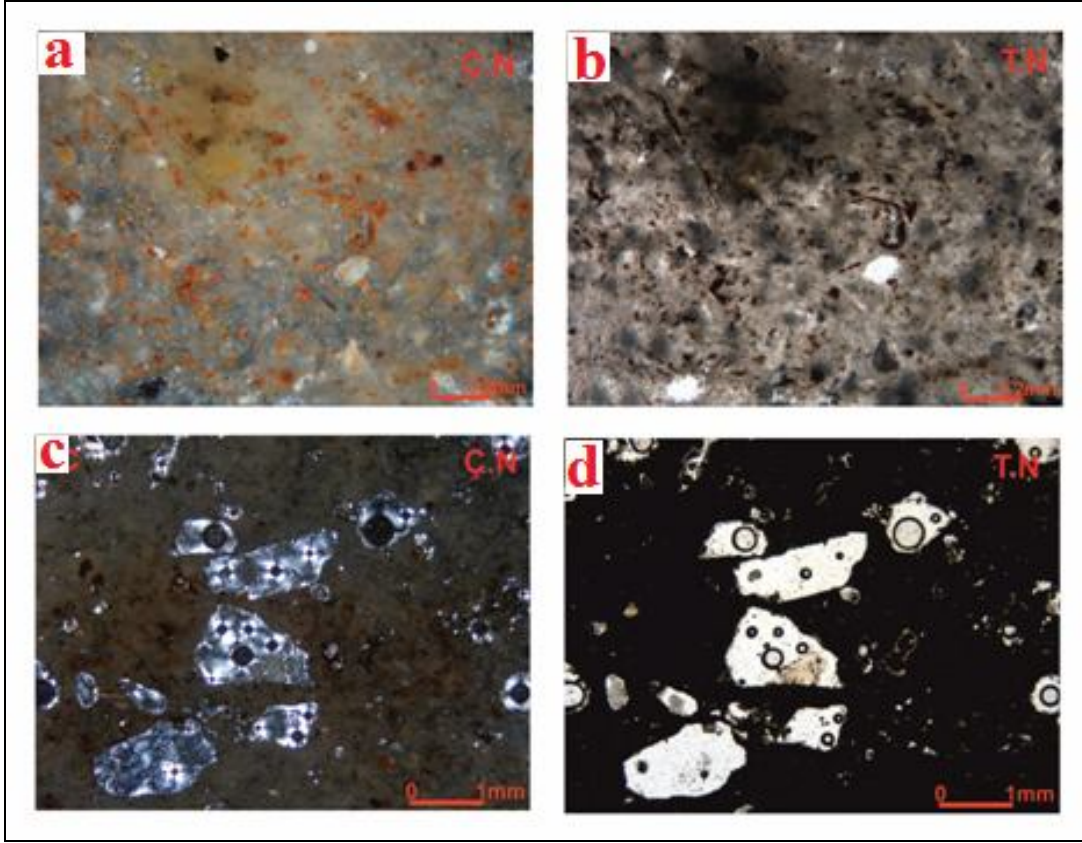
Şekil 5.16. Zayıf karbonatlaşmış, kuvars ve K-feldispat ksenokristalli afanitik akma dokulu dasit (K8A)T.N: Tek nikol (b, d, f) ve Ç.N: Çift nikol (a, c, e) ince kesit görüntüleri.





Şekil 5.17. Killeşmiş, zayıf karbonatlaşmış, volkanik yarı derinlik kayaç parçacıklı andezitik ignimbirit (K9) T.N: Tek nikol (b, d, f) ve Ç.N: Çift nikol (a, c, e) ince kesit görüntüleri.

Matriksi killeşmiş, fenokristallerin seçilebildiği, çeşitli büyüklükte kuvars oranı yüksek, piroklastik malzemece zengin K9, ignimbirite benzemektedir (Şekil 5.17 b,e,f).



Şekil 5.18. Limonit boyamalı killeşmiş tuf (K10) T.N: Tek nikol (b,d) ve Ç.N: Çift nikol (a,c) ince kesit görüntüleri.

#### 5.4. Cevherleşme

Mollakara cevher yatağının genel element parajenezine bakıldığında en yüksek kottan itibaren, aşağıya doğru Tl, Bi, Zn, Sb, Ag, Co, Cu, W, Hg, As, Mo, Pb, Au sıralaması görünmektedir. Au genel olarak bu sülfidli minerallerin kristal kafeslerinde mikron ve submikron boyutundadır (Şekil 5.19 b,d). Genel sülfidli minerallerin ( $\text{FeS}_2$ ,  $\text{FeAsS}$ ,  $\text{Sb}_2\text{S}_3$ ,  $\text{As-FeS}_2$ ,  $\text{ZnS}$ ,  $\text{AsS}$ ,  $\text{As}_2\text{S}_3$ ) dışında, kompleks bisülfidli minerallerde bulunmaktadır. Ayrıca süperjen zenginleşmeye bağlı olarak, hematitçe zengin silika damarcıklarında da görülmektedir. Diyadin cevher yatağının yaygın genel özellikleri Çizelge 5.1'de özetlenmiştir.

Çizelge 5.1. Diyardin cevher yatağının genel özellikleri

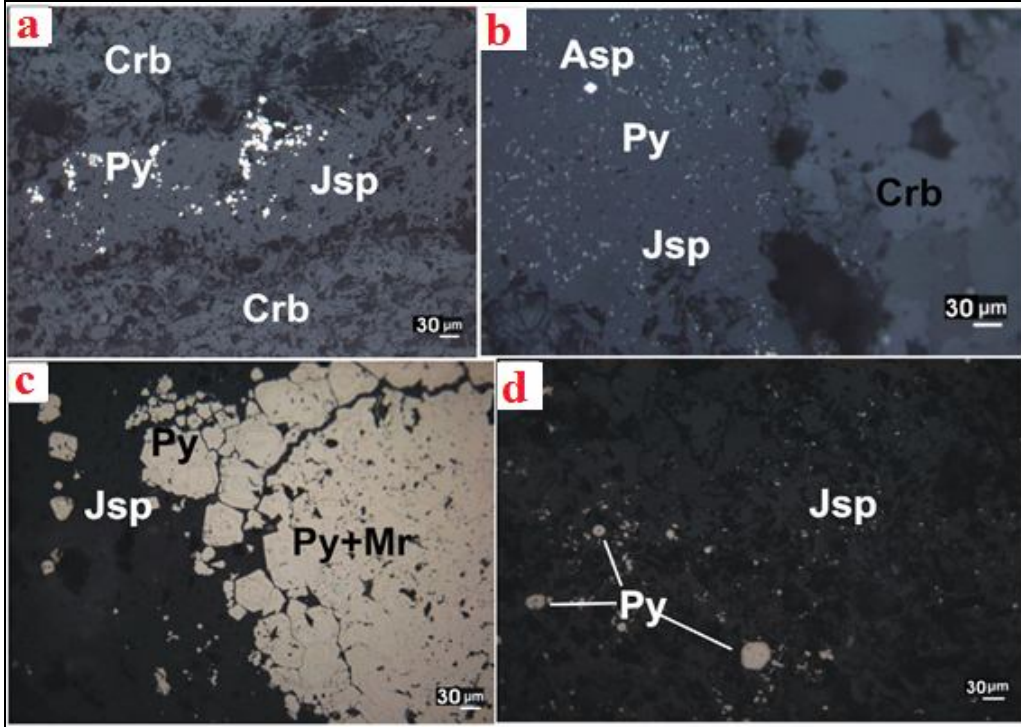
<b>Diyardin Cevher Yatağı</b>	
<b>Tektonik Ortam</b>	Kalınlaşan kıtasal kabukta oluşan riftleşme sınırları ve volkanizma destekli karbonatlı platform kayaları.
<b>Yapısal Unsurlar</b>	Sünümlü ve kırılğan deformasyon izleri (ductile-brittle), lensoidler, foliasyon.
	Sol yönlü doğrultu atımlı fay, normal fay, oblik fay, bindirme Antiklinal, mikro kıvrım, king, izoklinal kıvrım
<b>Volkanik kaya bileşimi</b>	Subalkalen (andezit-dasit-trakit), kalkalkalen (dasit, tuf, ignimbrit)
<b>Cevher Kütlesinin oluşum şekli</b>	Saçınımlı, breşik, karbonat ornatım dokulu
<b>Yatak Kayacı</b>	Karbonatlı fasiyes (kalk-şist, dolomit, mermer)
<b>Cevher Mineralleri</b>	Pirit, markazit, arseno-pirit, arsenopirit, stibnit, realgar, orpiment, galen
<b>Metal Parajenezi</b>	Au-Ag-As-Hg-Sb-Tl, ±Mo-W
<b>Sıcaklık</b>	± 150 - 300 C
<b>Formasyonun derinliği</b>	1 - 5 Km (Keskin, 2005)
<b>Alterasyon Tipleri</b>	Silisleşme, dekalsifikasyon, arjilik, sülfidasyon (kil+pirit), süperjen alterasyon
<b>İsmin Kaynağı</b>	Orta Miyosen - Kuvaterner volkanizması (Tendürek Volkanı, Taşkapı Granodiyoriti)
<b>Akışkanın kaynağı</b>	H <sub>2</sub> O, meteorik sular, magmatik-hidrotermal çözeltiler.

Mollakara cevher yatağı, yapısal kontrolle, volkanik ürünlerle örtülü, karbonatlı kayaların yataklık ettiği, sülfid minerallerinin (pirit, markazit, arsenopirit, stibnit, arsen-pirit, sfalerit, realgar, orpiment, zinober) yapısında bulunan duraylı-yarıduraylı ve duraysız elementlerin, çeşitli indirgen ve yükselgen ortamlarda oksid minerallerine (magnetit, limonit, mangan, hematit ve götit) ve silikat-sülfat minerallerine (alünit, anhidrit, kaolinit, smektit, hidromika), karbonat minerallerine (siderit, dolomit, kalsit, aragonit) dönüşmesiyle yaklaşık 20-30 metre kalınlığında oksidli, 80 m kalınlığında da sülfidli bir zonda oluşmuştur.

Çizelge 5.2. Diyadin cevher yatağının mineral parajenezi

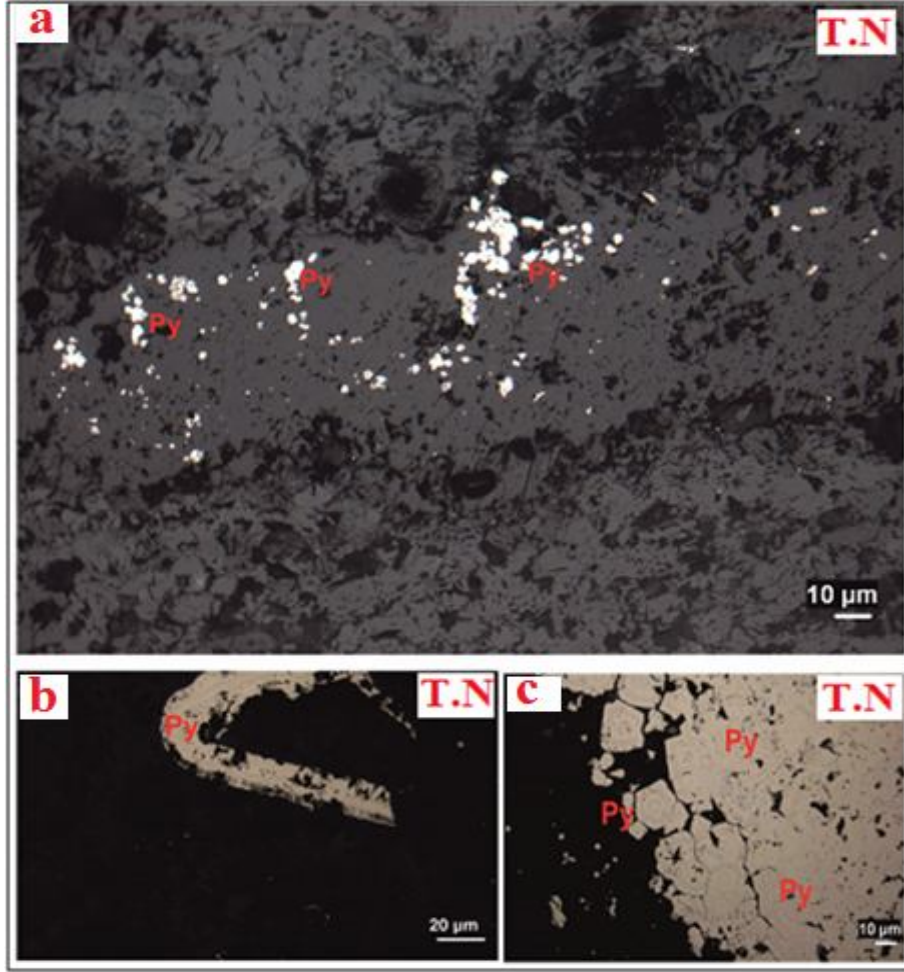
MİNERALLER	Pre-Mineralizasyon Evresi	Mineralizasyon Evresi	Post-Mineralizasyon Evresi
Framboidal Pirit	Diagenetik		
İdiomorfik Pirit(Kübik)	Diagenetik?		
Markazit			
Sülfidik Jasperoid			
Kuvars(Beyaz, ince taneli)			
Arsenopirit			
Arsen-Pirit			
Stibnit			
Altın			Süperjen
Realgar			
Orpiment			
Kaolinit			Süperjen
İllit			
Smektit			
Dikit			
Kalsit			
Jarosit			

#### 5.4.1.Cevher mikroskobisi



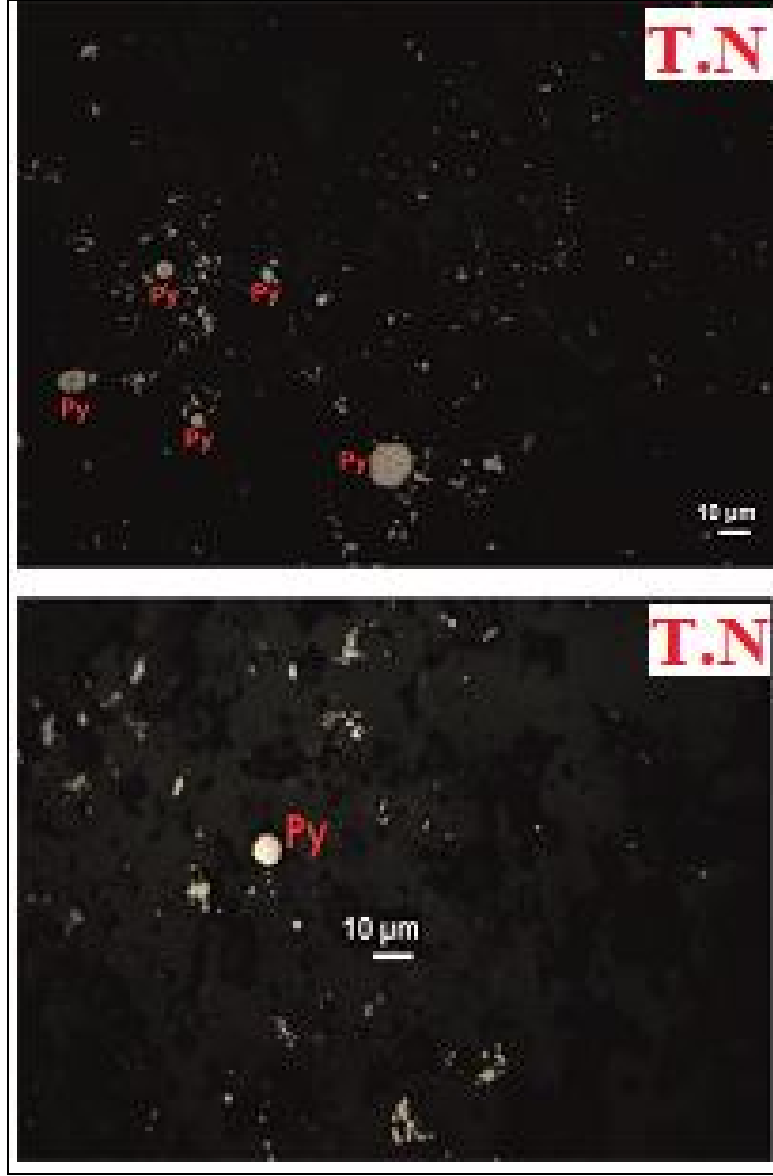
Şekil 5.19. Siyah renkli jasperoidal silika-sülfid damarcıklı, pirit, arsenopirit, pirit+markazit içeren karbonatlı metamorfik cevherli örneklerden, a) Mikrokristalin kuvars ve sülfidik jasperoid (pirit) tarafından ornatılmış karbonat ornatım dokusu görüntüsü, b) Karbonatlı kayaç içinde ornatılmış bulunan özşekilli arsenopirit ve submikron piritik jasperoid görüntüsü, c) Jasperoid içinde yarı özşekilli-özşekilli kolloform pirit ve pirit+markazit kümeleri görüntüsü, d) Sülfidik jasperoidler içinde görülen framboidal pirit görüntüleri (Çolakoğlu ve ark. 2011' den değiştirilerek alınmıştır).

Sülfidli zonda kayaçların içinde pirit genellikle framboidal, kübik, saçınımlı ve zonlu gibi değişik formlarda markazitle birlikte görülmektedir (Şekil 5.19 a-d). Sülfidasyon zonunda özellikle sülfid minerallerinden pirit, arsenopirit ve markazit minerallerinin birlikteliği dikkat çekicidir.



Şekil 5.20. a) Saçınımlı framboidal pirit, b) Kama şekilli pirit c) Genel görünümlü kolloform dokulu zonlu piritten oluşan T.N: Tek Nikol parlak kesit görüntüleri.

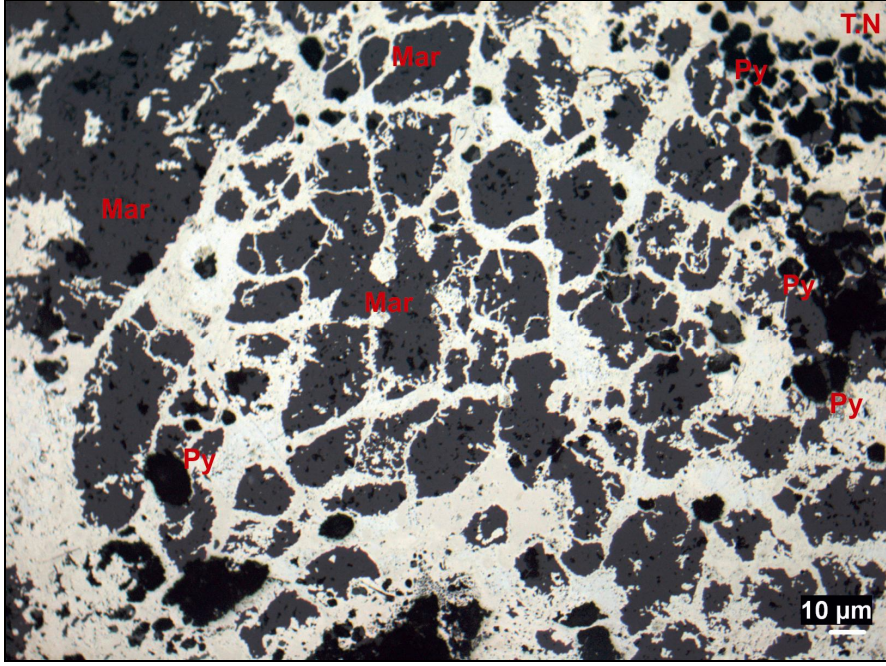
Sülfidasyon zonunda özellikle sülfid minerallerinden pirit, arsenopirit ve markazit minerallerini taşıyan hidrotermal çözeltinin farklı evrelerde, farklı fazlarda hareket ettiği, özellikle piritlerin farklı formda oluşumları tesbit edilmiştir. Pirit ve arsenopiritler çok ince taneli kuvars polimorfları ile birlikte oldukça küçük taneli (Şekil 5.20 a) ve yer yer daha iri zonlu kristalleri Şekil 5.20 b-c 'de görülmektedir.



Şekil 5.21. Framboidal pirit (T.N: Tek Nikol).

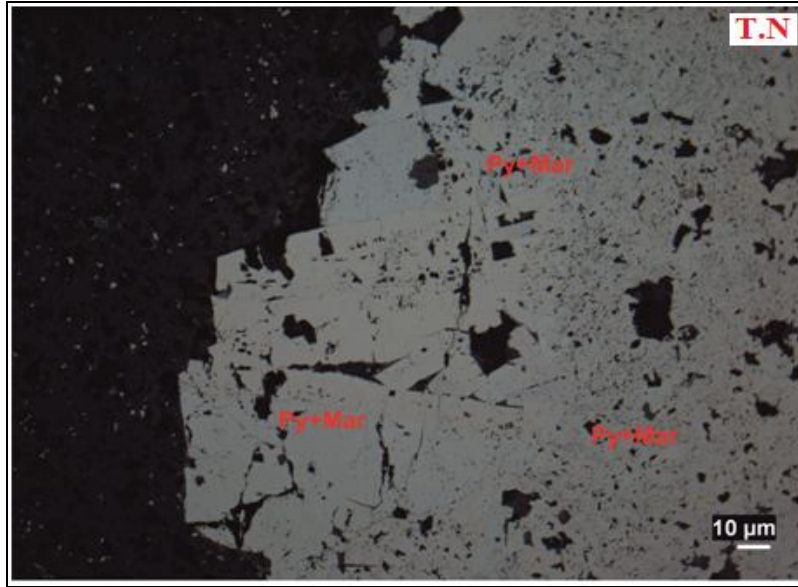
Sülfidasyon zonunda ilk olarak diyajenetik olarak çözümlenerek taşınan framboidal piritler, Mollakara altın yatağında da, parlak kesitlerde çok yoğun olarak saçınımlı bir şekilde görülmektedir (Şekil 5.21). Framboidal piritlerin altın içerip içermedikleri SEM incelemelerinden belirlenememiştir.

Silikat gang minerallerinin arasını dolduran ağ dokulu pirit-markazit oluşumları sülfidasyon zonunda bulunan yatak kayacı olan kalk-şistlerde yer yer breşik zonalarda ince taneli olarak dolgulanmıştır (Şekil 5.22). Markazit ile pirit kimyasal formülleri aynı olan, sadece kristal formları farklı olan sülfür mineralleridir.



Şekil 5.22. Yoğun tektonik kataklazmaya uğramış, breşik zon içinde, pirit ve markazit, Mar: Markazit, Py: Pirit (T.N).

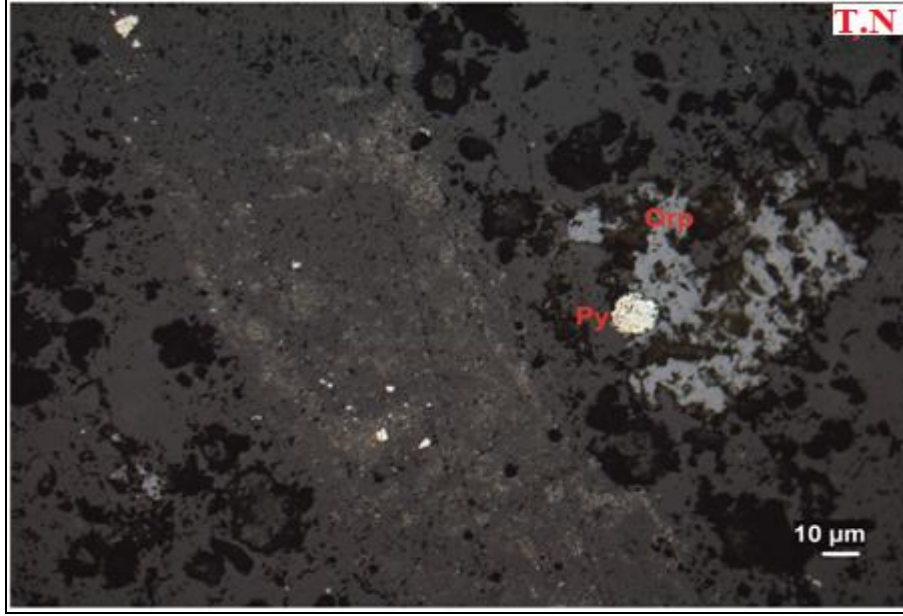
Markazit genel olarak karbonat platformlarında daha fazla zenginleşmektedir. Pirit ve markazit yer yer zonlu dokuda izlenir (Şekil 5.23).



Şekil 5.23. Pirit+markazit minerallerinin T.N: Tek Nikol görüntüsü.

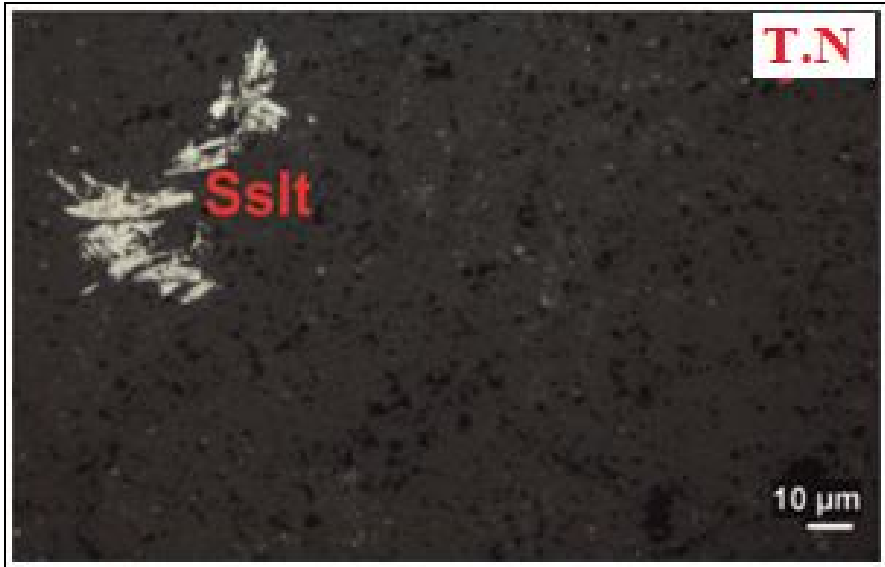


Cevher zonunun üst kısımları geç evre hidrotermal karbonat ve arsenik minerallerince (Realgar, orpiment) zengindir. Parlak kesitlerde orpiment boyama şeklinde açık gri renkli olarak görülebilir (Şekil 5.24).



Şekil 5.24. Framboidal pirit (sağ ortada açık renkli) ve yanında (açık gri) orpimentin T.N: Tek Nikol görüntüsü.

Hidrotermal evrenin son evrelerinde sülfidli minerallerle birlikte daha az oranda sülfotuzlar da sistemde yer almaktadır (Şekil 5.25).



Şekil 5.25. Sülfotuzlardan bir görünüm, T.N: Tek Nikol, Sslt: Sülfotuz.

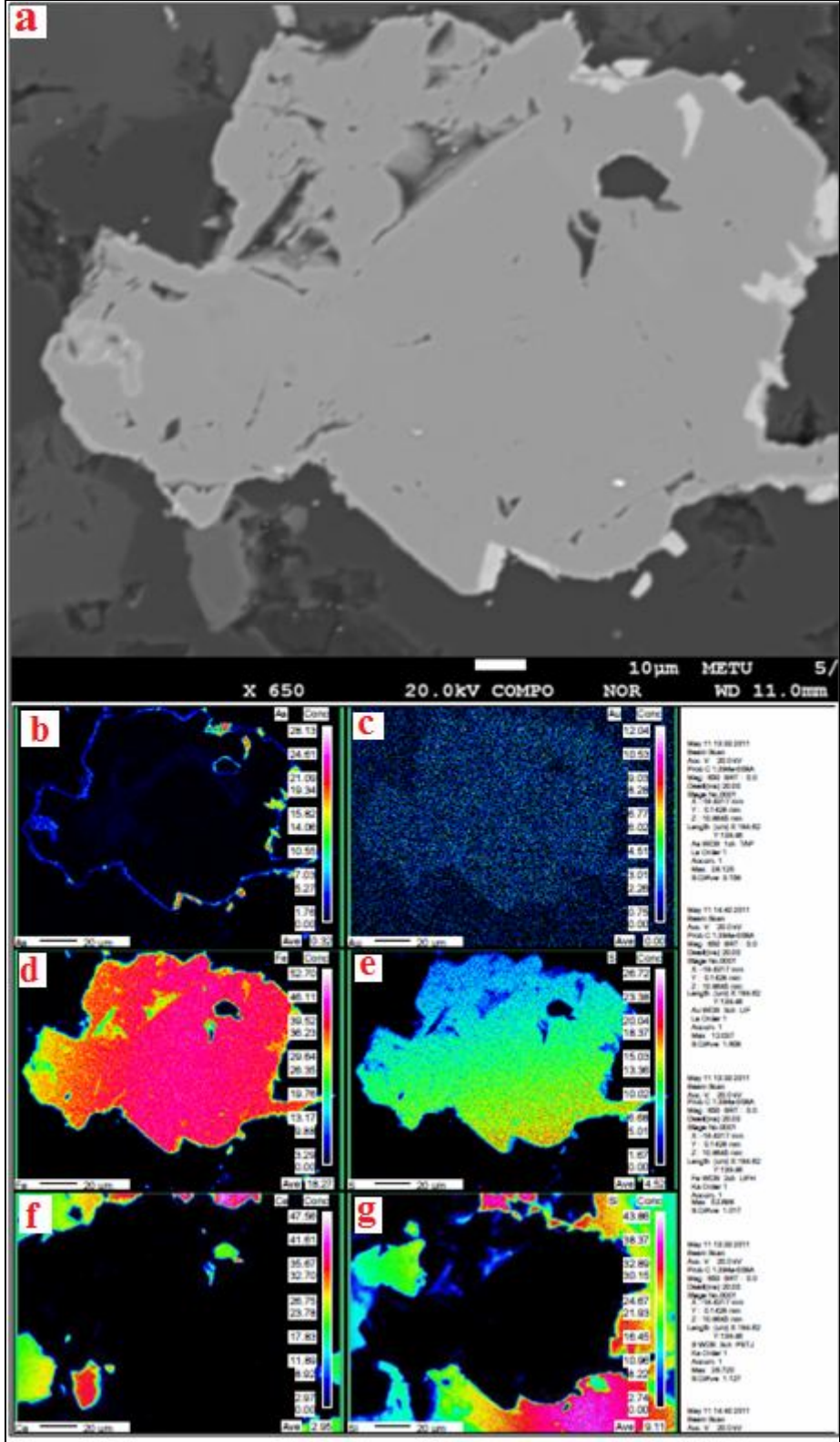
#### 5.4.2. Elektron mikroskobu çalışmaları (SEM)

Mollakara cevher sistemi genel olarak incelendiğinde, karakteristik özelliği olan saçınımlı mikron-submikron büyüklüğünde, düşük tenörlü, sülfidli minerallerin kafeslerinde ve zonlarında gelişen bir zenginleşme sunar (Şekil 5.32). Bu özelliklerden hareketle Orta Doğu Teknik Üniveritesi 'nde taramalı elektron mikroskobu kullanılarak, seçilmiş parlak kesit örneklerinde belli noktalara odaklama yapılarak As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddeti ölçümlenerek bazı görüntüler üzerinden elementel haritalama yöntemiyle bu elementlere ait atomların şiddetini yansıtan görüntüler alınmıştır.

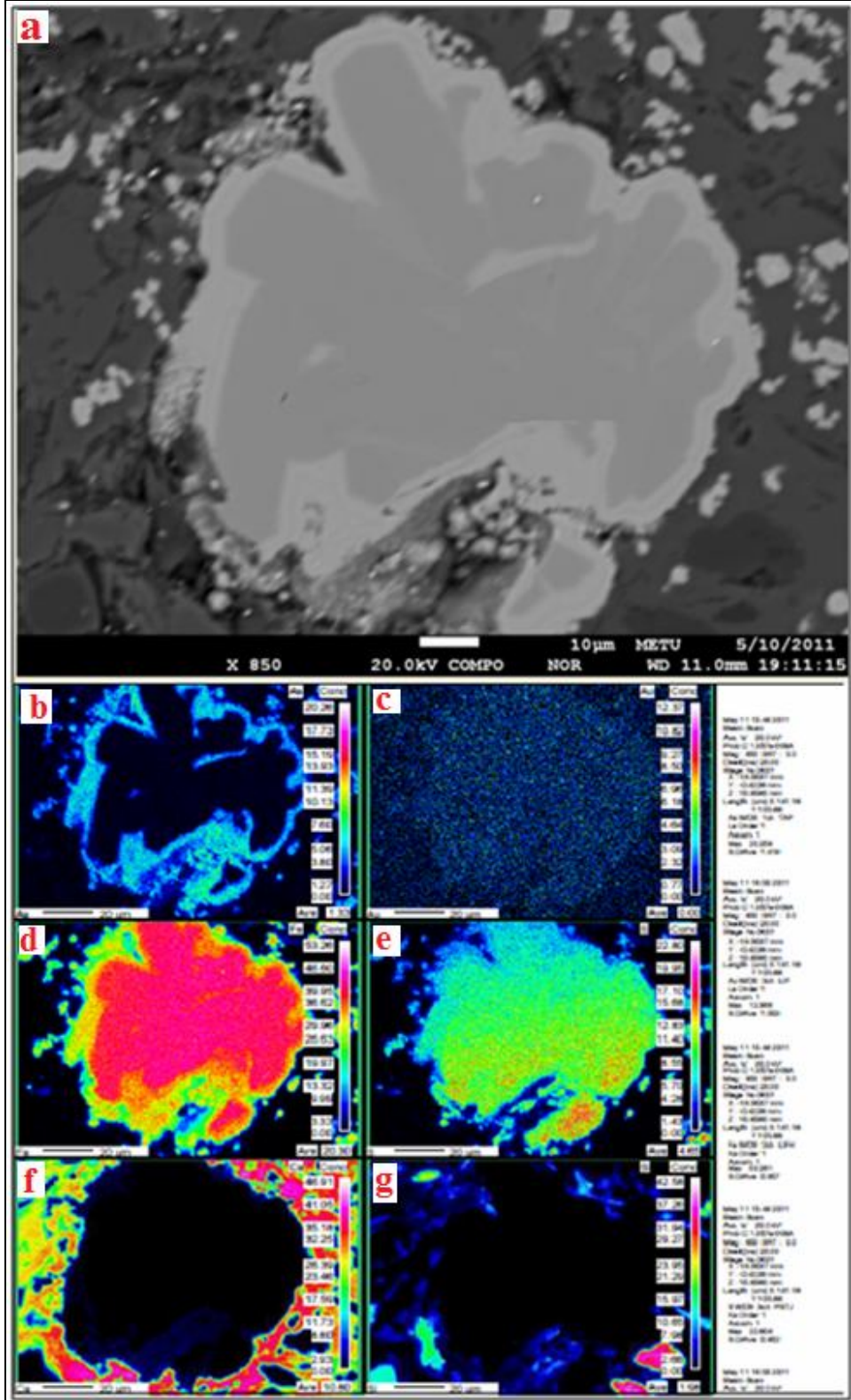
Özşekilsiz bir pirit ve çevresinde gerçekleştirilen elementel analiz sonucunda bu piritlerin boşluk ve çevrelerinde kalsit ve kuvars kristallerinin olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 5.26 a). Pirit kristali üzerinde Au atomlarının şiddetinin ölçülmesi sonucunda mikron ve submikron boyutunda altının varlığı tesbit edilmiş, fakat buna karşın altın miktarı ölçülememiştir. Zonlu olan piritlerin genelde arsen ile çevrelendiği görülmektedir (Şekil 5.27). Bazı piritlerin dış çeperlerinin tamamının karbonat ve silisçe kaplı olduğu görülmüştür (Şekil 5.28). Piritler SEM altında Ca, As ve Si bakımından karşılaştırıldığında Au ile pozitif korelasyonu her zaman vermemektedir (Şekil 5.29 ve 5.30).

Özşekli bir arsenopirit kristalinin SEM haritasına bakıldığında, piritler ile karşılaştırıldığında zonlanmanın olmadığı, özşeklin belirgin sınırlarında As, Si, Fe, S keskin sınırlar çizdiği, fakat altının düzensiz bir yayılım gösterdiği görülmektedir (Şekil 5.31).

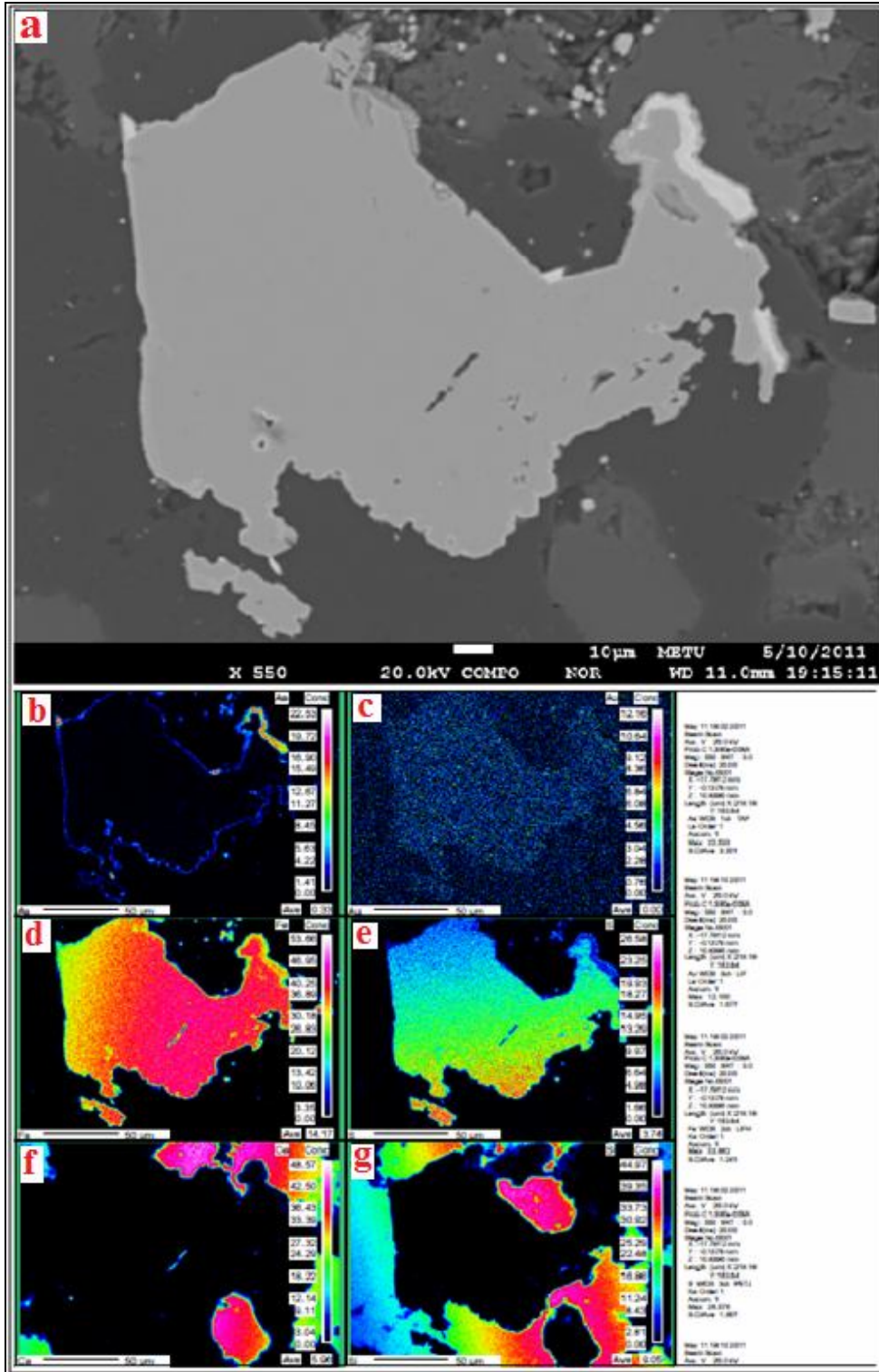




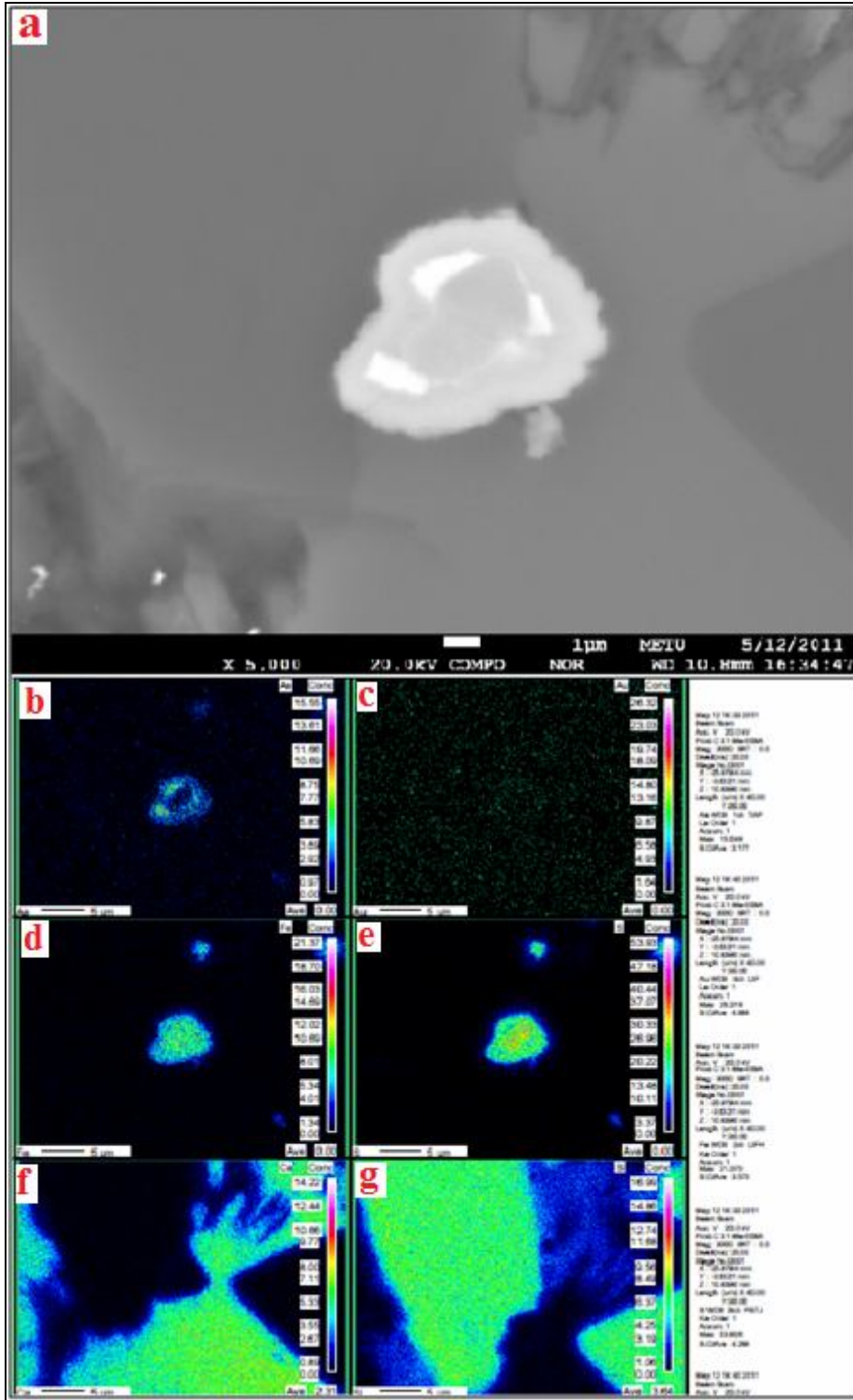
Şekil 5.27. Özşekilsiz piritin a) SEM imaj görüntüsü b-g) As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddetinin yansıtan harita görüntüsü.



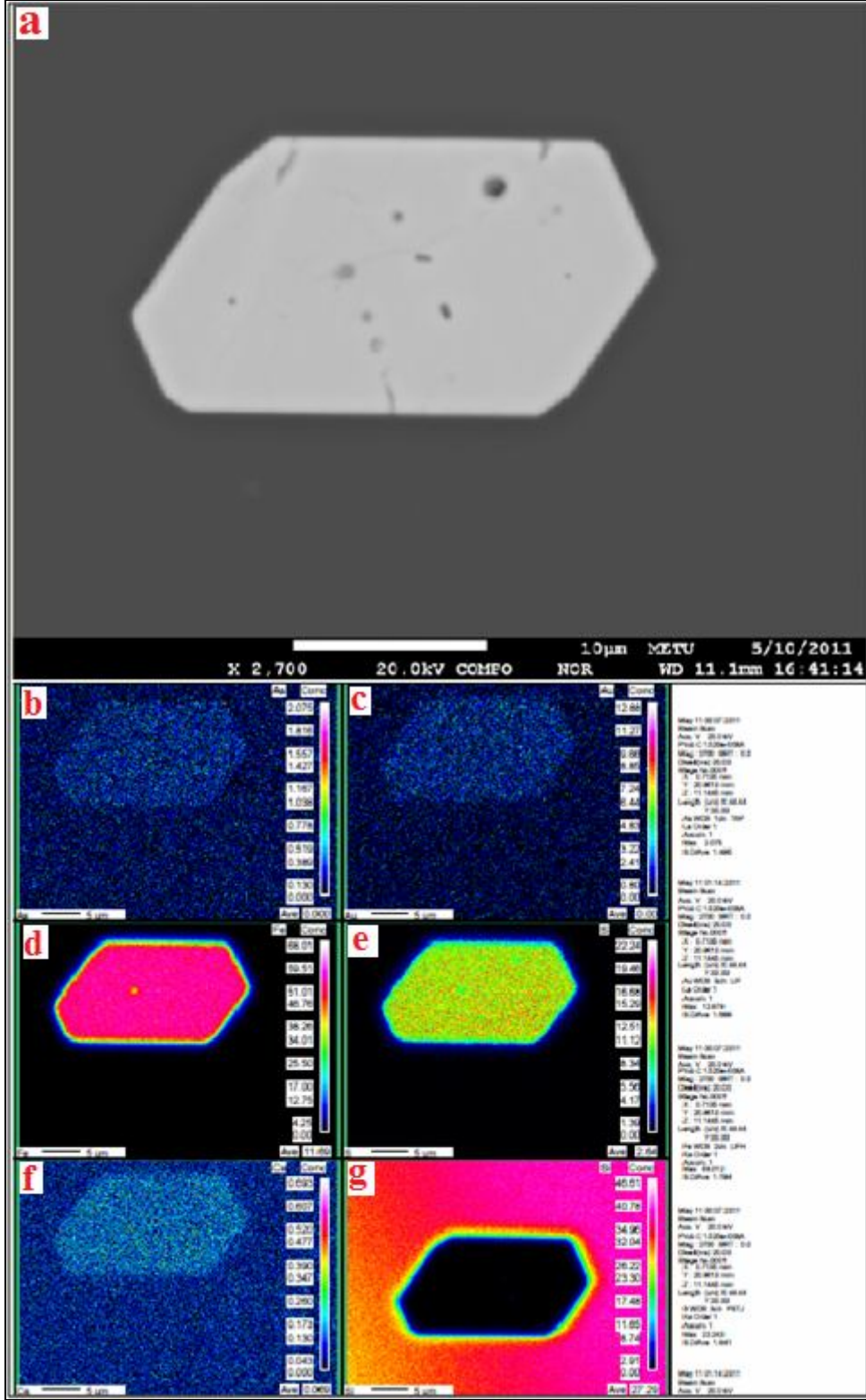
Şekil 5.28. Zonlu piritin a) SEM imaj görüntüsü b-g) As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddetini yansıtan harita görüntüsü.



Şekil 5.29. Özşekilsiz piritin a) SEM imaj görüntüsü b-g) As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddetini yansıtan harita görüntüsü.

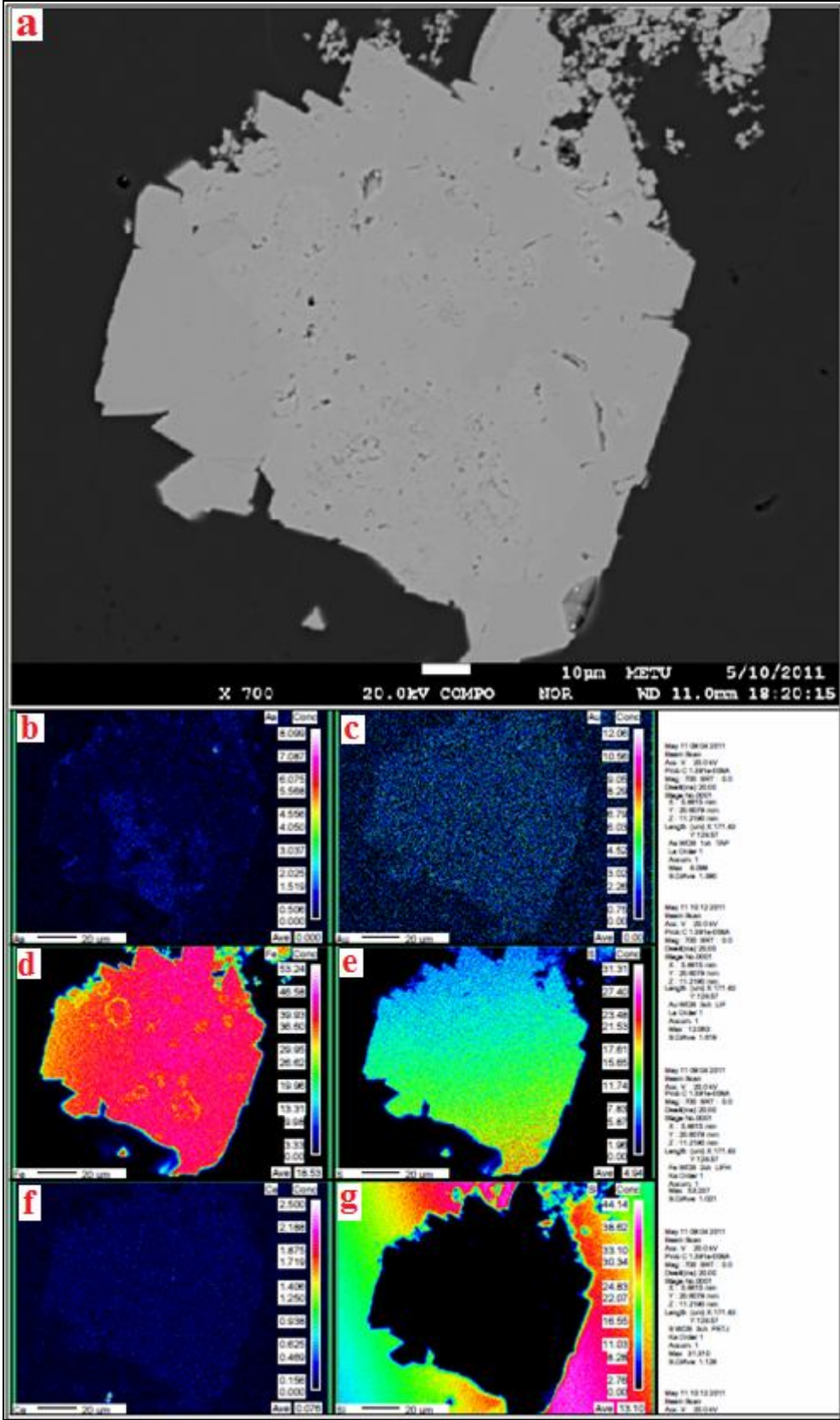


Şekil 5.30. Framboidal piritin a) SEM imaj görüntüsü b-g ) As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddetini yansıtan harita görüntüsü.



Şekil 5.31. Özşekilli Arsenopirit kristalinin a) SEM imaj görüntüsü b-g) As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddetini yansıtan harita görüntüsü.





Şekil 5.32. Özşekilsiz piritin a) SEM imaj görüntüsü b-g) As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddetini yansıtan harita görüntüsü.

### 5.4.3. Alterasyon

Çalışma alanında genel olarak üç çeşit alterasyon çeşidi görülmektedir. Bunlar silisleşme, dekalsifikasyon ve killeşmedir. Silisleşme inceleme alanındaki bütün litolojik birimlerde görülen ana alterasyon çeşididir. Dekalsifikasyon genellikle karbonatlı birimlerde görülür. Killeşme, özellikle çözeltilinin sülfürlü minerallerle birlikte, sıcaklığın ve pH 'ın yükseldiği zonlarda litolojilerde baskın olarak görülmektedir. Çizelge 5.3 de çalışma alanında yapısal ve litolojik kontrol ilişkilerine ait özellikler verilmiştir.

#### 5.4.3.1. Silisleşme

Silisleşme, kayadaki karbonat minerallerinin tamamının ince taneli silika tarafından ornatılması, boşluk ve breşik zonlarda yaygın olarak görülen alterasyon çeşididir. Ana yapı olarak sülfidik jasperoid görülür. Kısmi silisleşme olarak çöküntü breşler ve matriksin içinde silisleşmiş; fakat kalıntı karbonat içerikli klastlar, silika damarları tarafından dolgulanmış hidrotermal breşler örnek gösterilebilir.

#### 5.4.3.2. Dekalsifikasyon

Çöküntü, boşluklu ve kalsit/traverten çökelleri kayacın %5-10'unu kapsar ve neden olarakta şiddetli asit erezyonu gösterilebilir. Kumlaşma, şiddetli asit erezyonu sonucu kalsit çimentosunun atılmasından kaynaklanır (Şekil 5.33). Dekalsifikasyon sonucu oluşan boşluklar daha sonra silisler tarafından doldurulmuştur. Sülfürlü silis damar ve ornatmaları bu zonlarda jasperoid oluşumları şeklinde görülmektedir. Dolomitlerin rombik kristalleri bu zonlarda görülmektedir. Çoğunlukla Murat ve Kendal nehirleriyle birlikte, Mollakara köyü civarında görülür.



Şekil 5.33. Kuvvetli asit etkisiyle karbonatlı kayalarda, karbonat boşalmasıyla meydana gelen dekalsifikasyon (kumlaşma).

#### 5.4.3.3. Killeşme

Silika tarafından ornatılma, kayacın tamamıyla delikli ve kil minerallerin liç edilmiş şeklinde olduğunu gösterir ve genellikle jasperoidal tüf şapkalarda gelişir. Kısmi silisleşme silika damarları, kül matrix içinde silika tarafından ornatılmış fakat pumis, fenokristaller ve litik parçaların kil alterasyonuna uğramış şekli genel olarak görülür. Kil-pirit alterasyonu genel olarak yabancı Fe-oksitlerde, ana faz olarak görülür. Serizitleşme, killeşme ve silika-pirit alterasyonu genel olarak Murat nehrinin doğusundaki dasitlerde ve kalk-şistlerde sadece karbonatlı birimlerle ilişkili olarak orijinal mika sonucu geliştiği söylenebilir.

Çizelge 5.3. Çalışma bölgesinin yapısal ve litolojik kontrol ilişkileri

Bölgesel Ölçek	Lokal Ölçek	Görülme şekli
Karbonatlı kayaç	Dolomit, kalk-şist, mermer	Mikroskobik altın
Cevherleşme sınırları	Karbonat ornatım	Silisleşme
Ana çizgisel yapılar	Antiklinal, izoklinal kıvrım	Sülfid damarcıkları (As-Sb-Au-Hg)
Alloktonlar	Doğrultu atımlı/normal Fay	Breşler, jasperoidler
Mineral Kuşağı	Jasperoid	Karbonat ornatma

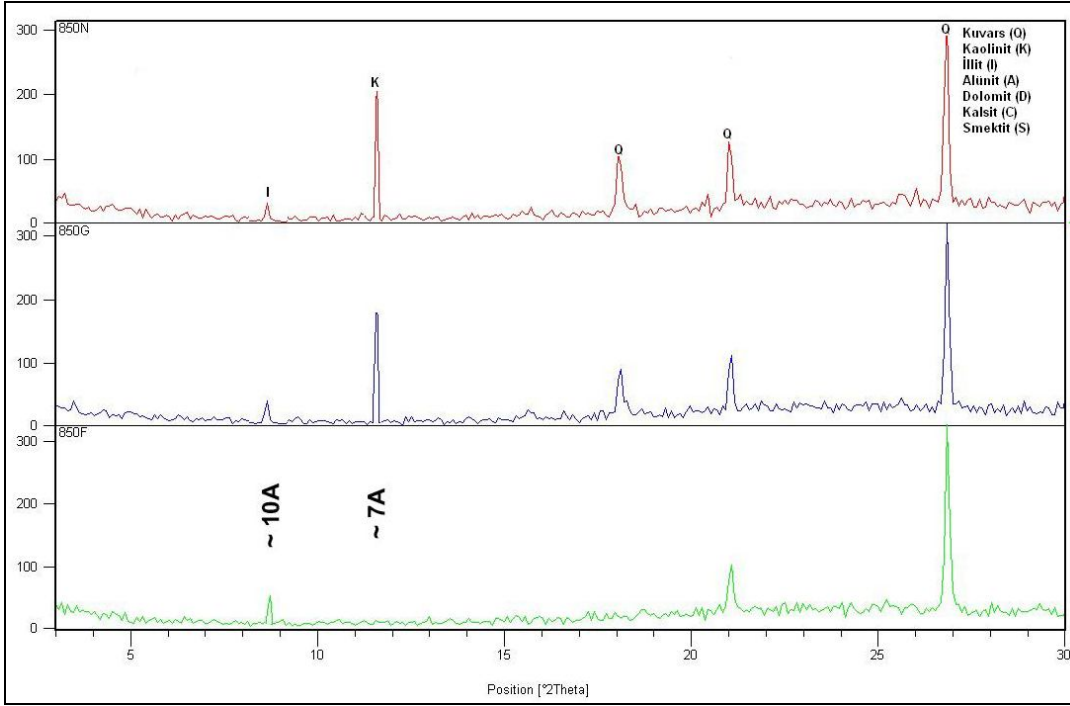


Çizelge 5.4. Mollakara karot örnekleri XRD analiz sonuçları.

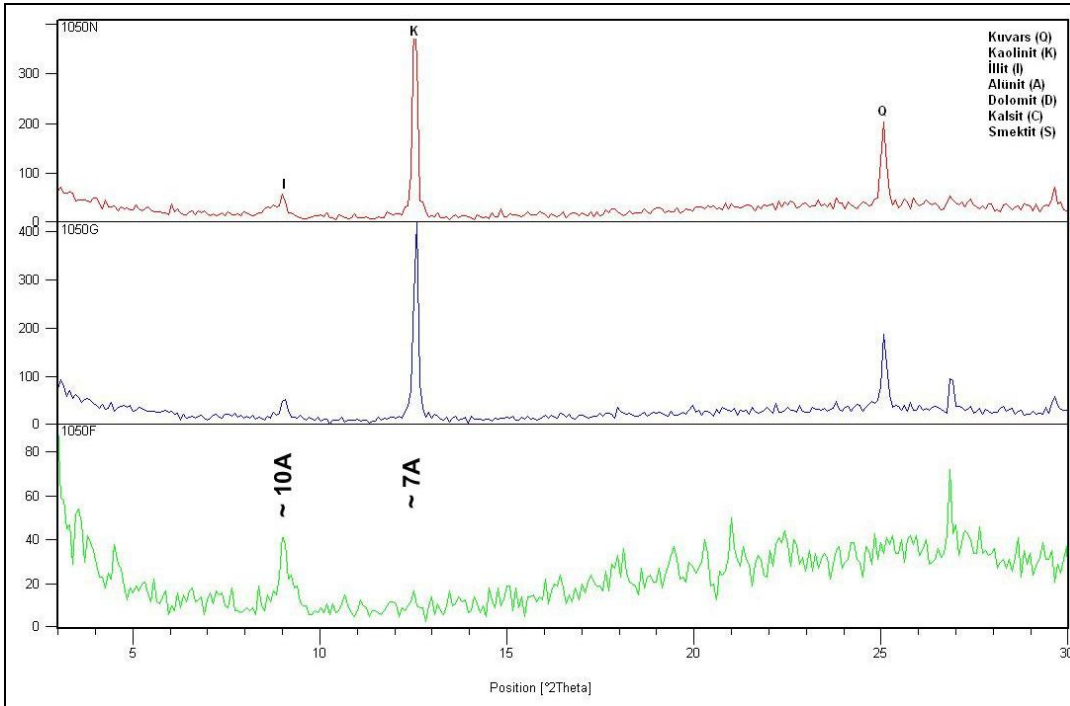
Kuyu No	Örnek(Metre)	1. Mineral	2. Mineral	3. Mineral	4. Mineral	5. Mineral
DDD31	Kas.80	Kuvars				
	19.60	Kuvars	Şabazit	Kristobalit		
	28.50	Kuvars	Alünit			
	57.60	Kuvars	Kil			
	70.80	Kuvars	Ankerit	Jipsit	<b>Kaolinit</b>	<b>İllit</b>
	84.30	Kil	Dolomit	Kuvars		
	96.00	Dolomit	Kil	Kuvars		
	104.00	Dolomit	Kil	Kristobalit		
DDD32	Oca.50	Kuvars	Kil			
	Ağu.50	Kuvars	Alünit	<b>Kaolinit</b>	<b>İllit</b>	
	Ara.50	Kuvars	Tridimit	Kil		
	14.20	Kuvars	Kil	Alünit		
	32.30	Kuvars	Kil			
	33.10	Kuvars	Kil			
	58.20	Kuvars	<b>Kaolinit</b>			
	75.00	Dolomit	Kuvars	Kil		
	84.30	Kuvars	Dolomit	Kil		
	102.60	Kuvars	Kil	Ankerit	Hematit	
DDD50	23.70	Kuvars	Dolomit	<b>Kaolinit</b>	<b>İllit</b>	
	24.60	Kuvars	Kil			
	25.50	Kuvars	Kil			
	39.00	Kuvars	Kil	Alünit		
	54.00	Dolomit	Kuvars	Kil	Jips	
	55.00	Kuvars	Kil	Ankerit	Jips	
	56.00	Kuvars	Dolomit	Kil		
	82.00	Dolomit	Kuvars	<b>Kaolinit</b>	<b>İllit</b>	

Çizelge 5.4. Mollakara karot örnekleri XRD analiz sonuçları (devam).

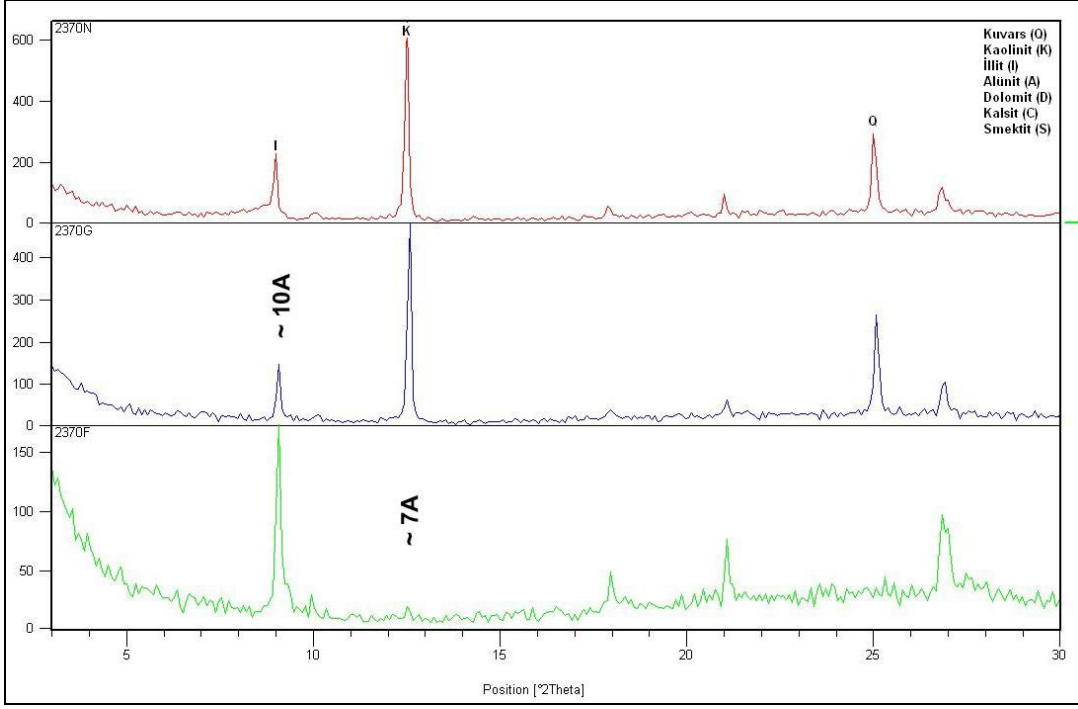
Kuyu No	Örnek(Metre)	1. Mineral	2. Mineral	3. Mineral	4. Mineral	5. Mineral
DDD62	45.00	Alünit	Kuvars	Kil		
	48.00	Kuvars	Alünit	Kil	Jips	
	53.30	Kuvars	Alünit	Kil		
	78.00	Dolomit	Kuvars	Kil	Jips	
	89.70	Kuvars	Dolomit	Jips	<b>Kaolinit</b>	<b>İllit</b>
	116.20	Kil	Kuvars	Jips		
DDD64	20.80	Kuvars	Kil			
	24.60	Kuvars	Kil	Alünit	Jips	
	40.00	Kuvars	Kil			
	46.50	Kuvars	Tridimit	Kaolinit	Kil	
	79.80	Kuvars	Kil	Jips		
	85.40	Kuvars	Dolomit	Kil	Jips	
DDD65	Tem.80	Kil	Kuvars	Alünit	Tridimit	
	Eki.50	Kuvars	<b>Kaolinit</b>	<b>İllit</b>		
	27.20	Kil	Kuvars	Tridimit		
	35.00	Kuvars	Kil			
	36.00	Kuvars	Kil			
	38.70	Kuvars	Kil			
	47.00	Kuvars	Kil			
	56.00	Alünit	Kuvars			
	63.20	Kuvars	Kil			
	68.20	Alünit	Kuvars	Kil		
	72.80	Kuvars	Kil			
	78.00	Alünit	Kuvars	Kil		
	80.20	Alünit	Kuvars	<b>Kaolinit</b>	<b>İllit</b>	
	90.50	Dolomit	Kuvars	Kil		



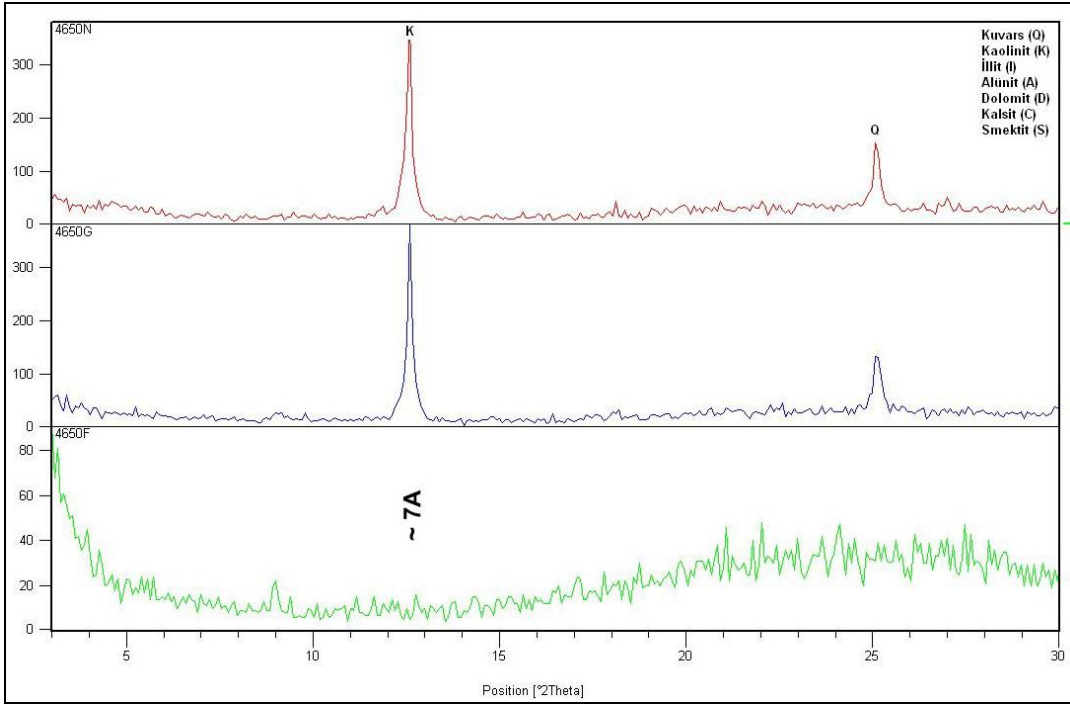
Şekil 5.35. DDD32 nolu kuyunun 8.50 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği



Şekil 5.36. DDD65 nolu kuyunun 10.50 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği

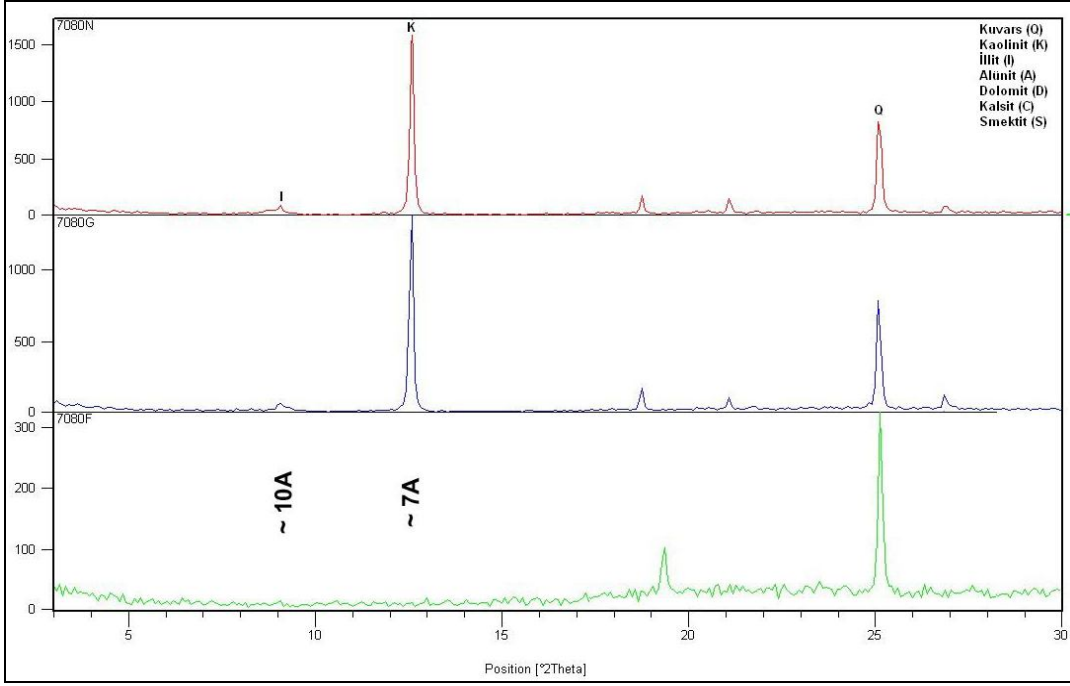


Şekil 5.37. DDD50 nolu kuyunun 23.70 m de alınan kil örneğinin XRD okuma grafiği

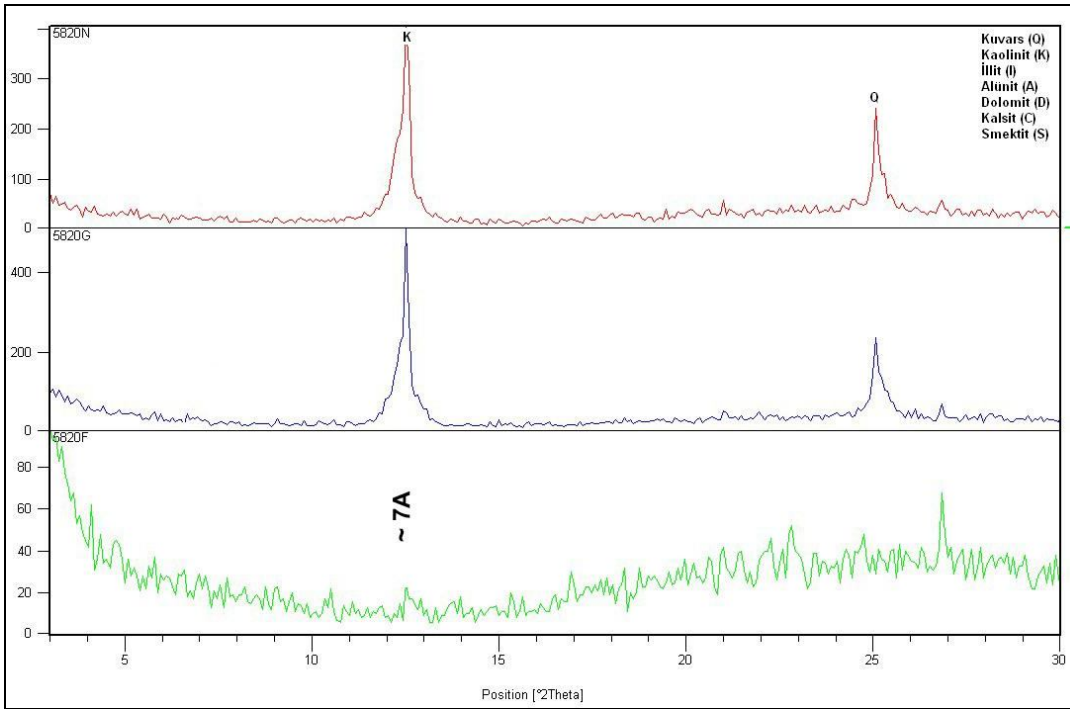


Şekil 5.38. DDD64 nolu kuyunun 46.50 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği

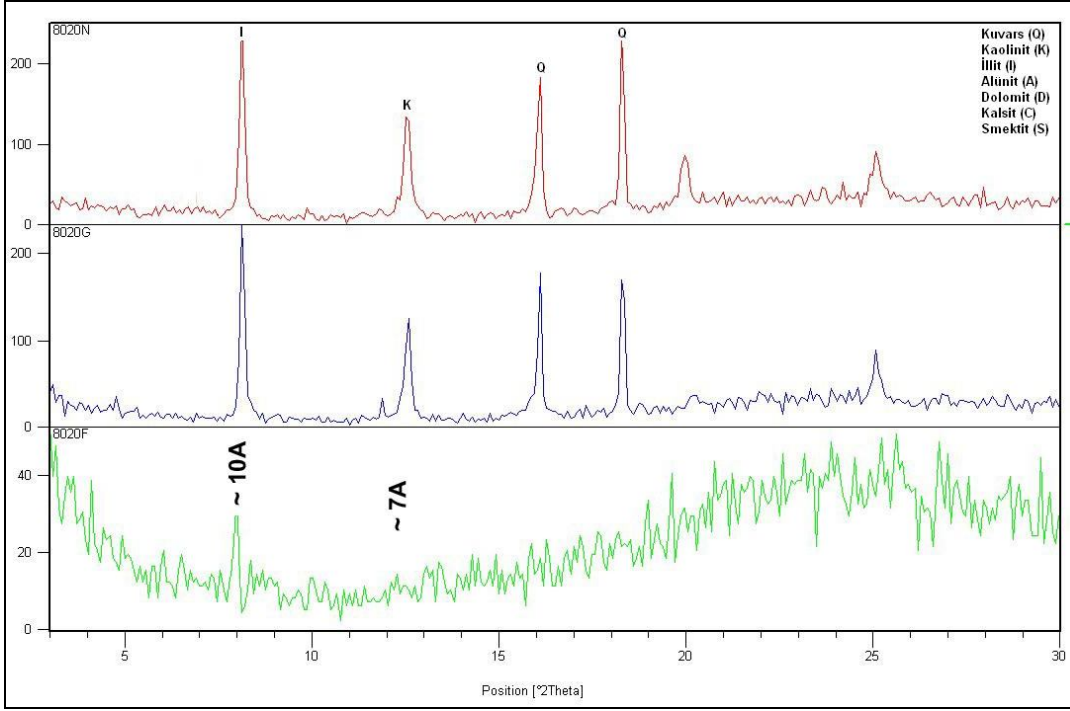




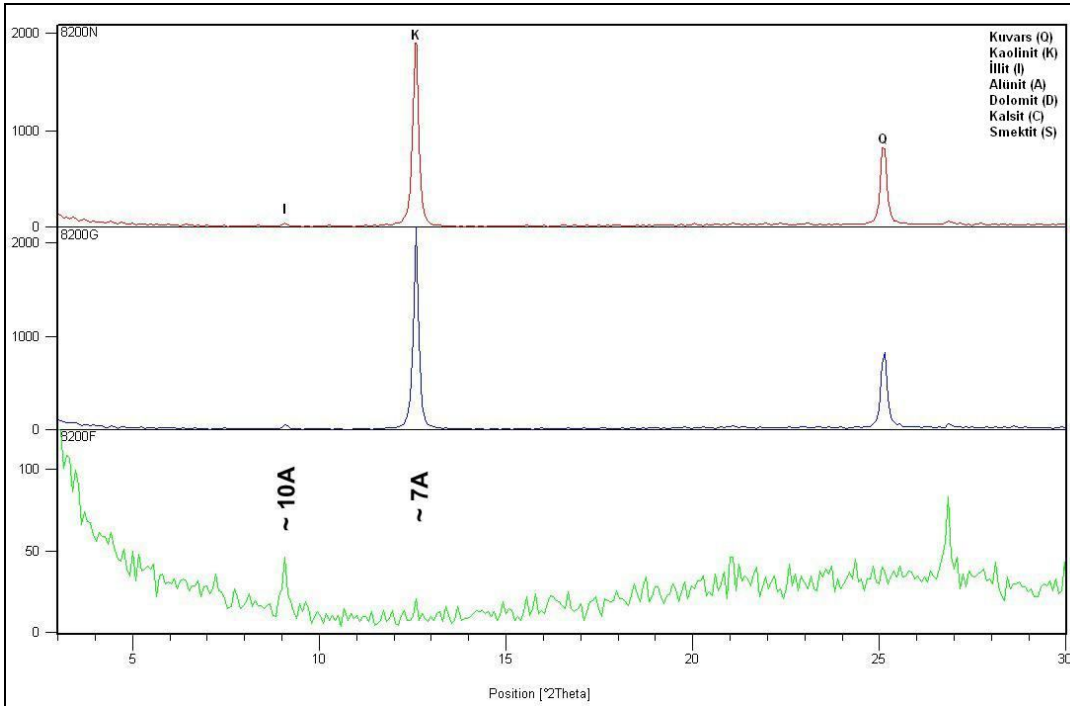
Şekil 5.39. DDD31 nolu kuyunun 70.80 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği



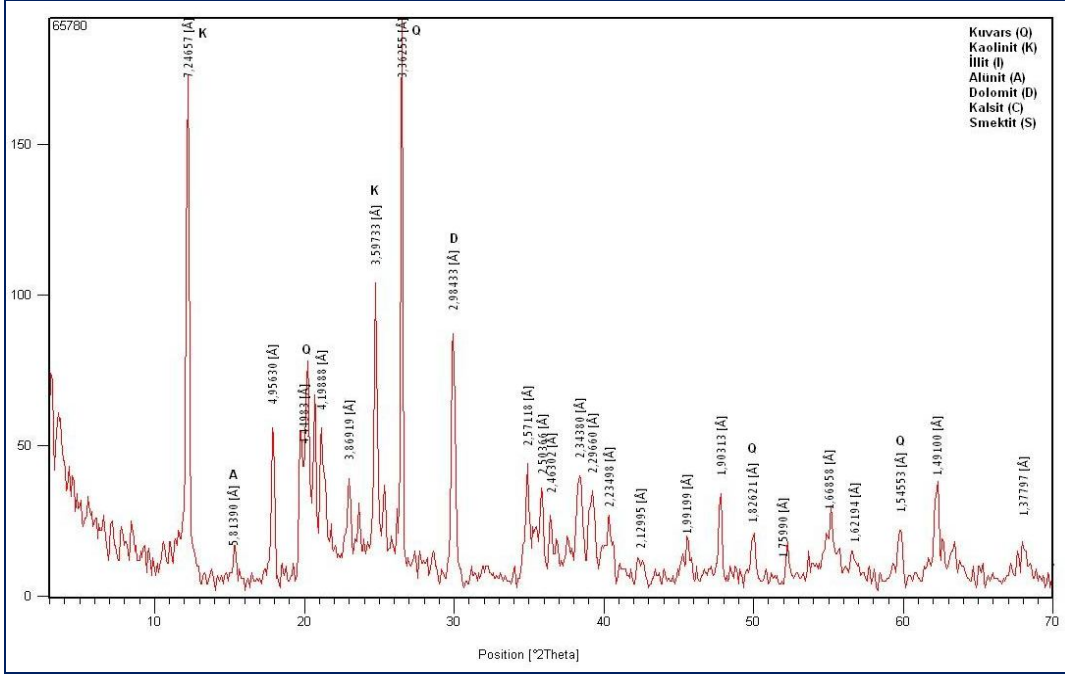
Şekil 5.40. DDD32 nolu kuyunun 68.20 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği



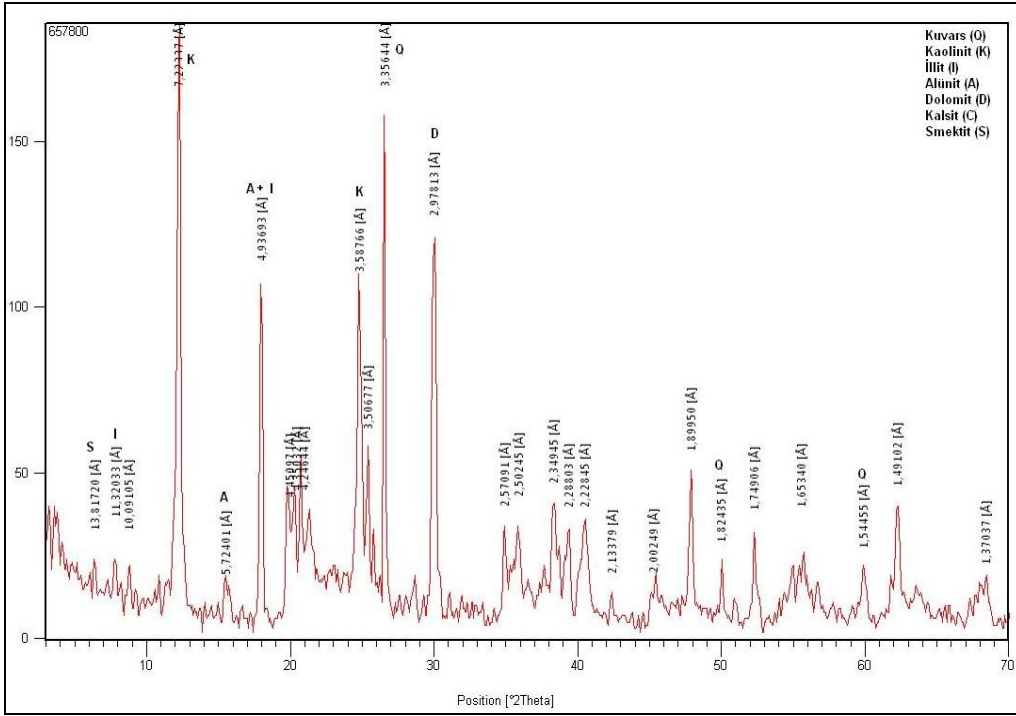
Şekil 5.41. DDD65 nolu kuyunun 80.20 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği



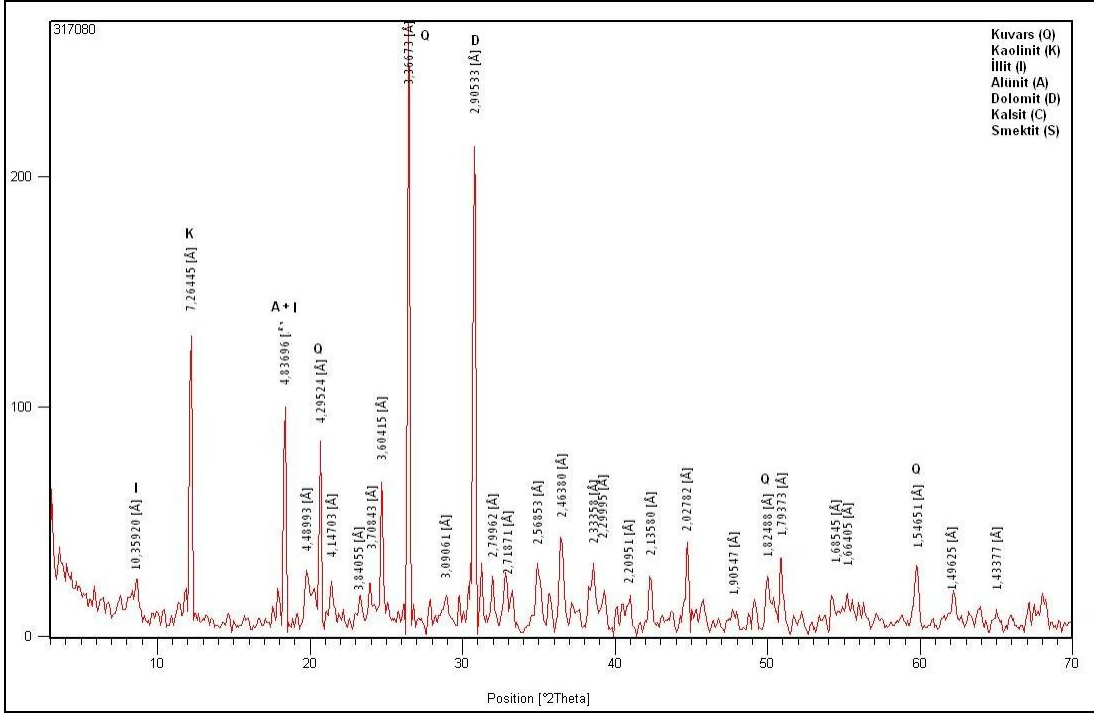
Şekil 5.42. DDD50 nolu kuyunun 82.00 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği



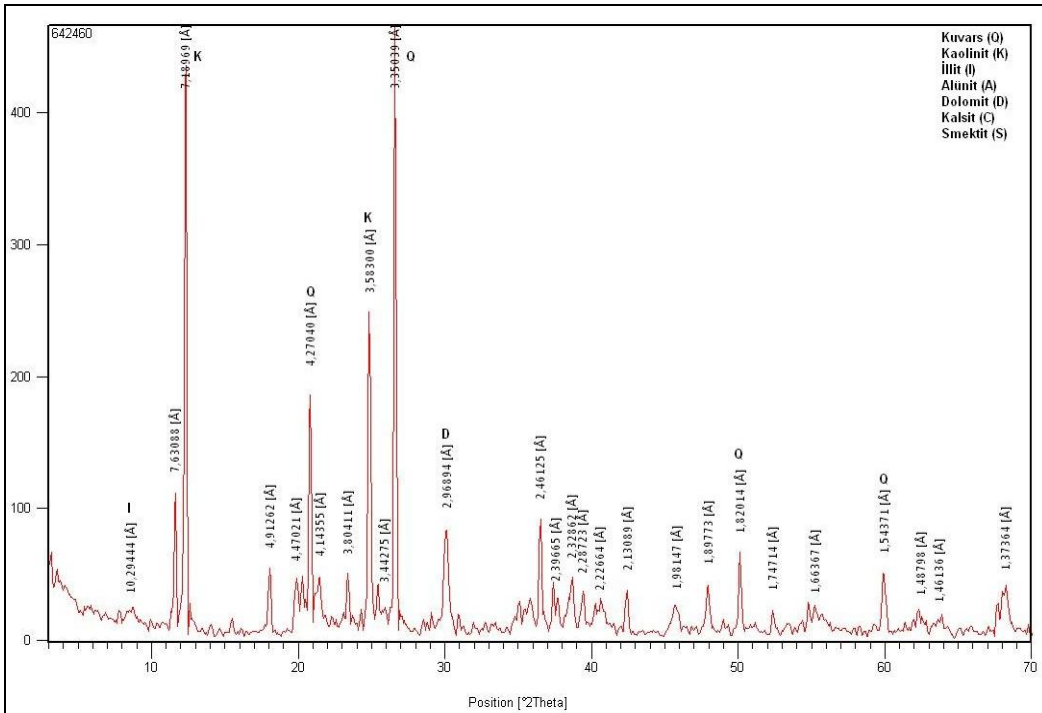
Şekil 5.43. DDD65 nolu kuyunun 7.80 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği



Şekil 5.44. DDD65 nolu kuyunun 78.00 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği



Şekil 5.45. DDD31 nolu kuyunun 70.80 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği



Şekil 5.46. DDD64 nolu kuyunun 24.60 m de alınan kil örneğinin XRD grafiği

#### **5.4.4.1. XRD sonuçları ve değerlendirmeleri**

Mollakara çalışma sahasında gerek pima örnekleri, gerekse de XRD örnekleri değerlendirildiğinde;

En üst zonda Anhidrit-halloysit ile birlikte süperjen meteorik sulardan kaynaklı olarak kaolinit-illit-simektit-alünit alterasyonu yoğun olarak görülmektedir.

Orta zonlar oksidasyon zonunun bitimi, silisleşme ve sülfüdlü minerallerin yoğun bulunduğu kısım itibariyle genel olarak kuvars-pirit-serizit-illit-kaolinit-jips-dikit-turmalin mineral parajenezi, ileri arjillik zonu temsil etmekte, sıcaklığın ve asiditenin yükseldiğine işaret etmektedir.

#### **5.4.5. Pima çalışmaları**

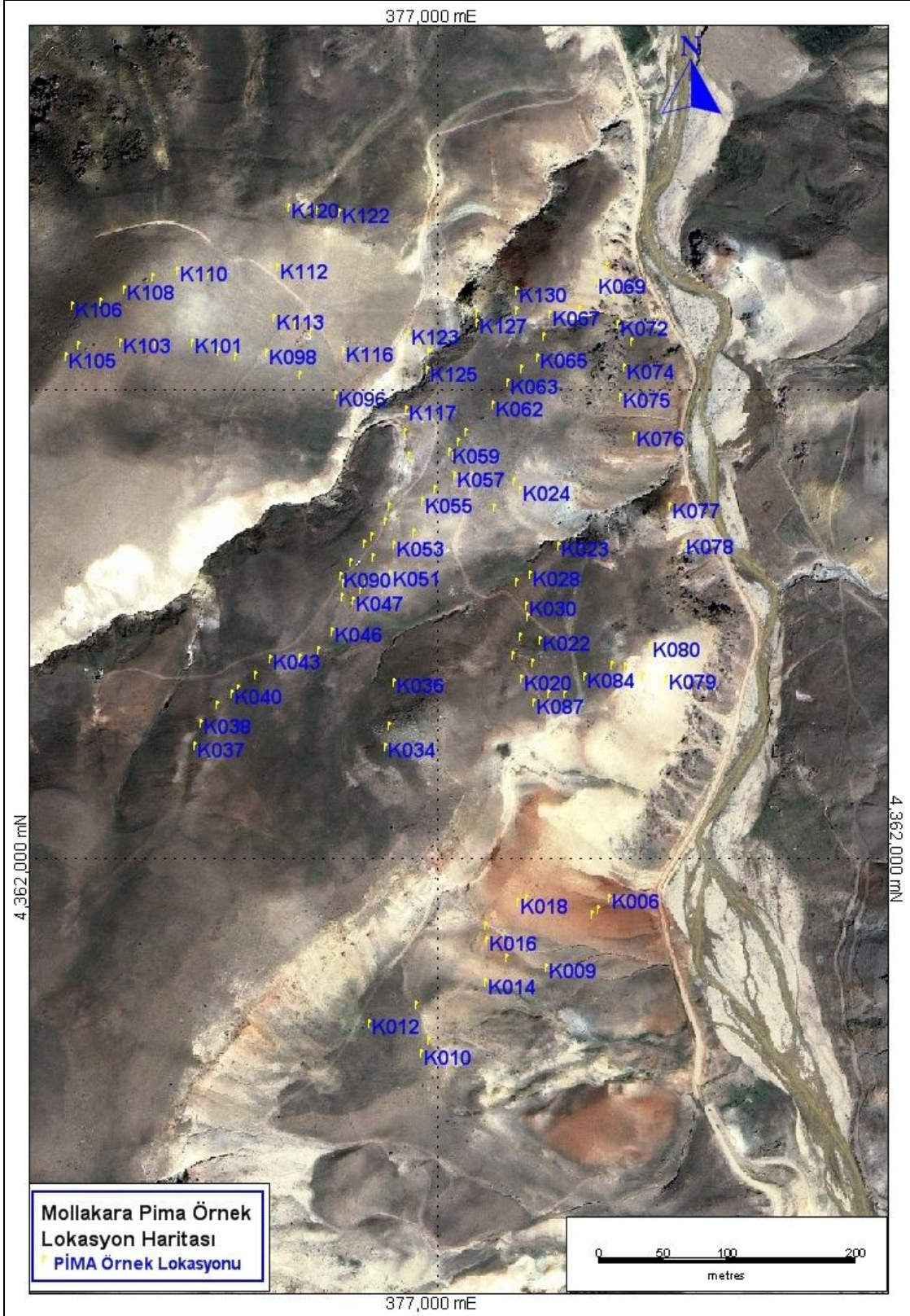
Jeokimyasal analizler ile alterasyon mineralleri korele edilerek değerli metallerin dikey ve yatay zonlanmaları kolaylıkla bulunabilir.

Mollakara çalışma alanı, hidrotermal olayların ve bunun alterasyon bazında özelliklerinin görüldüğü bir sahadır. Buradan hareketle cevher mineralizasyonun olduğu bölgenin, en yüksek topoğrafyasında en alt kısımlarına kadar, genellikle yol yarmaları ve otoktan kayaçlardan 130 tane yaklaşık 3X3 cm büyüklüğünde, taze, alet tarafından okunabilecek örnek toplanmıştır (Şekil 5.48). Alınan örnekler Koza Altın İşletmelerine ait pima aletine okutulmuştur. Her minerale 3 okuma yapıp, ortalama mineral kompozisyonu çıkarılmıştır (Çizelge 5.5).

Pima okumaları ile 6 tane sondajdan alınan (DDD50, DDD62, DDD32, DDD64, DDD31, DDD65) toplam 52 tane XRD ile kil analizleri ile deneştirilerek genel alterasyon modelinin oluşturulmasına çalışılmıştır.



Şekil 5.47. Leach (1995)' den değiştirilerek alınan, sıcaklık ve basınca bağlı değişen alterasyon mineralleri.



Şekil 5.48. Çalışma alanından toplanan pima örneklerinin lokasyon haritası.

Çizelge 5.5. PIMA aletinden okunan örneklerin analiz sonuçları.

ÖRNEK_NO	Mineral_1	Mineral_2	Mineral_3	Mineral_4	Kalıntı mineral_1
K001	Kaolinit	Halloysit	Anhidrit	Smektit	Jips
K002	Kaolinit	Jips			Alünit
K003	Kaolinit	Jips			
K004	Kaolinit	Anhidrit	Smektit		Turmalin
K005	Kaolinit	Smektit	Anhidrit		Turmalin
K006	Kaolinit				Turmalin
K007	Anhidrit	Halloysit	İllit	Smektit	
K008	Kaolinit	Anhidrit	Halloysit	Smektit	Tremolit
K009	Kaolinit	Anhidrit	Alünit		Jips
K010	Smektit	Kaolinit	Halloysit		
K011	Kaolinit	Halloysit	Jips		Karbonat
K012	Halloysit	Kaolinit	Smektit	Anhidrit	
K013	Smektit	Jips	Kaolinit	Halloysit	
K014	Smektit	Halloysit	Kaolinit	Jips	
K015	Smektit	Halloysit			
K016	Kaolinit	Halloysit	Jips		Anhidrit
K017	Kaolinit	Anhidrit			Smektit
K018	Kaolinit	Tremolit	Anhidrit	Alünit	Turmalin
K019	Kaolinit	Smektit	Anhidrit	Alünit	Turmalin
K020	Anhidrit				
K021	Kaolinit	Dikit	Halloysit	Tremolit	Alünit
K022	Anhidrit	Smektit	Halloysit	Serizit	
K023	Kaolinit	Anhidrit	Halloysit	İllit	Turmalin
K024	Halloysit	İllit	Anhidrit	Smektit	Kaolinit
K025	Smektit	Anhidrit	Halloysit	İllit	
K026	Halloysit	Anhidrit	İllit	Kaolinit	
K027	Halloysit	Dikit	Kaolinit	Smektit	Turmalin
K028	Kaolinit	Halloysit	Anhidrit	Dikit	Turmalin
K029	Okunamadı				
K030	Okunamadı				
K031	Okunamadı				
K032	Kaolinit	Anhidrit	Smektit	İllit	Turmalin
K033	Kaolinit	Serizit	Dikit	Pirofillit	
K034	Halloysit	Kaolinit	Alünit	Jips	
K035	Okunamadı				
K036	Kaolinit	Smektit	Halloysit		Anhidrit
K037	Kaolinit	Halloysit	Anhidrit	Alünit	Turmalin



Çizelge 5.5. PIMA aletinden okunan örneklerin analiz sonuçları (devam).

ÖRNEK_NO	Mineral_1	Mineral_2	Mineral_3	Mineral_4	Kalıntı mineral_1
K038	Halloysit	Kaolinit	Anhidrit	Serizit	
K039	Halloysit	Smektit			
K040	Kaolinit	Alünit	Jips		
K041	Smektit	Halloysit	Kaolinit		Anhidrit
K042	Halloysit				
K043	Anhidrit	Kaolinit	Halloysit	İllit	
K044	Halloysit	Jips			
K045	Halloysit	Kaolinit			İllit
K046	Kaolinit	Halloysit	Dikit		Anhidrit
K047	Halloysit	Dikit	Kaolinit	Jips	Anhidrit
K048	Anhidrit	Halloysit	Kaolinit	İllit	Smektit
K049	Kaolinit	Halloysit	Smektit	Dikit	Turmalin
K050	Kaolinit	Jips			Anhidrit
K051	Kaolinit	Smektit	Anhidrit	Halloysit	Turmalin
K052	Kaolinit	Anhidrit	İllit	Halloysit	
K053	Kaolinit	Kaolinit	Anhidrit	Smektit	Turmalin
K054	Okunamadı				
K055	Kaolinit	Dikit	Halloysit	Smektit	Turmalin
K056	Halloysit	Kaolinit	Dikit	Smektit	Turmalin
K057	Halloysit	Dikit	Jips	Kaolinit	Turmalin
K058	Halloysit	Kaolinit	Alünit	Dikit	Anhidrit
K059	Kaolinit	Smektit	Dikit	Alünit	Phengite
K060	Halloysit	Kaolinit	Dikit	İllit	Turmalin
K061	Anhidrit	Halloysit	Dikit		İllit
K062	Anhidrit	Kaolinit	Halloysit	Dikit	
K063	Anhidrit	Halloysit	Smektit	İllit	
K064	Anhidrit	Kaolinit	Halloysit		Turmalin
K065	Okunamadı				
K066	Halloysit	Anhidrit	Kaolinit	Serizit	Smektit
K067	Alünit	Halloysit	Buddinatonte	Kaolinit	
K068	Halloysit	Kaolinit	Jips		
K069	Halloysit	Dikit	Kaolinit	Smektit	Turmalin
K070	Anhidrit	Halloysit	Karbonat	Smektit	Jips
K071	Anhidrit	İllit	Smektit	Halloysit	Jips
K072	Okunamadı				
K073	Okunamadı				
K074	Dolomite	Kaolinit	Anhidrit	Dikit	

Çizelge 5.5. PIMA aletinden okunan örneklerin analiz sonuçları (devam).

ÖRNEK_NO	Mineral_1	Mineral_2	Mineral_3	Mineral_4	Kalıntı mineral_1
K075	Karbonat	Anhidrit	Dolomite	Siderit	Aktinolit
K075	Karbonat	Anhidrit	Dolomite	Siderit	Aktinolit
K076	Dolomite	Biotite			Antigorite
K077	Dolomite	Kaolinit			Karbonat
K078	Okunamadı				
K079	Okunamadı				
K080	Alünit	Anhidrit	Halloysit	Kaolinit	Apatite
K081	Anhidrit	Halloysit	Smektit		
K082	Okunamadı				
K083	Diaspore	Anhidrit	Kaolinit	Halloysit	
K084	Okunamadı				
K085	Halloysit	Anhidrit	Smektit		İllit
K086	Anhidrit	Smektit	Halloysit	İllit	
K087	Okunamadı				
K088	Halloysit	Kaolinit	Anhidrit	Dikit	
K089	Kaolinit	Anhidrit	Halloysit	İllit	Turmalin
K090	Kaolinit	Anhidrit	Smektit		Turmalin
K091	Kaolinit	Anhidrit	Alünit	Dikit	Turmalin
K092	Kaolinit	Smektit	Anhidrit		Dikit
K093	Kaolinit	Smektit			Dikit
K094	Dikit	Halloysit	Kaolinit	Smektit	
K095	Kaolinit	Dikit	Smektit		Turmalin
K096	Kaolinit	Anhidrit			
K097	Anhidrit	Kaolinit	Halloysit	İllit	Turmalin
K098	Kaolinit	Smektit	Dikit		İllit
K099	Anhidrit	Halloysit	Kaolinit	Karbonat	
K100	Anhidrit	Halloysit	İllit	Kaolinit	
K101	Kaolinit	Jips	Alünit		Karbonat
K102	Dolomite	Karbonat			
K103	Karbonat				Dolomite
K104	Dolomite	İllit	Anhidrit	Karbonat	
K105	Karbonat	Dolomite	Anhidrit	İllit	
K106	Halloysit	Smektit	Anhidrit	Dikit	
K107	Halloysit	Anhidrit	İllit	Dikit	Smektit
K108	Anhidrit	Halloysit	Smektit	İllit	
K109	Anhidrit	Kaolinit	Halloysit	İllit	Alünit
K110	Halloysit	Anhidrit	Kaolinit	İllit	Turmalin

**Çizelge 5.5. PIMA aletinden okunan örneklerin analiz sonuçları (devam).**

ÖRNEK_NO	Mineral_1	Mineral_2	Mineral_3	Mineral_4	Kalıntı mineral_1
K111	Smektit	Kaolinit	Halloysit	Jips	
K112	Smektit				Anhidrit
K113	Kaolinit	Smektit	Anhidrit		Turmalin
K114	Kaolinit	Anhidrit	Smektit	Pirofillit	Turmalin
K115	Halloysit	Anhidrit	Kaolinit	İllit	Turmalin
K116	Anhidrit	Halloysit	İllit	Kaolinit	
K117	Anhidrit	Smektit	İllit	Halloysit	
K118	Anhidrit	Smektit	Halloysit		
K119	Anhidrit	Smektit	Halloysit		Siderit
K120	Halloysit				
K121	Halloysit	Anhidrit	İllit	Smektit	
K122	Halloysit				
K123	Kaolinit	Halloysit			
K124	Kaolinit	Jips			Alünit
K125	Okunamadı				
K126	Kaolinit	Dikit	Tremolit	Pirofillit	Alünit
K127	Anhidrit	Halloysit	Smektit		
K128	Smektit	Jips	Kaolinit	Halloysit	Siderit
K129	Kaolinit	Anhidrit	İllit	Halloysit	Jips
K130	Anhidrit	Halloysit	Smektit	İllit	Karbonat

#### **5.4.5.1. Pima sonuçları ve değerlendirmeleri**

Mollakara çalışma sahasında derlenen pima örnek sonuçlarına bakıldığında, genel olarak;

Anhidrit-Halloysit : Fiziksel ayrışmadan kaynaklı olarak görülür.

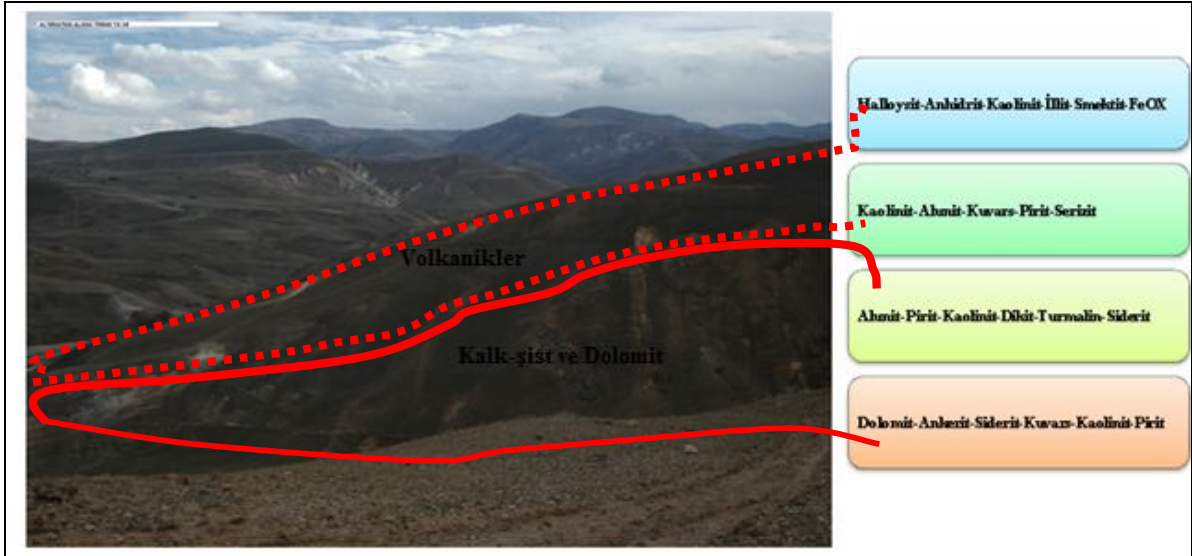
Kaolinit-illit-smektit-alunit-siderit-jips : Süperjen, meteorik akışkanlara bağlı olarak görülen alterasyon mineral parajenezi olarak yorumlanabilir.

Kaolinit-alunit-kuvars-pirit-serizit : Kayaçalarda yüzeysel olarak görülen, pima örnekleriyle desteklenen fillik alterasyon grubu mineralleridir.

Siderit, ankerit fay zonlarına yakın, demirli karbonat mineralleri olarak görülmüştür.

Dikit-alunit-turmalin : İleri arjilik zonu temsil etmekte ve sıcaklığın yükseldiğinin en büyük kanıtıdır.

Bu değerlendirmeler yapılırken data ve yorumların güvenirlik dereceleri baz alınarak sonuçların yorumsal olduğu unutulmamalıdır.



Şekil 5.49. Mollakara cevher yatağında PIMA ve XRD sonuçlarına göre yüzeyden aşağıya doğru hidrotermal solüsyonların meydana getirdiği alterasyon mineral parjenezleri.

Alt zonlar genel olarak alünit-dolomit-karbonat-siderit-kuvars ile temsil edilip fillik zon olarak adlandırılabilir. Ayrıca genel olarak sisteme çok yoğun olarak sülfidli-silika (SiO<sub>2</sub>) giriş yaptığı için çok fazla kuvars ve polimorflarını okumuŐtur.

Sistem genel olarak değerlendirildiğinde, daha önce yapılmış alıŐmalar (Şekil 5.49) ile karşılaştırıldığında, yoğun mağma intrzyonuna bağlı olarak gelişen, porfiri veya yüksek slfidasyonlu cevher yataklarının genel özelliklerini ve alterasyon sistemlerini çaęrıŐtıran, yarı aşınmış karbonatlı kayaların litolojik kontrole bağlı olarak, gelişen bir sistem olarak görünmektedir.

## 6. JEOKİMYA

Jeokimyasal verilerin değerlendirilmelerinde daha önce Koza Altın işletmeleri tarafından yapılan sondajlardan 6 tanesinden (DDD50, DDD62, DDD32, DDD64, DDD31, DDD65) ICP-MS yöntemiyle belirlenmiş iz element sonuçları kullanılmıştır. Ayrıca bu karotlardan alınan örnekler üzerinden izotop çalışmaları (C-O) yapılmıştır. Elde edilen C ve O izotop verileri ile altın değerleri arasındaki ilişki değerlendirilmiştir.

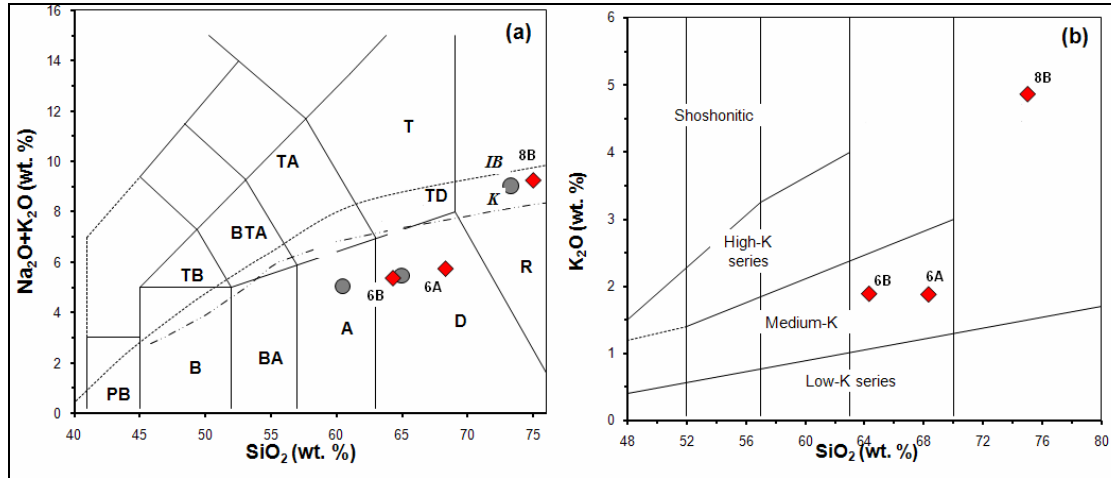
### 6.1. XRF Çalışmaları

K6A, K6B örneklerinin gerek petrografi örneklerinden, gerekse  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  ile  $\text{SiO}_2$  ve  $\text{K}_2\text{O}$  ile  $\text{SiO}_2$  arasındaki ilişkiler değerlendirildiğinde dasitik subalkalen bir magmadan türediğini söyleyebiliriz. K8B nolu örneğin petrografik analizi ve içindeki  $\text{SiO}_2$  ve K-feldispat içeriği düşünüldüğünde kayacın kalkalkalen bir magmadan türediği söylenilebilir.

Diyagramlardan elde edilen jeokimyasal sonuçlardan, K6A ve K6B kodlu kayaların dasit, K8B kodlu kayanın ise riyolit olduğu belirlenmiştir.

Çizelge 6.1. K6A, K6B ve K8B nolu örneklerin major oksit ve iz element tablosu

	Ba_ppm	Ce_ppm	Co_ppm	Cr_ppm	Cs_ppm	Dy_ppm	Er_ppm	Eu_ppm	Ga_ppm	Gd_ppm	Hf_ppm	Ho_ppm	La_ppm	Lu_ppm	Mo_ppm	Nb_ppm	
K6A	588	45.6	1.3	20	60.7	3.52	1.83	1.24	18.5	4.51	4.1	0.67	26.5	0.24	<2	10.8	
K6B	401	46.8	3.3	40	20.2	2.14	1.12	0.97	20.1	2.64	4.4	0.41	26.6	0.16	<2	11.3	
K8B	44.9	100.5	<0.5	<10	8.34	6.66	4.24	0.72	17.7	6.19	6.4	1.38	55.6	0.66	<2	43.6	
	Nd_ppm	Pr_ppm	Rb_ppm	Sm_ppm	Sn_ppm	Sr_ppm	Ta_ppm	Tb_ppm	Th_ppm	Tl_ppm	Tm_ppm	U_ppm	V_ppm	W_ppm	Y_ppm	Yb_ppm	Zr_ppm
K6A	20.3	5.13	53.3	4.63	10	412	0.7	0.64	7.39	<0.5	0.25	2.30	66	2	18.3	1.68	175
K6B	17.4	4.88	122.5	3.20	1	515	0.8	0.38	8.22	<0.5	0.14	1.67	56	1	12.1	1.04	194
K8B	37.2	11.05	234	7.33	4	10.7	3.1	1.07	38.2	0.6	0.66	12.50	<5	5	40.8	4.44	189
	SiO2(%)	Al2O3(%)	Fe2O3(%)	CaO(%)	MgO(%)	Na2O(%)	K2O(%)	Cr2O3(%)	TiO2(%)	MnO(%)	P2O5(%)	SrO(%)	BaO(%)	LOI(%)	Total(%)		
K6A	64,93	17.41	2.12	4.10	0.24	3,67	1,79	<0.01	0.54	0.01	0.147	0.05	0.07	3.21	98.28		
K6B	60,47	18.79	3.23	5.33	0.32	3,27	1,78	<0.01	0.57	0.01	0.189	0.05	0.04	4.08	98.13		
K8B	73,26	13.52	1.05	0.47	0.10	4,27	4,76	<0.01	0.18	0.08	0.019	0.01	0.01	0.38	98.10		



Şekil 6.1. K6A, K6B ve K8B nolu örneklerin Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O ile SiO<sub>2</sub> ve K<sub>2</sub>O ile SiO<sub>2</sub> arasındaki ilişkiler

## 6.2. Jeokiyasal Analiz Sonuçlarının Cevherleşme Sistemiyle İlişkisi

Çalışma alanının genel olarak jeolojik geçmişine bakıldığında dört evrede oluşan farklı tip jeolojik ayrımlanmanın bütün izleri görülmektedir. Birincisi Arap plakasının Avrasya plakasının altına dalması sonucu oluşan evre, sonrasında gelişen çarpışma nedeniyle bindirme ve yükselme zonu, ilerleyen yükselme ve son olarak oluşan büyük riftleşme. Bu evrelerde meydana gelen magmatizmanın, çeşitli zaman aralıklarında, oluşan kırık ve fayların uygun olan yerlerinden değerli metal taşıyan çözeltilerin, halen etkin olan bölgede uygun kayaçlarda değerli metallerce zenginleşme olmuştur. Çalışma alanı genel olarak Doğu Anadolu volkanizmasının son evresinde oluşan bazaltik bir magma kökenli Tendürek volkanı ve andezitik-dasitik subalkalen bir magmadan oluşan Aladağ volkanının sınırında gelişmektedir. Bölge genel olarak bir kıtasal kabuğun, büyük bir sıkışma rejiminin etkisi altında oluşan doğrultu atımlı faylar nedeniyle oluşan çek-ayır (pull-apart) havzalarında, son evre volkanik aktivite sonucu oluşan hipojen kökenli çözeltilerin geçirimsizliği uygun kayaçlarda değerli metal zenginlemesine olanak sağlaması ve meteorik koşullara bağlı olarak metal zenginlik konsantrasyon oranlarının pH ve Eh koşullarında bölgeyi kaplayan volkanik akma ve geri düşme çökelleri, ve temel metamorfik karbonatlı permeabilite ve porozitesi uygun kayaçlarda jeotermal gradyanın da elverdiği fiziksel ve jeokimyasal koşullarda zenginleştirme şeklinde olmuştur.

Çalışma alanında meydana gelen cevherleşme çeşidi fay kontrollü ve volkanizma etkin jeotermal bölgede arz etmektedir. Çalışma alanı geçirimsizliği yüksek genç volkaniklerle kaplı olduğu için süperjen meteorik akışkanlar nedeniyle sülfid minerallerinin (pirit, markazit, arsenopirit, stibnit, arsen-pirit, sfalerit, realgar, orpiment, zinober) yapısında bulunan duraylı-yarıduraylı ve duraysız elementlerin, çeşitli indirgen ve yükselgen ortamlarda oksid minerallerine (manyetit, limonit, mangan, hematit ve götit) ve silikat-sülfat minerallerine (alünit, anhidrit, kaolinit, smektit), karbonat minerallerine (siderit, dolomit, kalsit, aragonit) dönüşmesiyle yaklaşık 20-30 metre kalınlığında oksidli bir zonun oluşmasını sağlamıştır. Bu zon genel olarak üstte bulunmakla birlikte asitli solüsyonlarca yoğun olarak zenginleştirilmiştir. Bu zonun altında değişik sıcaklık aralıklarında çözeltilerin değişik zamanlardaki fazlarda taşımış olduğu, yoğun sülfidasyonla birlikte, farklı litolojilerle reaksiyon sonucu değişik

alterasyon tipleri oluşmuştur. Asiditesi yüksek olan bu çözelti, kuvarsın sıcaklık aralıklarına bağlı olarak polimorflarının sülfidçe zengin olanları, genel olarak karbonatlı kayalarda yoğun Ca boşalması yaptığı için, buna spesifik sülfidik-silika (Sülfidik jasperoid) denilebilir. Bu asit intrüzyonu nedeniyle piritizasyon, arsenopiritizasyon, kaolinleşme, dekalsifikasyon, arsenitizasyon, silisleşme, ve ayrı fazlarda gelişen bi-sülfid komplekslerinde oluşmuş genel element birliği, Au-Ag-As-Hg-Sb-Tl, ±Mo-W dir.

Belirtilen element birliği genel olarak Nevada 'da 'Carlin Trendi' olarak tanımlanan düşük tenör, yüksek rezervli, büyük ölçekte tanımlanan yüzlerce küçük yataktan oluşan, karbonatlı kayalarda yataklanmış çok ince saçınımlı mikron-submikron boyutunda, görülemeyen spesifik altın yataklarıyla jeokimyasal açıdan örtüşmektedir Mollakara altın cevherleşmesi ve dünyada buna benzer yatakların temel özellikleri Çizelge 6.2 de özetlenmiştir.

Bir yatağa , ' Karlin-Tipi ' yatak söyleyebilmek için;

- Karbonatlı sedimanlar ve mineralizasyon güçlü fay veya kıvrıma bağlıdır.
- Karbonatlı sedimanter kayalar ve magmatik kayalar ana yatak kayacını oluştururlar.
- Dekarbonitizasyon, arjilik ve silisleşme alterasyonu görülen temel alterasyon çeşitleridir.
- Submikron altın (<0. 2 µm) genellikle pirit, arsen-pirit, arsenopirit içinde bulunur.

Çalışma alanı, genel olarak büyük doğrultu atımlı faylar arasında kalan, bir makaslama (shear) zonu arasında kalmıştır. Doğrultu atımlı bir fayın hemen üzerinde oluşmuştur. Paleozoyik yaşlı karbonatlı kayalarda kıvrım ve şiddetli deformasyon izleri görülmektedir. Belirtilen alterasyon türlerinin tamamı bulunmaktadır. Altının varlığı mikron ve submikron boyutundadır (Şekil 5.29). Bunlarla birlikte sistemin üzerinde bulunduğu kırık, hidrotermal etkinlik, sıcak su ve gaz çıkışlarının olduğu potansiyel bir sahadır. Bugün aynı bölgede jeotermal sıcak su çıkışları yer almaktadır.

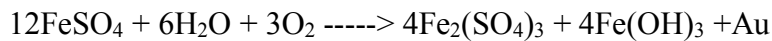
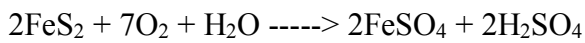
Element birliği değerlendirildiğinde çalışma bölgesinde yapılan bütün sondajlar içinde, " Karli-Tipi " altın yataklarını ve Mollakara yatağını temsil eden ICP sonuçlarından aşağıdaki 13 elementin en yüksek değerleri verilmiştir.



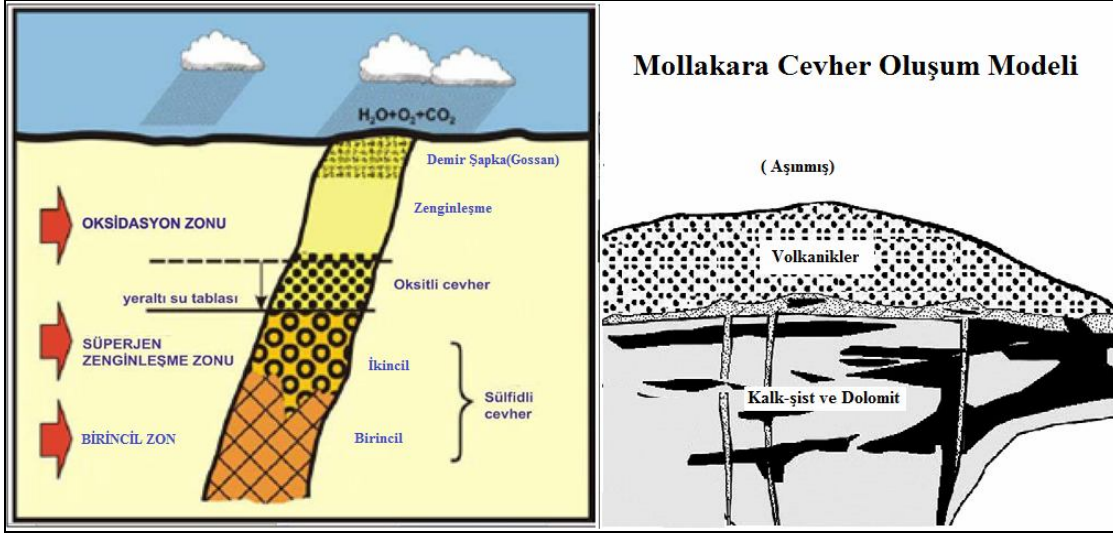
Karbonat yataklı, saçınımlı tip cevherleşmenin gözleendiği alandan yapılan analiz sonuçlarından elde edilen 13 elementin en yüksek ICP sonuçları min/max; <0.005/14 ppm Au, <0.001/235 ppm Ag, <0.5/16000 ppm As, <0.05/26.5 ppm Bi, 0.1/9740 ppm Cu, <0.005/260 ppm Hg, 0.025/398 ppm Mo, 0.1/3070 ppm Pb, <0.02/4890 ppm Sb, 0.65/5200 ppm Zn, 0.05/525 ppm Co, 0.005/2230 ppm Tl, 0.025/2540 ppm W değerindedir. Aynı örneklerle yapılan jeoistatistik sonucunda Au-Ag-As-Hg-Sb-Tl, ±Mo -W element grubu arasında kuvvetli korelasyon tespit edilmiştir.

Geoistatistik sonucunda elde edilen element birliği genel olarak '' Karlin-Tipi'' cevher yataklarıyla jeokimyasal açıdan benzer özellik sergilemektedir. Elde edilen min/max değer aralıkları baz alındığında, en yüksek kottan itibaren, aşağıya doğru Tl, Bi, Zn, Sb, Ag, Co, Cu, W, Hg, As, Mo, Pb ve Au sıralaması görülmektedir. Elementel birlikler göz önüne alındığında pirit, markazit, arsenopirit, arsen-pirit gibi sülfidli minerallerin kristal kafeslerinde ve bilsülfid bileşiklerinde (FeS<sub>2</sub>, FeAsS, Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub>, As-FeS<sub>2</sub>, ZnS, AsS, As<sub>2</sub>S<sub>3</sub>) ve yoğun asitli bir çözeltinin çok fazlı enjeksiyonuna bağlı sülfidli bileşiklerin sülfata dönüşümü sonucunda serbest kalan altın süperjen yoğun yıkanma-taşınma olaylarıyla üst zonlarda FeOX mineralleriyle birlikte görülmektedir.

Oksidasyon zonu, sülfürlü cevher mineralleri içeren yatakların, bol miktarda oksijen ve karbondioksitle yüklü suların etkisinde kalarak, yeraltı su tablasının üst kesiminde oksit, hidroksit ve karbonat bileşimli cevher minerallerine dönüştükleri zona oksidasyon zonu denir. Oksidasyon zonları genel olarak birkaç metreden birkaç on metreye, Mollakara bölgesinde ise okside zon yaklaşık 20-30 metre civarındadır. Bu yatakta en çok bulunan sülfür minerali piritin ve polimorfu olan markazit, oksidasyon zonunun gelişimini aşağıdaki gibi açıklayabiliriz. Piritin kristal kafesinde bağlı duran Au, yeraltı su tablasının üstünde, oksijen ve su ile reaksiyona giren pirit aşağıdaki tepkimeler sonucu önce demir sülfata sonra demir hidroksite dönüşür ve altın serbest kalır.



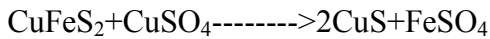
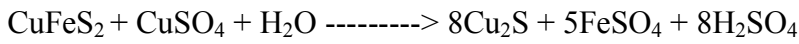
Üç değerli demir sülfat kuvvetli bir oksitleyicidir ve diğer sülfürleri de etkiler ve başka sülfat bileşikleri de oluşturur.



Şekil 6.2. Çalışma alanının oksidasyon, geçiş zonu ve sülfüdlü zonlarında meydana gelen genel cevher zenginleşme modeli.

Oluşan metal sülfürlerin çoğu, seyreltik çözeltiler halinde cevher yatağının çatlaklarından aşağıya doğru iner ve ortamdaki diğer bileşenlerle veya kayalarla reaksiyona girerek metalleri oksit, hidroksit, sülfat ve karbonatlar şeklinde çökeltir. Semantasyon zonu, yeraltı suyu tablasının altında, oksijensiz koşullarda demir sülfat ve sülfürik asitin etkisi altında ikincil sülfür cevherlerinin oluştuğu zondur. Oksidasyon zonundan çözülmüş Cu, Ag ve Mo metalleri, sıvı ortamda taşınma özellikleri yüksek olduğundan, yani iyon halinde taşınabildikleri için, sülfat formunda yeraltı su tablasının altına süzülerek burada tenörleri yüksek ikincil sülfür cevherleri şeklinde çökeltirler. Bu oluşuma yönelik genel bir model (Şekil 6.2) de gösterilmiştir. Bu zonda çökelmeyi sağlayan en önemli reaksiyon sülfürlerle sülfat çözeltileri arasındaki reaksiyondur.

Örneğin;



şeklinde gelişen reaksiyon sonucu Cu ve Ag sülfürler çökeltir. Sülfüdlü zon, belirli bir seviyenin altında, kayaların su içeriğinin azaldığı veya birincil cevherin (ayrışmamış pirit, arsenopirit, stibnit, orpiment) yapısını ve özelliklerini koruduğu zondur. Karbonatlı kayaların içinde saçınımlı sülfid mineralleriyle birlikte

bulunan Au ve diğer değerli metaller, dikey zonlanmayla, birkaç yerden beslenerek kayaçların geirirmliliğine gore zenginleşmişlerdir.

### **6.2.1. Analiz sonuçlarının değerlendirilmesi**

Mollakara altın yatağı, genel olarak Paleozoyik metamorfik kayaçların içinde fay kontrolü ile yerleşmiş, cevher taşıyan bir kaynaktan çıkan, silikaca yoğun slfidasyona bağlı, ana mineral olarak, pirit, arsenopirit, markazit, realgar, orpiment, mineral parajenezini oluşturmuştur. Ayrıca süperjen meteorik akışkanlara bağlı olarak volkaniklerde de değerli metallerden Au, Sb, As, Hg zenginleşmiştir. Genel element parajenezi, Tl, Bi, Zn, Sb, Ag, Co, Cu, W, Hg, As, Mo, Pb ve Au şeklindedir. Mollakara altın cevherleşmesi ve Dünya’da buna benzer yatakların temel özellikleri izelge 6.2 de özetlenmiştir

**Çizelge 6.2. Mollakara altın cevherleşme özelliklerinin Dünya ‘daki bazı yataklarla karşılaştırılması.**

	MAKEDONYA	TÜRKİYE	İRAN
	ALSAR	MOLLAKARA	ZARSHURAN
<b>Tektonik Ortam</b>	Karboant platformu, Tersiyer volkanikler	Kalınlaşan kıtasal kabukta oluşan riftinge sınırları ve volkanizma	Karbonat ve siyah şeyl platform kayaçları
<b>Yapısal Unsurlar</b>	Yüksek açılı faylar, makaslama zonu	Sünlümlü ve kırılan deformasyon izleri(Ductile-Brittle), lensoidler, foliasyon Sol yönlü doğrultu atımlı fay, normal fay, oblik fay, bindirme Antiklinal, mikro kıvrım, king, izoklinal kıvrım	Yüksek açılı faylar, Antiklinal
<b>Volkanik kaya bileşimi</b>	Kalkalkalin - Alkalın volkanik kayaçlar	Subalkalen(Andezit-dasit-trakit), Kalkalkalen(Riyolit, tüf, İgnimbrit)	Tüf, granitoid
<b>Cevher Kütlesinin oluşum şekli</b>	Dissimine, lensle, breşler, boşluk dolguları	Saçınlı, Breşik, Karbonat omatım dokulu	Dissimine, lensler, sülfidik kuvarslar, breşler
<b>Yatak Kayaçları</b>	Karbonatlı kayaçlar, dolomit, tüf	Karbonatlı Fasıyes(Kalk-Şist, Dolomit, Memer, Kireçtaşı)	Karbonat, siyah şeyl ve granitoid
<b>Cevher Mineralleri</b>	Markazit, pirit, realgar, orpiment, stibnit, zinober, lorandit	Pirit, Markazit, Realgar, Orpiment, Stibnit	Pirit, pirotit, kalkopirit, arsen-pirit, s falerit, orpiment, realgar, stibnit
<b>Metal Parajenezi</b>	Au, As, Sb, Tl, Hg	Au-Ag-As-Hg-Sb-Tl, ±Mo, ±W	Au, As, Sb, Hg, Tl, Cu
<b>Sıcaklık</b>	120 - 230 oC	± 150 - 300 C	80 - 300 oC
<b>Alterasyon Tipleri</b>	Silisleşme, Dekalsifikasyon, Arjilik - Serizit, Dolomitasyon,Süperjen	Silisleşme, Dekalsifikasyon, Arjilik, Sülfidasyon(Kil+Pirit), Süperjen alterasyon	Silisleşme, Dekalsifikasyon, Arjilik
<b>Isının Kaynağı</b>	Tersiyer volkanizması	Orta Miyosen - Kuvaterner volkanizması(Tendürek Volkanı, Taşkapı Granodiyoriti)	Granitoid
<b>Akışkanın kaynağı</b>	Meteorik sular, Magmatik-Hidrotermal çözeltiler.	H <sub>2</sub> O, Meteorik sular, Magmatik-Hidrotermal çözeltiler.	Meteorik sular, Magmatik-Hidrotermal çözeltiler.
	HİNDİSTAN	ÇİN	AMERİKA
	DELHİ	YANGTZE(LANNİGOU)	NEVADA
<b>Tektonik Ortam</b>	Mahakoshal kıvrımkuşağı, riftleşmiş havza	Orojenik kuşaktan stabil platforma dönüşme, esas olarak kraton	Paleozoyik sedimanter kayaçlar
<b>Yapısal Unsurlar</b>	Yüksek açılı bindirme, oblik faylar, Üç fazlı kıvrım,	KB trendinde bindirme, Doğu-Batı trendinde fay zonu, Antiklinal, Senklinal,	Yüksek açılı ters faylar, bindirme Kıvrım kuşağı
<b>Volkanik kaya bileşimi</b>	Bazaltik bileşim, Kalkalkalen riyolit	Subalkali ultramafik intrüzif	Denoniyen - Silüriyen dayk ve sil
<b>Cevher Kütlesinin oluşum şekli</b>	Süresiz fillitler ile birlikte bantlar halinde	Dissimine, küçük damarcıklar, breşik yapılar	Dissimine, küçük damarcıklar(Jasperoid), breşik yapılar
<b>Yatak Kayaçları</b>	Dolomit, metasedimentler	İnce taneli kumtaşı, silttaşı ve çamırtaşı	Siltli karbonatlar, kalklaşmış şeyl
<b>Cevher Mineralleri</b>	Altın, realgar, orpiment, stibnit, zinober, pirit	Pirit, realgar, zinober, arsenopirit, stibnit, galen, orpiment	Pirit, arsenopirit, pirotin, realgar, orpiment, barit
<b>Metal Parajenezi</b>	Au, As, Hg, Sb	Au, As, Hg, Sb, Tl,	Au, As, Sb, Hg, Tl, Ba
<b>Sıcaklık</b>	100 - 240 oC	80 - 240 oC	185 - 300
<b>Alterasyon Tipleri</b>	Silisleşme, dekalsifikasyon, arjilik	Silisleşme, piritizasyon,Karbonatlaşma, dekalsifikasyon, arjilik	Silisleşme, dekalsifikasyon, arjilik, Kaolinit, Serizit
<b>Isının Kaynağı</b>	Orta Miyosen volkanizması	Subalkali ultramafik intrüzif	Yüksek açılı faylardan taşınan hidrotermal çözelti
<b>Akışkanın kaynağı</b>	Meteorik sular, Magmatik-Hidrotermal çözeltiler.	Meteorik sular, Magmatik-Hidrotermal çözeltiler.	Meteorik sular, Magmatik-Hidrotermal çözeltiler.

### 6.3. Duraylı İzotop Çalışmaları (C, O)

Doğada gerçekleşen fiziksel ve kimyasal işlevler neticesinde düşük atom numaralı elementlerin izotop kompozisyonları ayrılaşmaya uğramaktadır. İzotopların fiziksel ve kimyasal özelliklerindeki düşük dereceli farklılıklardan kaynaklanan bu ayrılaşma, izotop kütleleri arasındaki değişimlerle doğru orantılıdır. İzotop kompozisyonlarında bu tür değişimlerin görüldüğü başlıca elementler hidrojen, karbon, azot, oksijen ve kükürttür. Su, gaz ve kaya sistemlerinden örneklenen jeolojik malzemelerde yürütülecek duraylı izotop analizleri, bu sistemlerde gelişen mineral ve akışkanların oluşum koşulları ve kökenlerinin ortaya çıkarılmasında yardımcı olmaktadır. Jeotermal incelemelerde kullanılan su izotopları akışkanın kökeni ve yaşı ile birlikte yeraltında farklı tür sularla gerçekleşen olası karışım, su kayaç etkileşimi ve buhar ayırım işlevleri hakkında bilgi sağlamaktadır (Ohmoto, 1986).

Bir elementin elektron ve proton sayıları aynı ancak farklı nötron yüklü atomlarına izotop adı verilir. Bu nedenle, izotopların atomik kütleleri birbirinden farklıdır. İzotoplar radyoaktif ve duraylı (kararlı) olmak üzere iki gruba ayrılmaktadır. Radyoaktif izotoplar, radyoaktif bozuşma yoluyla bir başka elemente dönüşen izotoplardır. Duraylı izotoplar ise, radyoaktif bozuşmaya uğramayan izotoplardır. İzotopların jeolojide başlıca iki uygulama alanı vardır. Radyoaktif izotoplar kayaç, mineral ve suların yaşlarının belirlenmesinde, duraylı izotoplar ise jeolojik malzemelerin oluşum koşulları ve kökenlerinin ortaya konulmasında kullanılmaktadır.

Aynı elemente ait izotopların kimyasal davranışları çok az değişmekle birlikte, bu izotoplar arasındaki kütle farkı da oldukça küçük sapmalara neden olmaktadır. Bu nedenle, izotopik değişimlere yönelik denge sabitleri çoğunlukla 1'e yakın değerler almaktadır.

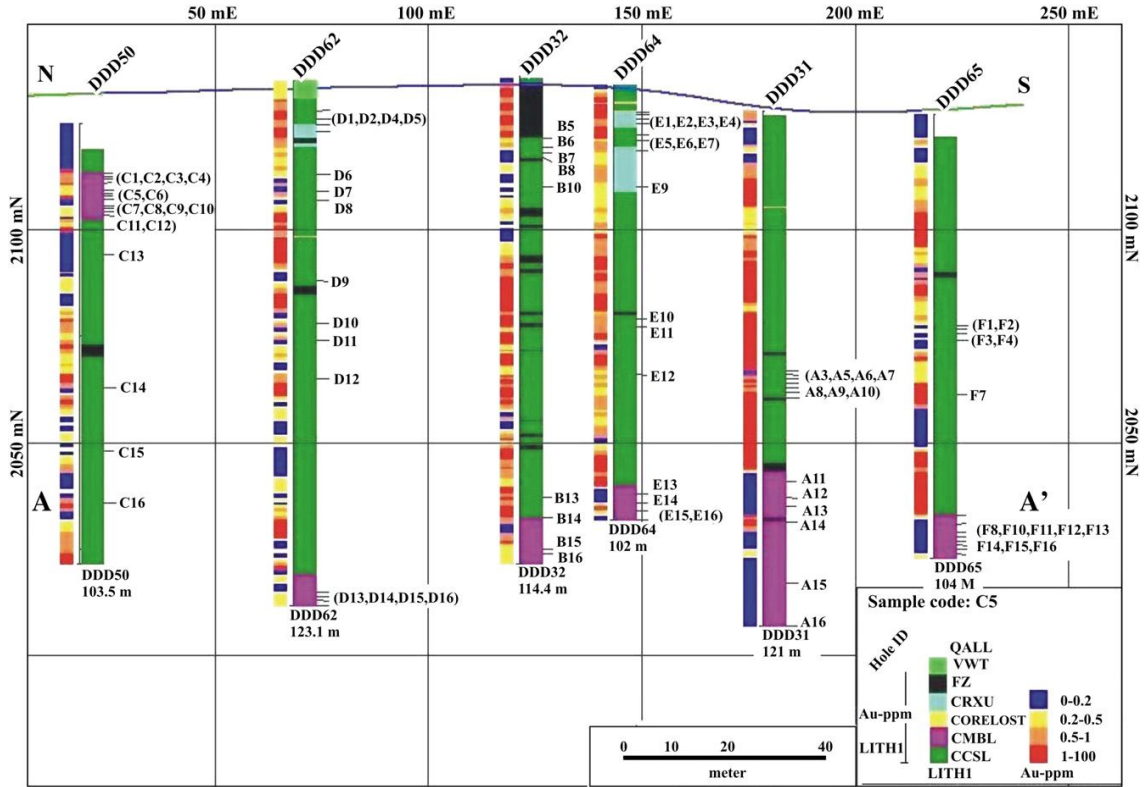
Doğada bilinen 271 adet duraylı izotoptan sadece birkaçı, jeolojik amaçlı olarak kullanılabilir. Bunlar atom numarası düşük olan birden fazla duraylı izotopu olan ve kayaçlar içerisindeki bolluk dereceleri çok daha fazla olan elementlere ait izotoplardır. Hidrojen (H), oksijen (O), karbon (C), kükürt (S) en fazla kullanılan izotoplardır. Duraylı izotop analizleri ile paralel gerçekleştirilmesi zaruri olan çalışmalar ve bu çalışmaların yapılması durumunda, duraylı izotop analizleri sonucunda elde edilen sonuçlar şu noktalarda çalışmalara direkt katkı yapar (Ohmoto, 1986):

- a) Sıcaklık, basınç, ve oluşum derinliği gibi cevherlerin oluşumuna ait fiziksel oluşum şartları (jeotermometre olarak) açısından,
- b) Cevher oluşturucu çözücünün kaynağı ve kütlesi, besleme sisteminin geometrisi ve hidrotermal faaliyetin toplam süresi gibi maden yataklarının ve sıcak su kaynaklarının hidrolojik özellikleri,
- c) Özellikle kükürt, karbon ve metaller gibi cevher oluşturan bileşenlerin kaynakları ve cevher oluşturan çözeltinin kimyasal bileşimi,
- d) Çalışılan minerallere ait redoks durumu(oksijen potansiyeli), sülfat/sülfid oranı, metal/sülfid oranları, pH, CO<sub>2</sub>/CH<sub>4</sub> oranları,
- e) Metal ve kükürtün hidrotermal çözelti içinde taşınması ve cevher çökelimine ilişkin mekanizmalar,
- f) Cevher oluşturucu magmaların kökeni ve oluşum işlemleri hakkında bilgiler verir.

Mollakara cevher yatağında izotop çalışmalarının yapılma nedeni ;

- Örneklerin alındığı yerlerde bulunan kırık sistemleri ve fayların bu örneklere etkileri,
- Cevherleşmeye etkileri,
- Cevher alanındaki kayaçların geçirdiği alterasyonda, hidrotermal çözümlerin etkileri
- Sistemin metal içeriğinden çok, genişliği ve volkanizmayla karşılaştırmalı kurulacak ilişkiler,
- Karbonatlı kayaçların, litolojik ayırmadaki(eski-yeni) yerleşimleri,
- Hidrotermal sistemin sınırları gibi konular önceki başlıklarda açıklanmaya çalışılmıştır.

### 6.3.1 Oksijen (O) ve karbon (C) izotopları



Şekil 6.3. İzotop çalışmaları için örnek alınan sondaj kuyularının kesiti ve örnek lokasyon yerleri ( Loglar Koza Altın İşl. 2009 ve Çolakoğlu ve ark, 2011 'den alınmıştır).

Mollakara cevher yatağında yukarıda görülen 6 sondaj kuyusundan bir metre aralıklarla toplam 699 tane cevher örneği alınmıştır. Bu kuyular DDD50 (103,50 m), DDD62 (123,1 m), DDD132 (114,4 m), DDD64 (102 m), DDD31(121 m) DDD65 (104 m) dır (Şekil 6.3). Sistematik bir metre arayla alınmış örnekler ALS Chemex Laboratuvarında ICP-AES ve her iz element için ICP-MS yöntemleriyle belirlenmiştir. Analiz sonuçlarının tamamı Koza Altın İşletmeleri datalarından alınmıştır. 699 örnek sonucu içinden C ve O izotop analizi yapılan 81 örnektir. Ayrıca 4 tane taze örnek sahanın kuzeyinden, temel değerleri test etme amaçlı olarak cevhersiz taze örneklerden alınmıştır (Çizelge 6.3 ve Çizelge 6.4).

**Çizelge 6.3. Mollakara örneklerine ait (cevhersiz, cevher ile ilişkisi olmayan ve kompleks örnekler) duraylı (C-O) izotop analiz sonuçları.**

Taze Örnekler			Post Cevher Örnekleri			Kompleks Örnekler		
Örnek No	$\delta^{13}\text{C}\%$	$\delta^{18}\text{O}\%$	Örnek No	$\delta^{13}\text{C}\%$	$\delta^{18}\text{O}\%$	Örnek No	$\delta^{13}\text{C}\%$	$\delta^{18}\text{O}\%$
BCS-1	1.9	27,1	B-5	9.6	15.5	B-8	7.6	15.4
BCS-2	1.7	26,9	B-6	8.7	13.7	C-6	6.3	22
BCS-3	1.8	26,8	B-7	8.4	13.4	E-1	5.9	15.7
BCS-4	1,7	27,1	C-4	9.4	18.6	E-3	7.5	11.6
			C-5	8.9	11.7	E-6	6.4	13.1
			D-4	9.8	15	F-1	5.6	20.6
						F-10	5.9	9.2
						F-11	5.4	8.9
						F-2	7.1	12.6
						F-7	7.6	11.8
						F-8	7.3	12.3

**Çizelge 6.4. Mollakara sondaj örneklerine ait duraylı (C-O) izotop analiz sonuçları.**

Örnek No	$\delta^{13}\text{C}\%$	$\delta^{18}\text{O}\%$	Örnek No	$\delta^{13}\text{C}\%$	$\delta^{18}\text{O}\%$	Örnek No	$\delta^{13}\text{C}\%$	$\delta^{18}\text{O}\%$
A-3	-3.1	23	C-7	3.6	22	D-15	1,9	18.7
A-5	-0.5	17.8	C-8	2.7	23.7	D-16	0,5	25.6
A-6	-2.4	23.3	C-9	2.4	22.3	E-10	0,8	23.9
A-7	-3.6	23.4	C-10	2.9	20	E-11	0,3	25.8
A-8	-2.9	23.7	C-11	2.4	24.8	E-12	0,1	27.1
A-9	-1.1	21.5	C-12	4.4	23.5	E-13	0,5	26.7
A-10	0.3	17	C-13	0.5	24.7	E-14	0,5	26.1
A-11	0.7	25	C-14	4.6	11.4	E-15	0,7	24
A-12	2.9	18.4	C-15	-0.2	18.9	E-16	0,8	23.3
A-13	0.8	26.1	C-16	-2.9	24.8	E-2	-1,7	18.8
A-14	0.2	26.7	D-1	3.8	21.3	E-4	-0,8	19
A-15	0.9	27.8	D-2	4.8	20.9	E-5	-0,6	20.8
A-16	0.5	25	D-5	4.8	21.1	E-7	1,3	14.8
B-10	-0.3	23.1	D-7	1.1	25	E-8	1,2	21.4
B-13	1.2	23.3	D-8	1.5	19.4	E-9	0,6	25.7
B-14	1.2	23.5	D-9	-2.7	21.4	F-12	-1,9	22.4
B-15	0.5	25.2	D-10	1.7	17.3	F-13	0	26.9
B-16	0	26.9	D-11	-0.5	19	F-14	0,3	27.8
C-1	4.6	23.8	D-12	-2.5	23.1	F-15	1	25.7
C-2	4.5	23.5	D-13	-0.1	27.4	F-16	0,3	27.7
C-3	4.8	23.3	D-14	0.4	26.7	F-3	3,5	23
						F-4	4,3	22.3



Karbonat örneklerinin alındığı noktalar genel olarak fay zonlarının yakınlarındadır. K-G yönünde altı kuyudan alınan örnekler, stratigrafik olarak üstte tuf, altında kalkışit, dolomit ve mermer olarak sıralanmaktadır. Analiz sonuçları değerlendirildiğinde cevherleşmenin kuvvetli bir silisleşmeye bağlı olarak fay kontrolünde gerçekleştiği görülmektedir. Çizelge 6.5 de altın analiz sonuçlarına göre bir sınıflama yapılmıştır. Buna göre altın değerleri arttıkça gümüş içeriklerinin azaldığı dolayısıyla altın gümüş oranının azaldığı görülmektedir.

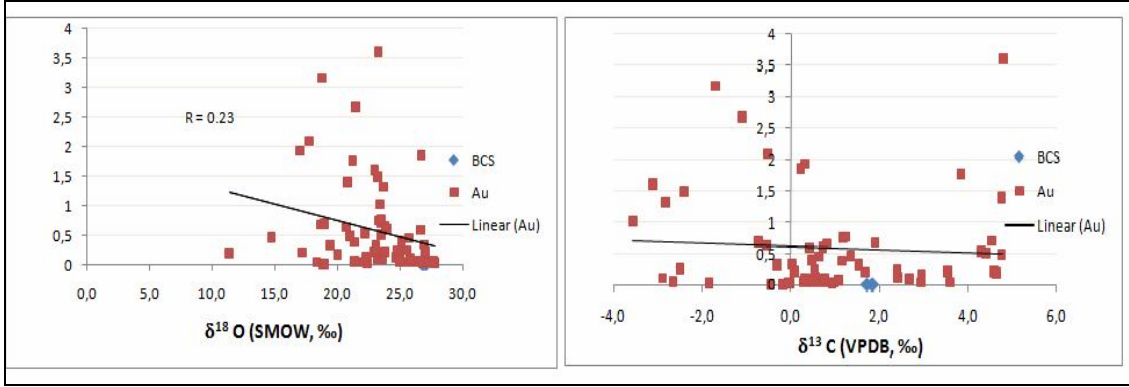
**Çizelge 6.5. K-G yönünde 6 adet sondaja ait ( DDD50 (103,50 m), DDD62 (123,1 m), DDD132 (114,4 m), DDD64 (102 m), DDD31(121 m) DDD65 (104 m) ) örneklerin Au ve Au/Ag değerleri.**

<b>Toplam Örnek</b>	<b>Au Aralık</b>	<b>Au/Ag</b>	<b>Au(Ortalama)</b>
699	0.005-10.1 ppm	16.1	0.83
534	0.2-10.1 ppm	20.3	1.18
355	0.5-10.1 ppm	25.6	1.61
206	1-10.1 ppm	32.4	2.25
39	3-10.1 ppm	8.95	4.45

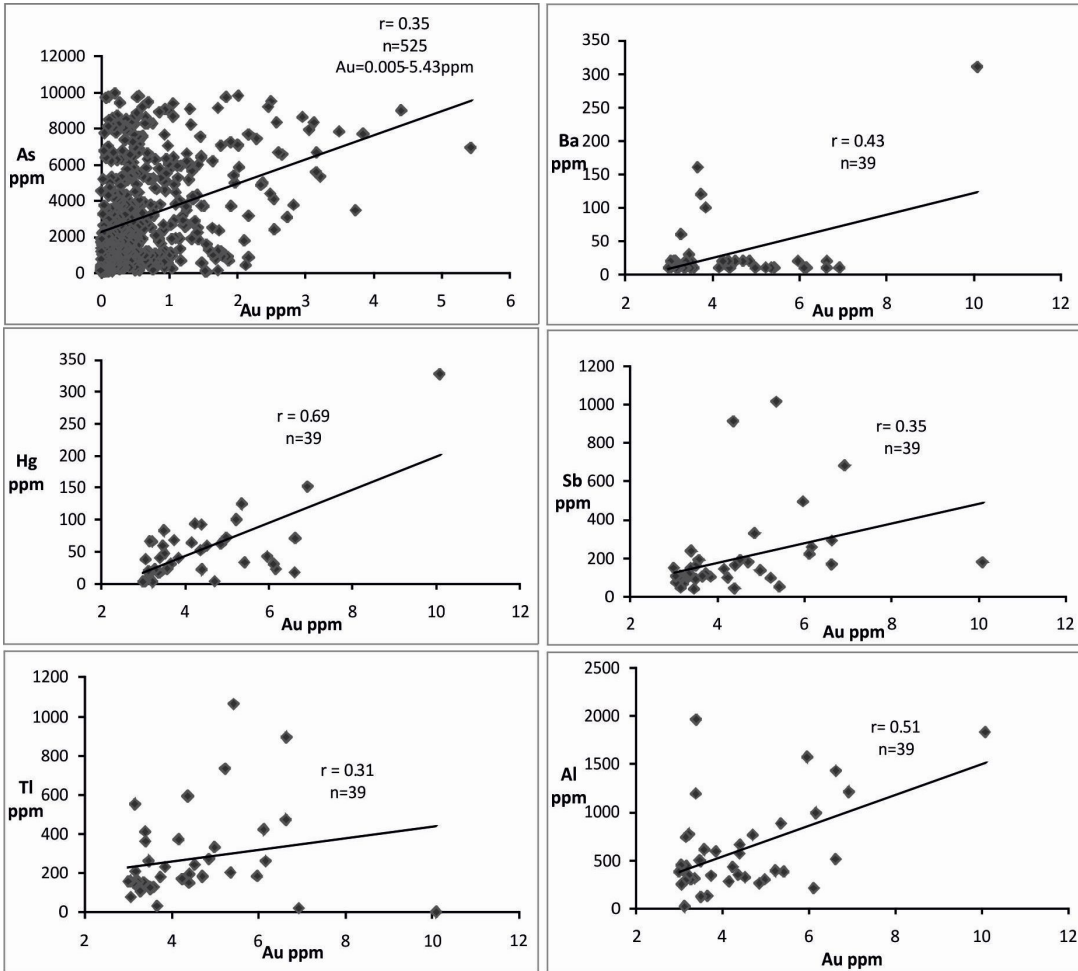
Altınla As, Ba, Hg, Sb, Tl ve Al arasındaki ilişki Şekil 6.5 de gösterilmiştir (Çolakoğlu ve ark. 2011 den alınmıştır). Buna göre analizi yapılan örneklerin dedeksiyon limitlerine göre As değerleri en fazla 10.000 ppm olarak ölçülmüştür. Bu nedenle 10.000 ppm den düşük değerler değerlendirmeye tabi alınmıştır. Toplam 525 örnek için As ile Au arasında zayıf bir korelasyon görülmüştür. Benzer olarak en yüksek altın değerleri baz alınarak (n=39) yapılan değerlendirmelere göre Ba, Sb, Tl ve Al ile Au arasında zayıf ve orta bir korelasyon gözlenirken altın en iyi korelasyonu (r=0.69) Hg ile göstermektedir.

Çizelge 6.6. Mollakara örneklerine ait (n=68)  $^{13}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}$  ve Au ppm değerleri .

Sample	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW, ‰)	Au ppm
BL-1	1,9	-3,7	27,1	0,005
BL-2	1,7	-3,9	26,9	0,005
BL-3	1,8	-4,0	26,8	0,005
BL-4	1,7	-3,7	27,1	0,005
A-15	0,9	-3,0	27,8	0,015
A-11	0,7	-5,7	25,0	0,055
C-15	-0,2	-11,7	18,9	0,011
F-14	0,3	-3,1	27,8	0,042
F-13	0,0	-3,9	26,9	0,03
D-10	1,7	-13,3	17,3	0,204
A-12	2,9	-12,1	18,4	0,043
D-9	-2,7	-9,3	21,4	0,048
A-13	0,8	-4,7	26,1	0,044
C-7	3,6	-8,7	22,0	0,044
F-12	-1,9	-8,2	22,4	0,031
A-5	-0,5	-12,8	17,8	2,09
E-14	0,5	-4,7	26,1	0,063
A-16	0,5	-5,7	25,0	0,105
D-11	-0,5	-11,5	19,0	0,003
F-4	4,3	-8,4	22,3	0,53
E-16	0,8	-7,4	23,3	0,093
F-15	1,0	-5,1	25,7	0,042
C-13	0,5	-6,0	24,7	0,114
C-8	2,7	-7,0	23,7	0,094
C-16	-2,9	-6,0	24,8	0,106
C-12	4,4	-7,2	23,5	0,505
B-10	-0,3	-7,6	23,1	0,323
F-3	3,5	-7,7	23,0	0,208
D-14	0,4	-4,1	26,7	0,584
D-15	1,9	-11,9	18,7	0,679
C-9	2,4	-8,4	22,3	0,128
D-16	0,5	-5,2	25,6	0,249
D-13	-0,1	-3,4	27,4	0,041
E-13	0,5	-4,1	26,7	0,054
F-16	0,3	-3,1	27,7	0,046
B-16	0,0	-3,9	26,9	0,335
E-8	1,2	-9,2	21,4	0,381
C-11	2,4	-5,9	24,8	0,234
E-5	-0,6	-9,9	20,8	0,635
C-10	2,9	-10,6	20,0	0,162
D-8	1,5	-11,1	19,4	0,331
E-15	0,7	-6,7	24,0	0,595
E-9	0,6	-5,0	25,7	0,448
D-12	-2,5	-7,6	23,1	0,262
B-15	0,5	-5,6	25,2	0,395
C-1	4,6	-6,9	23,8	0,209
C-2	4,5	-7,2	23,5	0,704
D-7	1,1	-5,7	25,0	0,071
C-3	4,8	-7,4	23,3	3,61
A-9	-1,1	-9,1	21,5	2,67
E-12	0,1	-3,7	27,1	0,205
E-10	0,8	-6,9	23,9	0,655
E-11	0,3	-4,9	25,8	0,091
E-7	1,3	-15,7	14,8	0,466
A-6	-2,4	-7,4	23,3	1,495
B-13	1,2	-7,3	23,3	0,751
D-5	4,8	-9,6	21,1	0,483
D-2	4,8	-9,8	20,9	1,395
A-3	-3,1	-7,7	23,0	1,605
E-2	-1,7	-11,7	18,8	3,16
E-4	-0,8	-11,6	19,0	0,689
D-1	3,8	-9,4	21,3	1,765
A-10	0,3	-13,5	17,0	1,93
B-14	1,2	-7,2	23,5	0,767
A-8	-2,9	-7,0	23,7	1,32
A-14	0,2	-4,1	26,7	1,845
A-7	-3,6	-7,3	23,4	1,02
C-14	4,6	-19,0	11,4	0,19



Şekil 6.4. Au analiz sonuçlarının (n=86)  $^{13}\text{C}$  ve  $^{18}\text{O}$  ile karşılaştırma grafikleri, SMOW: Standart ortalama deniz suyu, VPDB: Karbon izotop bileşimi, BCS: Taze örnekler



Şekil 6.5. Au analiz sonuçlarının (n=525) As, Ba, Hg, Sb, Tl, Al korelasyon grafikleri (Çolakoğlu ve ark. 2011 'den alınmıştır).

### 6.3.2. Duraylı izotop (C-O) sonuçları

Taze karbonat örnekleri  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CV-PDB}} \sim -1.8\text{‰}$  ve  $\delta^{18}\text{O}_{\text{OV-SMOW}} \sim -27\text{‰}$  değer aralığındadır. İzotopik olarak altere olmuş yatak kayacı örneklerinde  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\sim +11.4\text{‰}$ ) ve karbon izotopları  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-3.6$  ile  $+4.8\text{‰}$ ) değişkendir (Şekil 6.4). Son evre cevherli karbonat damarcıkları ve boşluk dolgulı materyal birbirinden ayrı izotopik özellikler gösterir. Özellikle karbon ( $\delta^{13}\text{C} = +8.4$  ile  $+9.8\text{‰}$ ) arasında görülür. Geç evre karbonatlar, daha genç ve cevheri getiren akışkan sisteminden tamamıyla farklıdır ve Au ile korele olmamaktadır. Yatak kayacı içindeki Au örnekler özellikle  $\delta^{13}\text{C}$  hiç korelasyon göstermezken,  $\delta^{18}\text{O}$  ile zayıf korelasyon göstermektedir (Şekil 6.4).

#### 6.4. Jeokronoloji

K-Ar yöntemi ile 2 örnekten yapılan yaş sonuçları serizit (DDD50 kuyusu 82.00 m)  $23.8 \pm 1.1$  my ve ayrıca dasit (K6B),  $9.8 \pm 0.4$  my olarak yaşlandırılmıştır. Dasitten elde edilen yaş bölgedeki çalışmalarla uyumlu olup Aladağlara ait volkanizma ürünlerinin eşlenikleri olarak değerlendirilebilir. Serizitten elde edilen 23.8 my yaş verisi muhtemelen düşük potasyum içeriğine ve farklı zamanlarda kayaçta meydana gelen alterasyon derecelerindeki etkileşimlere bağlı olarak hatalı yaş verisi olarak yorumlanmıştır.

**Çizelge 6.7. Mollakara çalışma sahasından alınmış iki volkanik örneğin (K-Ar) yaş tayin sonuçları.**

Örnek	%K	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ , nl/g	% $^{40}\text{Ar}_{\text{air}}$	Age, Ma
DDD50-82	0.64	0.585	85.1	$23.8 \pm 1.1$
K6B	1.35	0.507	88.4	$9.8 \pm 0.4$

## 7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çalışma alanı, Ağrı havzası içerisinde, Ağrı İli'ne bağlı Diyadin İlçesi'nin güneyinde yer alan Murat nehri üzerinde kurulan Mollakara köyü yakın çevresini kapsamaktadır. Bölge tektonik olayların oluşturduğu volkanik yükseltiler ve çöküntü alanları ile kaplıdır. Çöküntü alanlarında göller ve yüksek ovalar bulunmaktadır. Bölge, Türkiye'nin en büyük gölü olan 1646 m yükseklikteki Van Gölü, çalışma alanından Tendürek ve Aladağ volkanlarının oluşturduğu set ile ayrılmaktadır. Çalışma alanı, Tendürek ve Ağrı volkanlarının doğu sınırını oluşturduğu, Erzurum-Kars yaylasını Murat havzasından ayırdığı, Ağrı ve Iğdır ovalarını içeren bir havzanın hemen yükselti sınırında yer almaktadır.

Çalışma alanı, Ağrı'nın Diyadin İlçesi'nin Mollakara Köyü civarındaki, 1/25.000 ölçekli Ağrı J51-a<sub>1</sub> paftalasının güney kesiminin yaklaşık 9 km<sup>2</sup> 'lik alanını kapsamaktadır. İnceleme alanındaki kayaçlar genel özellikleri bakımından; metamorfik kayaçlar, kırıntılı-karbonatlı sedimanter kayaçlar, volkanik örtü kayaçları ve güncel çökeller olmak üzere dört ana başlık altında değerlendirilmiştir. Bu litolojik birimlerden mermer, diyopsit-aktinolit-biyotit kalkıştı, dolomitik mermer ve dolomit, metamorfik kayaçlar adı altında; traverten, dolomit ve siltli kireçtaşı, konglomeralar kırıntılı-karbonatlı sedimanter kayaçlar adı altında; andezitik/bazaltik volkanitler, tuf, ignimbirit, epiklastikler ve dasit, volkanik kayaçlar adı altında; alüvyon ve traverten ise güncel çökeller olarak tanımlanmıştır.

İnceleme alanında cevherleşme sahasında, yapısal jeoloji açısından gözlemlenen kıvrımlar, doğrultu atımlı faylar, normal faylar ve kırıklar, Arap plakasının Avrasya plakasına bindirmesi sonucu oluşan neotektonizmaya bağlı Balık Gölü fayı ile Tendürek fayı arasında kalan Murat nehrinin de aktığı kırık üzerinde oluşan sol yönlü doğrultu atımlı faya bağlı olarak normal faylarla çökmüş bir makaslama zonu içinde yer alır.

Saha gözlemleri, mineralojik, petrografik ve jeokimyasal verilerden yararlanılarak, çalışma alanıyla ilgili aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

1. Mollakara altın yatağı, genel olarak Paleozoyik metamorfik kayaçların içinde fay kontrollü yerleşmiş, cevher mineral parajenezini altın, pirit, arsenpirit, markazit, realgar, orpiment, stibnit ve sülfotuzları oluşturur. Hematit, limonit, siderit ve mangan az miktarda bulunur. Ayrıca süperjen meteorik akışkanlara bağlı olarak volkanitlerde de değerli metallerden Au, Sb, As, Hg zenginleşmiştir. Genel element parajenezi, Tl, Bi, Zn, Sb, Ag, Co, Cu, W, Hg, As, Mo, Pb ve Au şeklindedir.
2. Çalışma alanında görülen bindirme, kıvrımlar, mikro ölçekteki fay ve tektonizma izleri bölgenin yoğun bir sıkışmaya maruz kaldığını göstermiştir. Cevherleşme K40<sup>0</sup>D doğrultusunda yaklaşık 30 km uzunluğunda Murat Nehri'nin içinde aktığı kırık üzerinde bulunan sol yönlü doğrultu atımlı fayın tetiklediği bir zon içinde görülür. Ayrıca kırık üzerinde jeotermal açıdan güncel karbonat çökeli mi, sıcak su ve buhar çıkışları olup, bölge canlı bir termal alanda yer almaktadır.
3. Çalışma alanındaki cevher zonu yaklaşık K-G doğrultulu ve derine doğru D-B doğrultusunda genişleyen sol yönlü doğrultu atımlı bir fay zonu içinde yer alır. Fay zonu içinde normal faylar da görülür.
4. Jeokimyasal ve petrografi çalışmaları sonucunda inceleme alanında dasit ve riyolitik kayaçlar tanımlanmıştır.
5. Yapılan kimyasal analizlerin sonuçları değerlendirildiğinde, Mollakara altın yatağı genel olarak oksitli zon, geçiş zonu ve sülfidli zon olarak ayrımlanabilmektedir.
6. Hidrotermal akışkanların kayaçlarda meydana getirdiği genel alterasyonlar, silisleşme, dekalsifikasyon ve killeşme olarak tanımlanmıştır. Fay zonlarında az miktarda kaolinit-simektit-illit tesbit edilmiştir. Cevherleşme yeraltı su tablasının değişmesi sonucunda sülfidasyon zonunda bulunan birincil değerli metallerin göçü ile yer yer volkanitlerin içine de yerleşmiştir. Yüzeyde yapılan PIMA çalışmaları ile volkanik örtü kayaçlarında alünit, halloysit, anhidrit, kaolinit, dikit, illit, ve simektit tesbit edilmiştir. Alterasyon zonunda varlığı

belirlenen turmalin, tremolit aktinolit gibi mineraller şüpheli olarak değerlendirilebilir.

7. Mollakara altın yatağı, yapısal kontrolle, volkanik ürünlerle örtülü, karbonatlı kayaçların yataklık ettiği, sülfid minerallerinin (pirit, markazit, arsenopirit, stibnit, arsen-pirit, realgar, orpiment) yapısında bulunan duraylı-yarıduraylı ve duraysız elementlerin, çeşitli indirgen ve yükseltgen ortamlarda oksid minerallerine (limonit, mangan, hematit ve götit) ve silikat-sülfat minerallerine (alünit, anhidrit, kaolinit, smektit, hidromika), karbonat minerallerine (siderit, dolomit, kalsit, aragonit) dönüşmesiyle yaklaşık 20-30 metre kalınlığında oksidli, 80 m kalınlığında da sülfidli bir zonda oluşmuş bir altın yatağıdır.
8. Çalışma alanından incelenen parlak kesitlerde framboidal pirit, pirit, arsenopirit, realgar, markazit ve sülfotuzlar ana cevher mineral parajenezi olarak belirlenmiştir.
9. Parlak kesitlerde altın tesbit edilememiştir. Ancak, Orta Doğu Teknik Üniversitesinde taramalı elektron mikroskobu kullanılarak yapılan analizlerde As, Au, Fe, S, Ca, Si atomlarının şiddetine bağlı olarak, bazı pirit ve arsenopiritlerin kristal kafeslerinde altının varlığı tesbit edilmiştir.
10. Altı kuyuda toplam 81 tane karbonatlı karot örneklerinden C ve O izotoplarının analizi yapılmıştır. Taze karbonat örnekleri  $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} \sim -1.8\text{‰}$  ve  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} \sim -27\text{‰}$  değer aralığındadır. İzotopik olarak altere olmuş kayaç örneklerinde  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\sim +11.4\text{‰}$ ) ve  $\delta^{13}\text{C}$  izotopları (-3,6 ile +4,8‰) değerleri arasında değişkendir. Son evre cevherli karbonat damarcıkları ve boşluk dolgulu karbonat mineralleri farklı izotopik değerler sunar. Bu örneklerde karbon izotop değerleri ( $\delta^{13}\text{C} = +8.4$  ile +9.8‰) arasında değişim göstermektedir. Geç evre karbonatlar, daha genç ve cevheri getiren akışkan sisteminden tamamıyla farklıdır ve Au ile korele olmamaktadır. Cevherleşme içindeki altın içeren örnekler özellikle  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri ile hiç korelasyon göstermezken,  $\delta^{18}\text{O}$  ile zayıf korelasyon göstermektedir.
11. K-Ar yöntemi ile 2 örnekten yapılan yaş sonuçları serizit (DDD50 kuyusu 82.00 m)  $23.8 \pm 1.1$  my ve ayrıca dasit (K6B),  $9.8 \pm 0.4$  my olarak yaşlandırılmıştır. Dasitten elde edilen yaş bölgedeki çalışmalarla uyumlu olup Aladağlara ait volkanizma ürünlerinin eşlenikleri olarak değerlendirilmiştir. Serizitten elde



edilen 23.8 my yaş verisi muhtemelen düşük potasyum içeriğine ve farklı alterasyon derecelerindeki etkileşimlere bağlı olarak hatalı yaş verisi olarak değerlendirilmiştir.

- 12.** Mollakara altın yatağı, Doğu Anadolu bölgesinde bugüne kadar bu yatak tipinde literatüre giren ilk altın yatağıdır. Metal içeriği, mineralojik bileşim ve gözlenen alterasyonlar gözönüne alındığında değerli metallerin fay kontrollü olarak karbonatlı kayaçların içine yerleşmiş olan altın cevherleşmesi 'Karlin tipi' bir cevherleşmeye benzerlik göstermektedir.

## KAYNAKLAR

- Aktimur T., Tekirli E., Yurdakul E., Ercan T., Kecer M., ÜrgünB., Gürbüz M., Can, B., Yaşar, T., 1991. Geology of the vicinity of Kars-Arpaçay region and petrology of Neogene-Quaternary aged volcanites. **Bull. Geological Congress of Turkey**, 6,104-117.
- Arehart, B.G., Donelick, A.R., 2006, Thermal and isotopic profiling of the Pipeline hydrothermal system:Application to exploration for Carlin-type gold deposits. **Elsevier, Journal of geochemical exploration**: 34-40.
- Arpat, E., Şaroğlu, F., ve İz, H.B., 1976. Çaldıran depremi:**Yeryuvarı ve İnsan**, 2, 1, 29-41.
- Arslan, A.T., Karacan, E., 1997. Karacalar (Sivas-Ulaş) barajı derivasyon tünelindeki destekleme sisteminin RSR yöntemi ile seçimi. **C.Ü. Müh. fak derg., SeriA-Yerbilimleri c.14, s.1, 14-19.**
- Acarlar, M., Bilgin, A.Z., Elibol, E., Erkan, T., Gedik, İ., Güner, E., Hakyemez, Y., Şen, A.M., Uğuz, M.F., Umut, M., 1991, Van Gölü Doğusu ve Kuzeyinin Jeolojisi, **MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüd Dairesi Yayını**, Rapor No: 9469, 94s (yayınlanmamış).
- Altınlı, İ.E., 1952. Doğu ve Güneydoğu Anadolu 'nun jeolojisi. İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi, **Jeoloji Enstitüsü**, İstanbul
- Bayraktutan, S., 1987. Tekman havzasının sedimanter litofasiyesleri ve çökeltme tarihçesi, **Türkiye Jeoloji Kurultayı 1987 Bildiri Özetleri Kitabı**, 69-70.
- Bilgin, A., 1984. **Serçeme (Erzurum) Deresi ultramafitlerinin mineraloji ve petrografisi**, Jeoloji Müh, 19, 81-87, Ankara.
- Bilgin, A., 1987. Serçeme (Erzurum) Deresi volkanitlerinin mineraloji ve petrografisi, **Akd.Üniv. Isparta Müh.Fak.Derg**, 3, 47-61, Isparta.
- Bozkurt, E., 2001, Neotectonics of Turkey – a synthesis, **Geodinamica. Acta** 14, s 3–30.
- Buket, E., 1988. Doğu Anadolu volkanik provensinin jeokimyası; Varto (Doğu Anadolu) yöresindeki Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkaniklerin ana, iz, nadir

- toprak element içerikleri ve Sr, Nd izotop jeokimyası: Hacettepe Üniversitesi, **Yerbilimlerinin 20. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı**, 54.
- Buket, E., 1989, Petrology and major element geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics from Varto region, Eastern Turkey; **Metu Journal of Pure and applied sciences**, 22/3, 69-89.
- Çolakoğlu, A.R., 2009. Geochemical and mineralogical characteristics of Fe-Ni laterite ore of Sarıçimen (Çaldıran-Van) area in Eastern Anatolia, Turkey. **Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)**, Vol. 18, 2009, pp. 449–464.
- Çolakoğlu, A.R., Hanilçı, N., Günay, K., 2010. Cenozoic collisional tectonics and origin of Pb-Zn-F mineralization in the Bitlis Massif, SE Turkey. **International Geology Review**, 1–29.
- Çolakoğlu, A.R., Arehart, B.G., 2010. The petrogenesis of Sarıçimen (Çaldıran-Van) quartz monzodiorite: Implication for initiation of magmatism (Late Medial Miocene) in the east Anatolian collision zone, **Lithos**, Turkey
- Çolakoğlu, A.R., Oruç, M., Arehart, B.G., Poulson, S., 2011. Geology and isotope geochemistry (C–O–S) of the Diyadin gold deposit, Eastern Turkey: A newly-discovered Carlin-like deposit, **Ore geology**, Turkey
- Çelebi, H., 1992. Avnik (Bingöl) metamorfik manyetit oluşuklarının jeokimyası, jeostatistiksel incelenmesi ve kökenlerinin irdelenmesi. **T.J.K. Bülteni**, 35: 115-126.
- Çelik, R., 1968. Bitlis Bölgesi Arazi Çalışmaları Bakır, Demir, Çinko, Kurşun Zuhurları. **M.T.A Raporu**, (Yayımlanmamış). Van.
- Dilek, Y., 1979. **Gevaş-Van İli Dolayının Jeolojisi**, Jeoloji Yüksek Mühendisliği Diploma Çalışması, İ.Ü., Fen Fakültesi Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, İstanbul.
- Ercan, T., 1986. Anadolu'nun sönmüş volkanları, yeniden püskürecekler mi?: **Tübitak Bilim ve Teknik Dergisi**, 222,17-19.
- Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J.L., Notsu, K., Tokel, S., Ui, T., 1990. Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner volkanitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu: **MTA-Derg**, 110, 143-164.
- Ercan, T., Asutay, H.I., 1993. Malatya-Elazığ-Tunceli-Bingöl-Diyarbakır, dolaylarındaki Neojen-Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojisi: AÜFF Jeoloji Böl. **Suat Erk Sempozyumu Bildiriler Kitabı**, 291-302.

- Ercan, T., Keskin, İ., Dönmez, M., 1993. Eleşkirt (Ağrı) yöresindeki Tersiyer yaşlıvolkanizmanın jeokimyasal özellikleri ve bölgesel yayılımı. **MTA Genel Müdürlüğü**, Jeoloji Etüdüleri Dairesi, ANKARA.
- Erdoğan, B., Dora, O.Ö., 1983. Bitlis Masifi apatitli demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu. **T.J.K. Bülteni**, **26**: 133-144
- Erentöz, C., 1954, Aras havzasının jeolojisi: **TJ.K. Bült**, 5, 1-54, Ankara
- Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., 1981. Bitlis metamorfitlelerinde yeni yaş bulguları. **M.T.A. Dergisi**, (95-96): 44-47.
- Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., 1984. Bitlis metamorfik kuşağının orta bölümünün temel jeolojisi, **MTA rap**, No:7707
- Göncüoğlu, M.C., 1997. Distribution of Lower Paleozoic rocks in the Alpine terranes of Turkey: Paleogeographic constraints. Göncüoğlu, M.C. ve Derman, A. S. (ed). Early Paleozoic In NW Gondwana. **Turkish Association of Petroleum Geologist Special Publication**, 3, 13-23.
- Güner, Y., Şaroğlu, F., Kidd, W.S.F., Şengör, A.M.C., 1981. Doğu Anadolu 'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler: Jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri: **TJK Bült.**, 24, 39-50.
- Güner, Y., Şaroğlu, F., 1987. Doğu Anadolu'da Kuvaterner volkanizması ve jeotermal enerji açısından önemi: **Türkiye 7. Petrol Kong. Bildiriler Kitabı**, 371-383.
- Helvacı, C., 1984. Bitlis Masifi Avnik ( Bingöl) yöresindeki zengin demir yataklarının oluşumu. **T.J.K. Bülteni**, (27): 33-51.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati, F., 1976. Evolution of the Volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastem Turkey): **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 1: 103-112.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Şerri, G., Villari, L., 1980. Geology of the volcanic are north of lake Van (Turkey): **Geol. Rsrch**. 69(1): 292-323
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Villari, L., 1982. Neogene and Quaternary volcanism in Anatolia and NW Iran: Qrogenic Andesite ; **John Wiley**, Newyork, 327-349.

- İlker, S., 1966. Erzurum-Muş bölgesinde Karaköse J 48 a4 ve J48 d1 paftalarının 1 :25 000 ölçekli detay petrol etüdü hakkında rapor: **MTA Rap. 4177 (yayımlanmamış)**, Ankara.
- Keskin, M., 1992a. Erzurum-Kars platosunun çarpışma kökenli volkanizmasının jeokimyasal karakteristikleri: **45. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı**, 49.
- Keskin, M., 2005, Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia: <http://www.mantleplumes.org>.
- Keskin, M., 2006. Doğu Anadolu: Manto sorgucu olmadan çarpışma zonu içindeki sıcak nokta, **Journal of volcanology and Geothermal Research**, 122-132
- Kıral, K., Çağlayan, A., 1980. Kağızman (Kars)-Ağrı-Taşlıçay (Ağrı) dolayının jeolojisi: **MTA Rap. (yayımlanmamış)**, Ankara.
- Ketin, İ., 1977. Van Gölü ve İran sınırındaki bölgede yapılan jeoloji gözlemlerinin sonucu hakkında kısa bir açıklama **Tür. Jeol. Kur. Bült**, 2(20): 79-85.
- Kıraner, F., 1959. Van Gölü Doğu bölgesinin jeolojik etüdü, **TJK Bült.**, VII(1): 30-57.
- Koçyiğit, A., 1985. Karayazı fayı. **Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni**, C. 28, 67-72.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kulashvili, S., 2001. Neotectonics of East Anatolian plateau (Turkey) and lesser caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. **Geodinamica Acta**, (14): 177-195.
- Konta, J., 1995. Clay and Man: Clay Raw Materials in the Service of Man. **Applied Clay Science**, 10: 275-335.
- Konta, J., Kühnel, R.A., 1997. Integrated exploration of clay deposits: some changes of strategy. **Applied Clay Science**, 11: 273-283
- Lahn, E., 1950. Erzurum havalisinin jeolojik bünyeleri: **MTA Derg**, 2/19, 233-243, Ankara.
- Lambert, J., Holland, J.G., Ovven, P.F., 1974. Chemical petrology of a suite of calc-alkalin lava from mount Ararat, Turkey: **Journal of Geology**, 82, 419-438.
- Layne, G.D., Longstaffe, F. J., Spooner, E.T.C., 1991. The Jc tin skarn deposit, S. Yukon Territory: 2. A carbon, oxygen, hydrogen and sulfur stable isotope study: **Econ. Geol.**, 86, p. 48-65.

- Lebedev, V.A., Sharkov, E.V., Keskin, M., V. Oyan., Geochronology of Late Cenozoic Volcanism in the Area of Lake Van, Turkey: An Example of Developmental Dynamics for Magmatic Processes, **Doklady Earth Sciences**, 433(2), 1031–1037
- Moore, M.D., Reynolds Jr., R.C., 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. ISBN 0-19-50813-5 (PBK.). **Oxford University Press Inc.**, New York.
- Nagao, K., Matsuda, J.L., Kita, I., ve Ercan, T., 1989. Noble gas and carbon isotopic composition in Quaternary volcanic area, in Turkey: **Jeomorfoloji Derg.** 17, 101-110.
- Nicholson, K., 1992, Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides: **Guides to Metallogenesis. Econ. Geol.** 87: 1253-1264.
- Okay, A., Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern. **Geological Society, London**, Special Publications ; v. 156; p. 475-515
- Omotoso, O., Mccarty, D. K., Hillier, S., Kleeberg, R., 2006. Some successful approaches to Quantitative mineral analysis as revealed by the 3rd Reynold's Cup Contest. **Clays and Clay Minerals**, 54, (6): 748–760.
- Özgür, N., Bilgin, A., 1990. Geochemistry, genesis and economic importance of the Sarıkamış-Kars perlite and obsidian. **Jeom. Derg. (Bull, of Geomorphology)**, 18, 25-38.
- Özpeker, L., 1973. Nemrut yanardağının volkanolojik incelemesi: **TÜBİTAK Temel Birimler Araştırma Grubu**, Proje no. TBAG-83: İTÜ Maden Fakültesi, istanbul
- Öztürk, M., 1973. Bitlis Masifi Demir Prospeksiyon Sahasındaki Zuhurların Jeolojik Ön Etüdü. **MTA raporu** (Yayımlanmamış). Ankara.
- Pasvanoğlu, S., Güler, S., 2008. Diyadin (Ağrı) ve Çevresinin Jeotermal Enerji Yönünden İncelenmesi, **Kocaeli Üniversitesi**, Jeoloji Müh. Böl. İzmit.
- Pearce, J.A., 1982, Trace element caharacteristics of lava from destructive plate margins, In: R.S. Thorpe (ed): **Andesites: Orogenic andesites and related rocks**, Wiley, New York, 525 - 548.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., DeLong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P J., Güney, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J.G., 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, In: P.LeFort, J.A. Pearce and A. Pecher (eds); **Collision Magmatism, Journal of Volcanol. Geotherm. Res**, 44, 184 - 229.

- Perinçek, D., 1980, Bitlis metamorfitlelerinde volkanitli Triyas: **TJK Bült.** 23/2, 201-211.
- Savcı, G., 1980. Doğu Anadolu volkanizmasının neotektonik önemi: **Yeryuvarı ve İnsan**, 5/3-4, 46-49.
- Seyhan, İ., 1974. Doğu Anadolu'da Subvolkanik ve Porfirik Bakır İmkanları. **M.T.A raporu** (yayımlanmamış). Van.
- Scintag, Inc., 1999. Basics of X-ray diffraction. California, USA. ([www.scintag.com](http://www.scintag.com))
- Srodon, J., 2006. Identification and quantity analysis of clay minerals, in: Handbook of Clay Science by Bergaya, F., Theng, B.K.G. & Lagaly, G. (Editors) 2006. Developments in Clay Science, **1. Elsevier Ltd.** ISBN: 978-0-08-044183-2.
- Şaroğlu, F., ve Güner, Y., 1979, Tutak diri fayı, özellikleri ve Çaldıran Fayı ile ilişkisi: **Yeryuvarı ve İnsan**, 41, 11-14.
- Şaroğlu, F., Güner, Y., Kidd, W.S.F., Şengör, A.M.C., 1980. Neotectonics of Eastern Turkey: New evidence for crustal shortening and thickening in a collisional zone: **EOS, Transactions American Geophysical Union**, 61, 17, 360.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1984. Doğu Anadolu'nun Neo-Tektoniği ve ilgili magmatizması. **Ketin Sempozyumu**. 20-21 Şubat, Ankara, 149-162.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1986. Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. **T.J.K. Bülteni**, 74-94.
- Şaroğlu F., Yılmaz Y., 1991. Geology of the Karlioiva region; intersection of the North Anatolian and East Anatolian transform faults. **Bull. Tech. Univ.** Istanbul, 44, 475-493.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: **A plate tectonic approach: Tectonophysics**, 75, 181-241.
- Şengör A.M.C., Özeren, S., Zor, E., Genç, T., 2003. Doğu Anadolu litosfer mekaniğine yeni bir yaklaşım. **IV. Kuvaterner Çalıştayı**. İstanbul, 101-110.
- Şengör, A.M.Celâl., Özeren, M.S., Keskin, M., Sakınç, M., Özbakır, A.D., Kayan, İ., 2008. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. **Earth-Science Reviews**, 90 (2008) 1-48.
- Şengün, M., 1984. **Bitlis Masifi Tatvan güneyinin jeolojik/petrografik incelenmesi** (Doktora tezi, basılmamış). H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

- Ternek, Z., 1953. Van Gölü Güneydoğu bölgesinin jeolojisi, *TJK Bült.*, IV (2): 1-34.
- 1965, Erzurum I 16-b2 ve Tonum H 46-c3 paftalarına ait jeolojik rapor: **MTA Rap.**, 4118 (yayımlanmamış), Ankara.
- Tokel, S., 1979. Erzurum-Kars yöresinde Neojen çöküntüsüyle ilgili volkanizmanın incelenmesi: **Doçentlik tezi**, KTÜ, 106 s (yayımlanmamış), Trabzon.
- Tokel, S., 1980a. Doğu Anadolu'da Neojen volkanizmasının jeokimyası: **Türkiye Jeol.Kur. 34.Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı**, 33.
- Tokel, S., 1980b. İz ve ana element ayırtman diyagramlarıyla Anadolu'da Neojen volkanizmasının tektonik yerleşiminin incelenmesi: **Tübitak 7.Bilim Kong. Matematik, Fiziki ve Biyoloji Bilimler Araştırma Grubu Tebliğleri (Yerbilimleri Seksiyonu) Bildiriler Kitabı**, 1-10.
- Tokel, S., 1981. Plaka tektoniğinde magmatik yerleşimler ve jeokimya; Türkiye'den örnekler: **Yeryuvarı ve İnsan**, 6, 3-4, 53-65.
- Tolluoğlu, A. Ü., Erkan, Y., 1982. Mutki (Bitlis) yöresindeki bölgesel metamorfik kayaların petrografik incelenmesi. *Yerbilimleri Dergisi*, 9 (1): 73-91.
- Türkecan, A., Dönmez, M., Özgür, B., Mutlu, G., Sevin, D., Bulut, V., 1992a. Patnos-Tutak-Hamur (Ağn) yöresinin jeolojisi ve volkanik kayaların petrolojisi: **MTA Rap**, No: (yayımlanmamış).
- Türkunal, S., 1980. **Doğu ve Güneydoğu Anadolunun Jeolojisi**. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayını, Yay. No:8, Ankara, 125.
- Yılmaz, Y., 1978. Gevaş (Van) dolayında Bitlis Masifi / ofiyolit ilişkisi. **Türkiye 4. Petrol Kongresi Bildiri Özleri Kitabı**. 17-21 Nisan, Ankara, 83-95.
- Yılmaz, Y., Dilek, Y., Işık H., 1981. Gevaş (Van) Ofiyolitinin jeolojisi ve Sinkinematik Bir Makaslama Zonu. **Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni**, 24: 37-44.
- Yılmaz Y., Şaroğlu, F., Güner, Y., 1986, Initiation of neomagmatism in the Eastern Anatolia.
- Yılmaz Y., Şaroğlu F., Güner Y.,ü 1987. Petrogenetic study of Solhan (Muş) volcanics, eastern Anatolia. **Bull. Earth. Sciences Hacettepe Univ.**, 14,133-163.
- Yılmaz, Y., 1993, New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen, **Geol. Soc. Am. Bull**, 105, 251 -271.



Yılmaz, Y., Güner, Y., Şaroğlu, F., 1998. Geology of the quaternary volcanic centres of the east Anatolia, **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 85, 173–210.

Yılmaz, A., Yılmaz, H., Kaya, C., Boztuğ, D., 2010. The nature of the crustal structure of the Eastern Anatolia Plateau, **Geodinamica acta**, Turkey.

## **ÖZ GEÇMİŞ**

Mahmut ORUÇ, 1984 yılında Van ili merkezinde doğdu. İlk ve orta öğrenimini Van'da tamamladı. 2004 yılında Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Mimarlık-Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde öğrenime başladı. 2008 yılında jeoloji mühendisi ünvanıyla mezun oldu. Aynı yılın Eylül döneminde Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Bölümü Anabilim dalında yüksek lisans öğrenimine başladı. Özel sektörde bir maden firmasında meslek hayatını sürdürerek, yüksek lisans öğrenimine devam etmektedir.