

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**DÜVERTEPE-ŞAPÇI (SINDIRGI, BALIKESİR) BÖLGELERİ KAOLEN
(+/- ALUNİT) OLUŞUMLARININ JEOLJİK, MİNERALJİK ve
JEOKİMYASAL İNCELENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Bala EKİNCİ**

Anabilim Dalı : Jeoloji Mühendisliği

Programı : Uygulamalı Jeoloji

MAYIS 2009

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**DÜVERTEPE-ŞAPÇI (SINDIRGI, BALIKESİR) BÖLGELERİ KAOLEN
(+/- ALUNİT) OLUŞUMLARININ JEOLojİK, MİNERALojİK ve
JEOKİMYASAL İNCELENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Bala EKİNCİ
505061301**

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 29 Haziran 2009

Tezin Savunulduğu Tarih : 28 Mayıs 2009

**Tez Danışmanı : Prof. Dr. Ö. Işık ECE (İTÜ)
Eş Danışman : Prof. Dr. Fahri ESENLİ (İTÜ)
Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Sezai KIRIKOĞLU (İTÜ)
Prof. Dr. Fazlı ÇOBAN (BÜ)
Yrd. Doç. Dr. Selman AYDOĞAN (BÜ)**

MAYIS 2009

Değerli Babama,

ÖNSÖZ

Tez konusunun seçilmesinden itibaren bana bu tezi hazırlama imkanı sağlayan, çeşitli aşamalarda bilgi, tecrübe, eleştiri ve önerileriyle çalışmalarımı yönlendiren değerli hocam Sayın Prof. Dr. Ö. Işık Ece'ye,

Yüksek lisans eğitimim ve tezin hazırlanması süresince ilgi, güven ve sonsuz desteğini gördüğüm, benim için ilham kaynağı olan, bilgi ve tecrübeleriyle öğrenmemde, yetişmemde önemli katkıları olan değerli ve sevgili hocam Sayın Prof. Dr. Fahri Esenli'ye,

Yüksek lisans eğitimim süresince büyük desteğini gördüğüm, aynı zamanda tez jürim olarak tezimin tamamlanma sürecinde önemli katkıları bulunan değerli hocam Sayın Prof. Dr. M. Sezai Kırkoğlu'na,

Tezimin tamamlanması aşamasında önemli öneriler ve katkılarda bulunan değerli jüri üyelerim Prof. Dr. Fazlı Çoban ve Yrd. Doç. Dr. Selman Aydoğan'a,

Bilgi ve tecrübeleriyle her zaman yanımda olan, yardımlarını esirgemeyen değerli hocam Sayın Prof. Dr. Bektaş Uz'a,

Desteğini asla eksik etmeyen, bilgi ve tecrübeleriyle beni yönlendiren değerli hocam Araş. Gör. Orhan Yavuz'a ve arazi çalışmalarından tezin tamamlanmasına kadar geçen sürede sabrıyla bana yol gösteren ve bu çalışmada büyük emeği olan değerli hocam Araş. Gör. Dr. Şenel Özdamar'a,

Kalemaden Arpatarla Ocağı mühendisleri ve tüm çalışanlarına özellikle, saha çalışmalarındaki yol gösterici yardımlarından dolayı maden teknikeri Cihan Eren'e,

SEM çalışmaları için imkan sağlayan Doç. Dr. Gültekin Goller'e ve İstanbul Teknik Üniversitesi Kimya-Metalurji Fakültesi Malzeme Karakterizasyonu Laborsatuvarı çalışanlarına, özellikle büyük bir titizlikle ve sabırla yardımlarını esirgemeyen Hüseyin Sezer'e,

Bütün eğitim ve öğrenimim boyunca maddi manevi hiçbir konuda beni yalnız bırakmayan, sevgilerini ve güvenlerini her zaman hissettiğim sevgili dostlarım aileme, özellikle bu mesleği seçmemde kendisini örnek aldığım, bilgi ve tecrübeleriyle kendisinden çok şey öğrendiğim, bana her daim inanan, yol gösteren sevgili ve değerli babam Şeref Ekinci'ye teşekkürü bir borç bilirim.

Mayıs 2009

Bala Ekinci

Jeoloji Mühendisi

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER	vii
KISALTMALAR	ix
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xi
ŞEKİL LİSTESİ.....	xiii
ÖZET.....	xvii
SUMMARY	xix
1. GİRİŞ	1
1.1 Çalışma Alanı	2
1.1.1 Yer ve Ulaşım	2
1.1.2 Morfoloji	2
1.1.3 İklim	4
1.1.4 Bitki Örtüsü.....	4
1.2 Çalışma Yöntemi	5
1.2.1 Arazi Çalışmaları	5
1.2.2 Laboratuvar Çalışmaları.....	5
1.2.3 Büro Çalışmaları	9
1.3 Önceki Çalışmalar	9
2. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ ve PETROGRAFİSİ	13
2.1 Metamorfikler (Paleozoyik)	13
2.2 Karmaşık Seri/Melanj (Mesozoyik)	20
2.3 Volkanik Kayaç Topluluğu (Üst Miyosen).....	27
2.3.1 Riyolit-Riyodasit Tüf (Yerel Kaolinitik)	28
2.3.2 Riyolit Lav	30
2.3.3 Riyodasit-Dasit Lav	32
2.3.4 Pumisli Riyodasit Tüf	36
2.3.5 Perlit	37
2.3.6 Sileks.....	39
2.4 Alüvyon (Kuvaterner)	40
3. VOLKANİK KAYAÇLARIN JEOKİMYASI	41
4. KAOLİNİT ve ALUNİTİN MİNERALOGİK ÖZELLİKLERİ	57
4.1 X-Işınları Kırınımı (XRD) Çalışmaları	63
4.2 Jeokimya.....	70
4.3 Taramalı Elektron Mikroskopisi (SEM) Çalışmaları	79
4.4 Termal Analizler.....	85
5. DÜVERTEPE-ŞAPÇI KAOLEN ve ALUNİT OLUŞUMLARI	91
5.1 Şapçı-Arpatarla Kaolen Oluşumları (Simav Grabeni'nin güneyi).....	91
5.2 Düvertepe-Moren Kaolen Oluşumları (Simav Grabeni'nin kuzeyi).....	92
5.3 Kaolen-Alunit Oluşumu	92
6. TEKTONİK ORTAM.....	101

7. SONUÇLAR	107
KAYNAKLAR.....	113
EKLER.....	119
ÖZGEÇMİŞ.....	125

KISALTMALAR

AFM	: $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$
A/CNK	: $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$
CAG	: Kıtasal Yay Graniti
CCG	: Kıtasal Çarpışma Graniti
cm	: Santimetre
ÇN	: Çift Nikol
DTA	: Diferansiyel Termal Analiz
EDS	: Enerji Yayılım Spektrometresi
GPS	: Global Positioning System
IAG	: Ada Yayı Graniti
ICP-ES	: Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry
ICP-MS	: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry
km	: Kilometre
LOI	: Ateş Kaybı
LILE	: Büyük İyonlu Litofil Elementler
LREE	: Hafif Nadir Toprak Elementler
m	: Metre
mm	: Milimetre
m.y.	: Milyon Yıl
ORG	: Okyanus Ortası Sırtı Graniti
Ör.	: Örnek No
POG	: Orojenez Sonrası Graniti
ppm	: Parts Per Million
SEM	: Scanning Elektron Microscope (Taramalı Elektron Mikroskopisi)
Syn-COLG	: Çarpışma ile Eş Zamanlı Granit
TGA	: Termogravimetri Analizi
TN	: Tek Nikol
VAG	: Volkanik Yay Graniti
WPG	: Levha İçi Graniti
XRD	: X ray diffraction (X Işını Kırınımı)
°C	: Santigrad Derece
µm	: Mikro Metre
Å	: Angstrom

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 3.1 : Volkanik kayaçların ana, iz ve nadir toprak element kimyası..	42
Çizelge 3.1 : (Devamı) Volkanik kayaçların ana, iz ve nadir toprak element kimyası..	43
Çizelge 4.1 : Killerin Sınıflandırılması (Bailey, 1980).....	58
Çizelge 4.2 : Alunitlerin ana, nadir toprak ve iz element jeokimyası.....	70
Çizelge 4.2 : (Devamı) Alunitlerin ana, nadir toprak ve iz element jeokimyası.....	71
Çizelge 4.3 : Simav Fayı güneyindeki ocaklardan derlenen kaolenlerin ana, nadir toprak ve iz element jeokimyası (CC: Cennet Çukuru Ocağı, SAP: Şapçı Ocağı, AR: Arpatarlası Ocağı).....	73
Çizelge 4.3 : (Devamı) Simav Fayı güneyindeki ocaklardan derlenen kaolenlerin ana, nadir toprak ve iz element jeokimyası (CC: Cennet Çukuru Ocağı, SAP: Şapçı Ocağı, AR: Arpatarlası Ocağı).....	74
Çizelge 4.4 : Simav Fayı kuzeyindeki Doren Ocağı'ndan derlenen kaolenlerin ana, nadir toprak ve iz element jeokimyası (DD: Doren Ocağı).....	75
Çizelge 3.4 : (Devamı) Simav Fayı kuzeyindeki Doren Ocağı'ndan derlenen kaolenlerin ana, nadir toprak ve iz element jeokimyası (DD: Doren Ocağı).....	76
Çizelge A.1 : Volkanik kayaçların ana, iz ve nadir toprak element kimyası.....	121
Çizelge A.2 : Kaolenlerin ana, iz ve nadir toprak element kimyası.....	122
Çizelge A.2 : (Devamı) Kaolenlerin ana, iz ve nadir toprak element kimyası.....	123
Çizelge A.2 : (Devamı) Kaolenlerin ana, iz ve nadir toprak element kimyası.....	124

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 : Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	3
Şekil 1.2 : Sındırgı ilçesi çevresine ait ve çalışma alanını da içerisine alan karayolu haritası.	4
Şekil 2.1 : Çalışma alanının jeolojik haritası.	14
Şekil 2.2 : Çalışma alanının litostratigrafik dikme kesiti.	15
Şekil 2.3 : Mikaşistler Arpatarla Tepe güneyindeki dere içinde mükemmel şistoziteye sahip, bol kırıklı, parçalanmış şekillerdedirler.	16
Şekil 2.4 : Kataklastik porfirik dokulu mikaşistlerin optik mikroskopta görünümü (ÇN. a, TN. b)..	17
Şekil 2.5 : Kaba ağaçlı Tepe'nin kuzeybatısında çok ince taneli kalkıştillerin görünümü 18	18
Şekil 2.6 : Serisitleşme ve opaklaşma gösteren kalkıştillerin mikroskop görünümü (ÇN. a, TN. b).	19
Şekil 2.7 : İkincil kalsit damarları içeren rekristalize kireçtaşlarının Dedekıran Tepe kuzeydoğusundaki görünümü.	19
Şekil 2.8 : İkincil kuvars dolguları içeren rekristalize kireçtaşlarının mikroskopta görünümü (ÇN. a, TN. b).	20
Şekil 2.9 : Şapçı Köyü'nün kuzeybatısındaki metagrovaklar yeşil renkli ve ince tanelidir 21	21
Şekil 2.10 : Orta-iyi dercede yönlü dokuya sahip metagrovakların optik mikroskopta görünümü (ÇN. a, TN. b)..	22
Şekil 2.11 : Serpantinler Toprakkale Tepe kuzeydoğusunda ezikli, parçalanmış şekildedirler..... 22	22
Şekil 2.12 : Havoğmezarı Tepe batısında serpantin mostrası..... 23	23
Şekil 2.13 : Olivin ve serisit mineralleri içeren serpantinlerin mikroskop görünümü (ÇN. a, TN. b)..	23
Şekil 2.14 : Toprakkale Tepe kuzeydoğusunda keskin morfolojiler sunan kireçtaşı bloklarının görünümü..... 24	24
Şekil 2.15 : Mikrokristalin kireçtaşlarının optik mikroskop görünümü (ÇN.a, TN. b) 25	25
Şekil 2.16 : Bol opak minerali içeren çamurtaşlarının mikroskopta görünümü (ÇN. a, TN. b)..	25
Şekil 2.17 : Toprakkale Tepe kuzeydoğusunda tipik diyabaz yeşili renkli (a) ve bordo renkli (b) diyabazların görünümü.	26
Şekil 2.17 : (Devamı) Toprakkale Tepe kuzeydoğusunda tipik diyabaz yeşili renkli (a) ve bordo renkli (b) diyabazların görünümü.	27
Şekil 2.18 : Bol albit ikizli diyabazların optik mikroskopta görünümü (ÇN. a, TN. b).	27
Şekil 2.19 : Arpatarla Tepe'nin güneyinde açılmış bir kil ocağında, küçük atımlı fayların ve silis zonu bantlaşmalarının gözlemlendiği riyolitik tüfler.	29
Şekil 2.20 : Kuvars, alkali feldspat taneleri ve camsal matriksden oluşmuş riyolitik-riyodasit tüflerin mikroskop (ÇN:a, TN:b) görünümü.	30

Şekil 2.21 : Arpatarla Tepe batısında silisleşmiş riyolit lavların görünümü.	30
Şekil 2.22 : Yarı özşekilli fenokristaller ve camsal matriksden oluşmuş riyolit lavlarının mikroskop (ÇN:a, TN:b) görünümü.....	31
Şekil 2.23 : Riyolit lavlarda gözlenen akma yapısı (a) ve sferülitlerin (b) mikroskop görünümü.....	32
Şekil 2.24 : Devletlibaba Köyü'nün güneyindeki dasit lavların görünümü.	34
Şekil 2.25 : Hindodüzü Tepe güneyinde, içerisindeki silisli zonların yüzeysel alterasyondan etkilenmediği, diğer zonların aşırı derecede etkilendiği ve hidrotermal suların etkisiyle kırmızı rengin hakim olduğu dasit lavların görünümü.....	34
Şekil 2.26 : Baykuşçaklı mahallesi civarında gözlenen riyodasit-dasit lavlarda lahar akıntı yapılarının görünümü.	34
Şekil 2.27 : Riyodasit-dasit lavlarından alınmış önemli bir alterasyon göstermeyen bir örneğin (ÇN:a, TN:b) görünümü.	35
Şekil 2.28 : Dasit lavlarda gözlenen akma yapısı (a) ve sferülitlerin (b) görünümü..	36
Şekil 2.29 : Şadırvan Mahallesi kuzeyi ile Alayaka Köyü arasında perlitler ve pumisli riyodasit tüflerin sınır ilişkisi görülmektedir	37
Şekil 2.30 : Pumisli riyodasit tüflerin mikroskop (ÇN:a, TN:b) görünümü.	37
Şekil 2.31 : Şadırvan Mahallesi ve Alayaka Köyü arasında mostra veren perlit yumrularının görünümü.....	38
Şekil 2.32 : Kuvars, biyotit, plajiyoklas mineralleri ve kayaç parçaları içeren perlitlerin mikroskop (ÇN:a, TN:b) görüntüleri, soğuma çatlakları (eğrisel-kavisli) belgindir.	39
Şekil 2.33 : Kabağağaçlı Tepe civarında silekslerin görünümü	40
Şekil 2.34 : Mikro (a) ve Makro (b) kuvarslardan oluşmuş silekslerin görüntüleri.	40
Şekil 3.1 : Volkanik kayaçların $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramındaki yeri (Cox ve diğ., 1979).....	45
Şekil 3.2 : Winchester ve Floyd (1977)'ye göre volkanik kayaç örneklerinin $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ diyagramındaki yerleri.	45
Şekil 3.3 : Winchester ve Floyd (1977)'nin Zr/TiO_2 'ye karşı Nb/Y oranlarına göre yapmış olduğu sınıflama diyagramında volkanik kayaç örneklerinin yeri	47
Şekil 3.4 : Volkanik kayaçların A/CNK($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)'ya karşılık A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) diyagramındaki yerleri (Shand, 1943).	47
Şekil 3.5 : Çalışma alanındaki volkaniklerin toleyitik - kalkalkali ayrımında kullanılan AFM diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) yerleri (A: Toplam Alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), F: FeO, M: MgO).....	48
Şekil 3.6 : Peccerillo ve Taylor (1976)'ye göre volkanik kayaçların SiO_2 'ye karşı K_2O diyagramındaki yerleri.	48
Şekil 3.7 : Volkanik kayaçlarda SiO_2 'ye karşı ana element oksitlerinin değişim diyagramları.	49
Şekil 3.8 : Volkanik kayaçlarda SiO_2 'ye karşı iz elementlerin değişim diyagramları.	50
Şekil 3.9 : Volkaniklerin Pearce ve diğ. (1984)'e göre, tektonik ayırım diyagramlarındaki yeri (WPG: Levha İçi Granit, VAG: Volkanik Yay Graniti, Syn-COLG: Çarpışma İle Eş Zamanlı Granit, ORG: Okyanus Ortası Sırtı Graniti).....	52
Şekil 3.10 : Batchelor ve Bowden (1985) tarafından önerilen sınıflandırmada volkaniklerin tektonik ortamı.	53

Şekil 3.11 : Volkanik kayaçların Maniar ve Piccoli (1989) tarafından önerilen tektonik ortam ayırım diyagramında sınıflandırılması.....	53
Şekil 3.12 : Volkanik kayaçların Sun ve diğ. (1980)'e göre normalize edilmiş iz element dağılımları.....	55
Şekil 3.13 : Volkanik kayaçların Boynton (1984)'e göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları.	56
Şekil 4.1 : Silikon-Oksijen (Si-O) atomlarının oluşturduğu silika--tetrahedra yapısı	59
Şekil 4.2 : Alüminyum-Oksijen-OH (Al-O-OH) atomlarının oluşturduğu oktahedra yapısı	59
Şekil 4.3 : İdeal kaolinit kafes yapısı (Grim (1962)'den değiştirilerek alınmıştır)... 60	
Şekil 4.4 : a: İyi kristalin, b:orta kristalin, c: kötü kristalin kaolinite ait X-ışınları difraksiyon örgüleri (Wilson, 1987).....	61
Şekil 4.5 : Kaolinit ve halloysit minerallerinin yapısı.	62
Şekil 4.6 : Simav Çayı kuzeyindeki İnüstü Tepe mevkiinden alınan alunitörneklerine ait XRD patternleri.	65
Şekil 4.7 : Simav Çayı kuzeyi Doren Ocağı'ndan alınan kaolinitli örneklerle ait XRD paterni.....	66
Şekil 4.8 : Simav Çayı kuzeyi Doren Ocağı'ndan alınan alunitli ve kaolinitli örneklerle ait XRD paternleri.....	67
Şekil 4.9 : Simav çayı güneyi Arpatarla Tepe mevkiinden alınan kaolinitli örneklerle ait XRD paternleri.	68
Şekil 4.10 : Simav Çayı güneyi Arpatarla Tepe mevkiinden alınan alunitli ve kaolinitli örneklerle ait XRD paternleri.....	69
Şekil 4.11 : Düvertepe kaolen oluşumunun kimyasal bileşimi (Dill vd., 1997'den alınmıştır).	78
Şekil 4.12 : Kaolen ve alunit örneklerinin Sun vd. (1980)'e göre normalleştirilmiş iz element dağılımları.....	79
Şekil 4.13 : İntepe mevkiinden alınan alunitli örneklerdeki halloysitlerin taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri (a, b: düzensiz topluluklar ve genelde birbiriyle kesişen çubuklar halinde bulunan iğne şekilli halloysitlerin görünümü, c, d, e, f, g, h: düzensiz topluluklar halinde görülen açık uçlu tüp şekilli halloysitler; ı,j: feldspat nüvelerinden itibaren halloysit tüplerinin oluşumu).	81
Şekil 4.13 : (Devamı) İntepe mevkiinden alınan alunitli örneklerdeki halloysitlerin taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri (a, b: düzensiz topluluklar ve genelde birbiriyle kesişen çubuklar halinde bulunan iğne şekilli halloysitlerin görünümü, c, d, e, f, g, h: düzensiz topluluklar halinde görülen açık uçlu tüp şekilli halloysitler; ı,j: feldspat nüvelerinden itibaren halloysit tüplerinin oluşumu).	82
Şekil 4.14 : İnüstü Tepe mevkiine ait idiomorfik rombusal alunit kristallerinin taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri (a, b, c, d, e, f, g: Rombusal şekilli iri ve ince taneli alunitler; h: Etrafı halloysit tüpleri tarafından kaplanmış olan alunitler).....	82
Şekil 4.14 : (Devamı) İnüstü Tepe mevkiine ait idiomorfik rombusal alunit kristallerinin taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri (a, b, c, d, e, f, g: Rombusal şekilli iri ve ince taneli alunitler; h: Etrafı halloysit tüpleri tarafından kaplanmış olan alunitler)	83

Şekil 4.15 : Kaolinit kristallerinin taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri (a: Kaolinit kristalleri üzerindeki mikro kuvars oluşumları; b,c: Volkan camında pulcukların (flake) oluşumundan itibaren ince taneli kaolinit kristallerinin oluşumu; d,e,f,g,h: Hekzagonal formlardaki düzenli tip kaolinitlere özgü kitap şekilli (bookshaped) yapıları	84
Şekil 4.15 : (Devamı) Kaolinit kristallerinin taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri (a: Kaolinit kristalleri üzerindeki mikro kuvars oluşumları; b,c: Volkan camında pulcukların (flake) oluşumundan itibaren ince taneli kaolinit kristallerinin oluşumu; d,e,f,g,h: Hekzagonal formlardaki düzenli tip kaolinitlere özgü kitap şekilli (bookshaped) yapıları	85
Şekil 4.16 : Alunit örneklerine ait DTA-TG eğrileri.	87
Şekil 4.17 : Kaolen örneklerine ait DTA-TG eğrileri.	88
Şekil 4.17 : (Devamı) Kaolen örneklerine ait DTA-TG eğrileri.....	89
Şekil 5.1 : Simav Fayı güneyi Devletlibaba Köyü doğusunda bir kaolen ocağı'nda fay çatlağı boyunca gelişmiş demir oksit, sülfür ve silisce zengin zon....	94
Şekil 5.2 : Kabağaçalı Tepe civarında KB-GD yönlü fay boyunca yüzlek veren bir demirli silis şapka mostrası	97
Şekil 5.3 : Simav Fayı güneyinde yer alan Moren Ocağı'nda görülen silis mercekleri.	98
Şekil 6.1 : Türkiye'nin ana tektonik hatları ve suture zonlarının dağılımını gösteren basitleştirilmiş yapısal haritası. (Şengör vd., 1985; Barka, 1992; Bozkurt, 2001a'dan ve Ketin, 1966'dan değiştirilerek alınmıştır).....	102
Şekil 6.2 : Batı ve kuzeybatı Anadolu'daki granitik plütonlar ve diğer kaya gruplarının dağılımını gösteren jeolojik harita (Bingöl, 1989; Genç, 1998'den değiştirilerek alınmıştır).	103
Şekil 6.3 : Menderes Masifi'nin basitleştirilmiş tektonik haritası (Okay, 2001'den değiştirilerek alınmıştır).	105
Şekil A.1 : Çalışma alanının jeoloji haritası.	127

DÜVERTEPE-ŞAPÇI (SINDIRGI, BALIKESİR) KAOLEN (+/- ALUNİT) OLUŞUMLARININ JEOLojİK, MİNERALojİK ve JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

ÖZET

Türkiye'nin bilinen en büyük hidrotermal kökenli kaolin yatakları Balıkesir'in Düvertepe bölgesinde yer alır. Düvertepe bölgesi ayrıca alunitli kaolenleri içermesi açısından önem arz etmektedir. Bu bölgede Ege tektonizmasının bir sonucu olarak oluşmuş Üst Miyosen yaşlı kalkalkalin karakterli volkanik kayalar geniş yayılım gösterirler. Kaolen (+/-alunit) oluşumları riyolit-riyodasit tüflerin hidrotermal alterasyon ürünleridir. Bu tüflerin mineral bileşimi kuvars, alkali feldspat, biyotit ve muskovit fenokristalleri ile pumıs parçalarından oluşmaktadır. Kaolenlerin ve alunitlerin kimyasal bileşimlerinin belirlenmesi için 39 adet örneğin kimyasal analizleri yaptırılmıştır. Kaolen örneklerinin tüm kaya kimyasal analizleri, silika içeriklerinin % 43 - 72, alüminyum içeriklerinin ise % 17.8 - 37.49 arasında değiştiğini göstermektedir. Silis ve alüminyum içeriklerindeki bu geniş dağılım stratigrafik seviye farklılıkları ve faya olan mesafeyle ilişkilidir. Demir ve potasyum oksit değerleri genelde düşüktür. Ateş zayıtı bazı örneklerde % 21'e ulaşmaktadır ki bu değer oldukça yüksektir. Alunit örneklerinin silika içerikleri % 10.92 - 70.92 arasında değişmektedir. Alunitler silis içerikleri açısından kaolinlere göre çok daha fazla değişkenlik gösterirler. Alüminyum içerikleri bazı örneklerde % 36.21 gibi çok yüksek değerlere sahiptir. Yine bazı örneklerde potasyum oksit içerikleri oldukça yüksektir (% 8.87). Ateş zayıtı % 12.4 - 41.2 arasında değişmektedir. SEM çalışmalarında kaolinit kristallerinin hegzagonal, alunit kristallerinin idiomorfik rombusal şekilli oldukları belirlenmiştir. XRD çalışmaları alunitli kaolenlerin mineral bileşiminin kaolinit, alunit, kuvars, alunitlerin ise alunit, opal kristobalit/tridimit, kuvars ve az miktarda halloysitten oluştuğunu ortaya koymaktadır. Alunit ile alunitli kaolen örneklerinde yapılan tüm kaya K-Ar değerleri alunitler için 17.3 ± 0.5 ve 19.2 ± 0.5 My, alunitli kaolenler için 20.4 ± 0.6 My olarak elde edilmiştir. Bölgede fay zonları boyunca silis ve sülfat getirimi sıklıkla izlenir. Silisleşme yukarı doğru etkilidir. Bunun sonucu olarak bölgede, kaolen yataklarının üst zonlarında yukarı doğru yükselen silisçe zengin suların riyolit lav ve tüfler üzerinde akması ve süzülmesi ile oluşan silis şapkalar oluşmuştur.

GEOLOGICAL, MINERALOGICAL and GEOCHEMICAL INVESTIGATION of KAOLIN (+/- ALUNITE) OCCURENCES in DÜVERTEPE-ŞAPÇI REGIONS (SINDIRGI, BALIKESİR)

SUMMARY

The well known largest hydrothermal originated kaolin deposits of Turkey are located in Düvertepe (Balıkesir) district. Düvertepe district is also important in terms of alunite-bearing kaolins. Upper Miocene calc-alkaline volcanic rocks formed as a result of Aegean tectonism are widespread in the region. Kaolin (+/- alunite) occurrences are product of hydrothermal alteration of rhyolitic-rhyodacitic tuffs consisting mainly of quartz, alkaline feldspar, biotite and muscovite phenocrystals and pumice fragments. Determining the chemical composition of kaolines and alunites, thirty nine samples were performed by ICP-ES. Whole rock chemical analyses of kaolin samples show that silica contents varies from 43 % to 72 %. Aluminum contents varies 17.8 % - 37.49 %. This large spectrum is stratigraphically related to differences and distances from faults. Iron and potassium oxide contents generally are lower. Loss on ignitions are high with value of 21 %. Silica contents of mentioned alunites exhibit a large variation with the values of 10.92 % to 70. 92 %. Aluminum contents are higher with value of 36.21 % in some samples. Potassium oxide values are also higher. Loss on ignitions varies from 12.4 to 41.2 %. SEM studies show that those kaolinite crystals are well-formed hexagonal shaped, and alunite crystals are idiomorphic rhombohedral forms. Needle-shaped and from stubby to long tubular structure with open-ends halloysites are also determined in some alunite samples. XRD studies revealed that mineralogical composition of kaolinites (+/- alunite) consist of kaolinite+alunite+quartz and alunites consist of alunite+opal-cristobalite/tridimite+quartz and halloysite as minor amount. Two samples (A-3, IN-3) from alunite yielded whole rocks K-Ar ages of 17.3 ± 0.5 ve 19.2 ± 0.5 Ma, whilst two samples (SAP-20, AR-11) from kaolinite+alunite yielded whole rocks K-Ar ages of 20.4 ± 0.6 Ma. Si and S inputs along fault zones are common because they are the products of ascending origin of geothermal solutions. Silicification becomes upward more intense; for instance, funnel-shape silicification at the top of fault zone, silica precipitation or replacing with surrounding rocks is commonly observed features in the field. Also, silica gossans above the kaolin deposits are formed as a consequence of spraying and infiltration of Si-rich geothermal waters on rhyolitic lavas and tuffs.

1.GİRİŞ

Bu çalışma İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Tez çalışması olarak tamamlanmıştır. Çalışmanın amacı, Balıkesir ili-Sındırgı ilçesi sınırları içerisinde yer alan Düvertepe-Şapçı bölgeleri kaolen (+/-alunit) oluşumlarının jeolojik, minerolojik ve jeokimyasal incelenmesi, Simav Fayı'nın kuzey ve güneyinde oluşan alunitli kaolenleşmeler arasındaki olası farklılıkların ortaya konulmasıdır.

Türkiye'nin bilinen en büyük rezervli sedimanter kaolen yatakları İstanbul'un KD'sunda Şile bölgesinde yer alan yaklaşık 30 milyon ton rezervli oluşumlardır (Ece ve diğerleri, 2003). Türkiye'nin en büyük hidrotermal kaolen (+/- alunit) yatakları ise Düvertepe (Balıkesir)'de ve alunit (+/- kaolen) yatakları ise Şaphane (Kütahya)'de yer almaktadır (Oygür ve Erler, 2000). Aralarında 80 km uzaklık bulunan, hidrotermal mineralizasyonlu bu oluşumlar Simav Grabeni'nin kuzey kenarı boyunca yer alırlar. Düvertepe bölgesi alunitli kaolenleri içermesi açısından önem arz etmektedir. Bölgedeki "kaolen (+/-alunit)" yatakları Ege Bölgesi tektonizmasına ve volkanizmasına bağlı olarak gelişmiş asit (sülfat) jeotermal sularla ilgili nadir mineralizasyonların bir sonucudur. Batı Anadolu'da aynı boyutta diğer bir alunit oluşumu şimdiye kadar rapor edilmemiştir.

Çalışma alanı, Ege Bölgesi Neo-tektonik dönem tektonizması ve volkanizmasının halen aktif kolları ile ilişkili olan ve şiddetli hidrotermal ayrışma ve nadir oluşumun yer aldığı bir bölgeden seçilmiştir. Simav Grabeni Anadolu levhasının batıya hareketi sonucunda Ege Bölgesi'nin kuzey ve güney tektonik açılım sisteminin sonucu olarak gelişmiştir. Bu alandaki kırık sistemlerinde; Miyosen yaşlı ve oldukça geniş alana yayılı bulunan, andezitik, dasitik ve riyodasitik karakterli volkaniklerin hidrotermal ayrışım ürünleri oldukça yaygındır (Ercan vd., 1982). Kütahya-Balıkesir-Manisa illeri arasında kalan çalışma alanında Paleozoyik yaşlı düşük derecede metamorfizma geçirmiş mikaşist, kalkışist, metakumtaşı ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan metamorfik kayalar temeli oluşturmaktadır. Bu kayalar üzerine uyumsuz olarak

gelen Üst Kretase yaşlı “Karmaşık Seri” (melanj) birkaç m’den haritalanabilir boyutlara varan metagrovak, kalkışist, serpantin, kireçtaşı, çamurtaşı, diyabaz (meta?) litolojilerinden oluşmaktadır. Karmaşık seri üzerinde uyumsuz olarak Üst Miyosen yaşlı volkanikler yer almaktadırlar. Volkanik kayalar bu çalışmada makro ve mikro boyuttaki özellikleri ele alınan kaolen ve alunit oluşumlarını içermektedir. Tüm bu birimler uyumsuz olarak özellikle dere yataklarında alüvyon tarafından örtülmektedir.

1.1 Çalışma Alanı

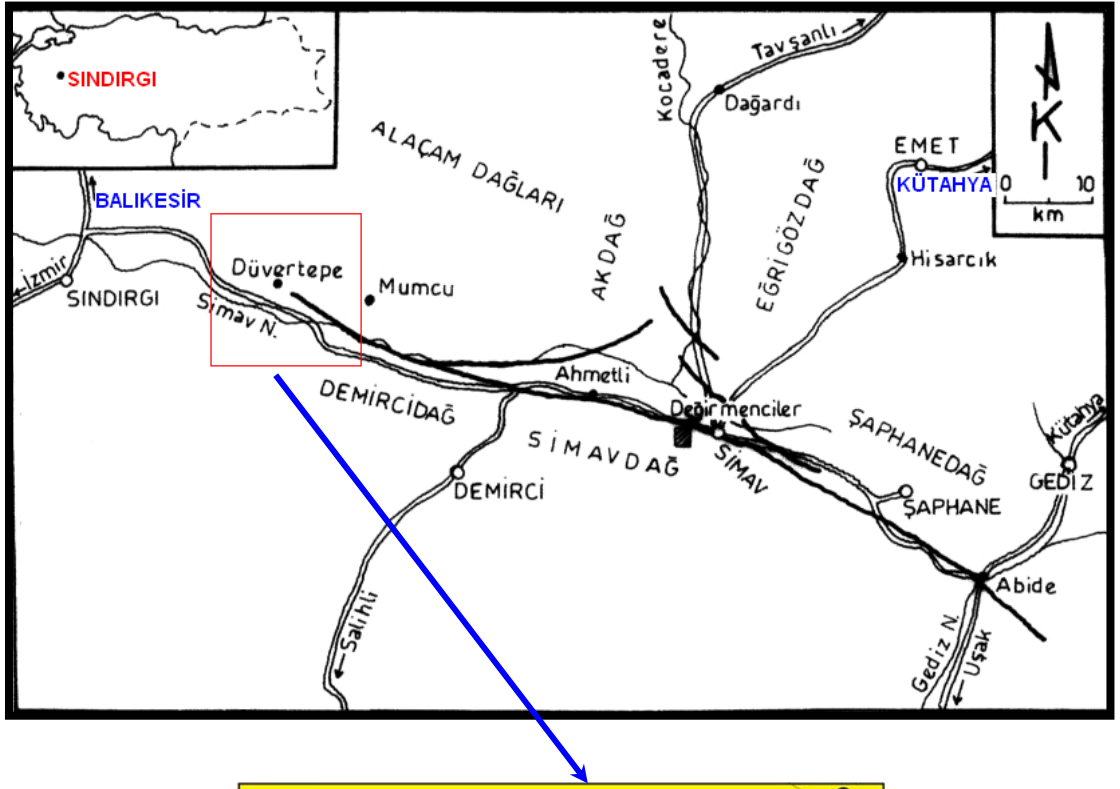
Çalışma alanı, Türkiye 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritasının Balıkesir J20 c2 paftası içinde yer almaktadır. Balıkesir ili, Sındırgı ilçesi doğusunda yer alan çalışma alanı yaklaşık 200 km²’lik bir alan kaplamaktadır. Çalışma alanındaki en önemli yerleşim birimi Düvertepe’dir. Çalışma alanını yaklaşık doğu-batı istikametli olarak kateden Simav Çayı’nın kuzeyindeki Şadırvan Mahallesi, Çamalanı, Alayaka ve güneyindeki Çıkırıkçı, Devletlibaba, Şapçı ve Yaylabayır diğer önemli köy ve mahallelerdir (Şekil 1.1).

1.1.1 Yer ve Ulaşım

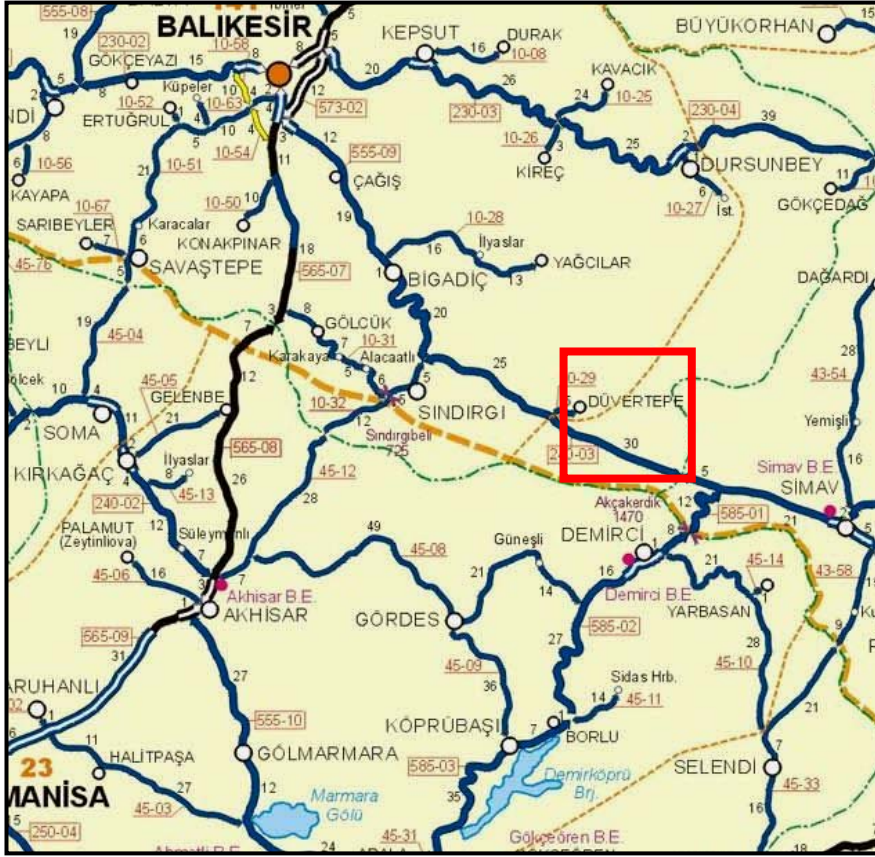
Sındırgı, Balıkesir’in güneydoğusunda yer almakta olup, eski Balıkesir-İzmir yolu üzerinde Balıkesir’e 63 km uzaklıktadır. Kuzeyinde Dursunbey, Bigadiç, güneyinde Manisa’nın Demirci, Gördes ve Akhisar, batısında yine Manisa’nın Kırkağaç, doğusunda Kütahya’nın Simav ilçesi ile çevrilmiştir. İlçeye ulaşım karayolu ağırlıklı olarak Balıkesir-Bigadiç-Sındırgı güzergahından sağlanmaktadır (Şekil 1.2). Ayrıca Sındırgı-Akhisar karayolu ile Manisa-İzmir ulaşımı sağlanmaktadır. İlçe Balıkesir merkeze 63 km, İzmir’e 150 km, Akhisar’a 57 km, Simav’a 87 km’dir.

1.1.2 Morfoloji

İlçenin topoğrafyası genellikle dağlıktır ve ormanlarla kaplıdır. Denizden yüksekliği ise 250 m’dir. Bölgenin eteklerinde özellikle batı kesimindeki Simav Çayı çevresinde geniş düzlükler uzanmaktadır. Güneyi çamlarla kaplı dağlık alan üzerindeki Sındırgı bel 725 m rakımda olup, Balıkesir - Manisa il sınırını kestiği noktayı meydana getirir. Sahanın önemli topoğrafya unsurlarını yaklaşık D-B yönünde uzanan Simav



Şekil 1.1 : Çalışma alanının yer bulduru haritası.



Şekil 1.2 : Sındırgı ilçesi çevresine ait ve çalışma alanını da içerisine alan karayolu haritası.

Çayı ve vadisi ile bunun kuzey güneyinde çaya paralel uzanan sırtlar meydana getirmektedir. Genel topoğrafik yapıya dik K-G yönlü tali dereler ve sırtlar yer almaktadır. Bu sırtlar üzerindeki belli başlı tepeler Arpatarlası Tepe (950 m) ve Kabağağaçlı Tepe (1276 m)'dir. Bölgenin drenaj ağının ulaştığı başlıca akarsu Simav Çayı'dır. Baklacık Dere, Küçükpınar Dere ve Akyar dere bu çaya karışan diğer derelerdir.

1.1.3 İklim

Çalışma alanında Ege bölgesine özgü ılıman iklim egemendir. Kışları ılık ve yağışlı, yazlar ise sıcak ve kurak geçer. Bölge batıdan denizsel, güneyden kuru rüzgarların etkisi altında olup yıllık yağış ortalaması 650 mm'dir. Yılın en düşük sıcaklığı + 8°C ve en yüksek sıcaklığı + 38°C'dir.

1.1.4 Bitki Örtüsü

Bölge florası genel görünümüyle Akdeniz bitki örtüsü özelliği taşır. İlçe arazisinin % 51'i ormanlık, % 24'ü tarıma elverişli alan, % 22'lik kısmı dağlık ve kıraç arazi,

%3'lük kısmı ise çayır, mera ve sulu tarım arazisinden oluşmaktadır. Ormanlık alan 71.550 hektardır. Bölgenin yüksek kesimleri çeşitli türde çam (kızıl çam, kara çam vs.) ormanları ve bunlar arasında kayın, gürgen, düşük kotlarda ise meşeliklerle karışıktır. Bu türler yaklaşık 300 m kotuna kadar yayılım gösterirler. Yerleşim bölgeleri ve çevresinde (1000 m ve daha düşük kotlarda) meyve ağaçları ile tahıl, yağ bitkileri ve tütün gibi bitkiler yetiştirilir.

1.2 Çalışma Yöntemi

Bu çalışma; arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları şeklinde üç aşamadan oluşmaktadır:

1.2.1 Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları, 2007 yılı yazında ve toplam 30 günde tamamlanmıştır. Çalışma kapsamında, 1/25.000 ölçekli, Balıkesir J20 c2 paftası içinde kalan yaklaşık 200 km²'lik bir alanın jeoloji haritası oluşturulmuştur. Çalışmalar sırasında Hope marka Brunton tip pusula kullanılmış, tüm lokasyonlarda yapılan işlemler sırasında GPS'den yararlanılarak noktaların haritaya doğru olarak işlenmesi sağlanmıştır. Jeolojik çalışmalarda, litolojiler belirlenmiş, yapısal unsurlar tespit edilmiş, sınır ilişkileri gözlenmiş, birimlerin makro özellikleri ortaya konmuş, belirli doğrultularda ölçülü kesitler çizilmiş, kimyasal, petrografik ve mineralojik çalışmalar için her bir birimi temsil edecek şekilde sistematik 180 örnek alınmıştır.

1.2.2 Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları; mineralojik-petrografik incelemeler ve kimyasal analizlere ait çalışmaları kapsamaktadır.

Mineralojik-petrografik çalışmaları için petrografik-polarizan mikroskop, ana, iz ve nadir toprak element analizleri için ICP-ES, mineralojik analizler için X-ışınları difraksiyonu (XRD), morfolojik çalışmalar ve nokta analizleri için taramalı elektron mikroskobu (SEM) ve buna bağlı olarak Energy Dispersive Spectrometre (EDS), termal analizler için diferansiyel termal analiz (DTA) ile termogravimetri analizi (TG) kullanıldı.

Optik mikroskop çalışmaları, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Mineraloji-Petrografi anabilim dalında Leica marka petrografik-polarizan mikroskop kullanılarak tamamlanmış ve eklenen fotoğraf makinası ile görüntüler elde edilmiştir. 70 adet ince kesit örneğinin mineral bileşimi ortaya konmuş, mineral dağılımları gözlenmiş, dokusal özellikleri belirlenmiş ve kayaçların mineralojik adlanması yapılmıştır.

X-ışınları difraksiyon (XRD) çalışmaları İTÜ, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği XRD Laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. Bu amaçla 63 µm boyutuna getirilmiş olan örnekler için Philips marka X ışını difraktometrede CuK_α radyasyon, Ni filtre kullanılmıştır. Çekimler genelde $2\theta = 2-60^\circ$ aralığında, çekim hızı $2^\circ/\text{dakika}/\text{cm}$ ve $1^\circ/\text{dak}/\text{cm}$ olarak gerçekleştirilmiştir. Çalışma alanından çoğunluğu kil ocaklarından olmak üzere değişik seviyelere ait 36 adet örnek (Ör. A-3, A-4, A-5, IN-1, IN-3, DD-1, DD-2, DD-3, DD-4, DD-5, DD-6, DD-7, DD-8, DD-18, DD-21, DD-22, AR-6, AR-7A, AR-7B, AR-8, AR-11, AR-12, AR-13, AR-15, AR-16, AR-23, AR-24, AR-25, AR-26, AR-27, AR-29, SAP-1, SAP-2, SAP-3, SAP-4, SAP-12) X-ışınları kırınımı difraksiyon (XRD) yöntemiyle incelenmiştir.

Taramalı elektron mikroskopu (SEM) çalışmaları İstanbul Teknik Üniversitesi, Kimya-Metalurji Fakültesi laboratuvarında JEOL JSM 7000F marka taramalı elektron mikroskobu kullanılarak tamamlanmıştır. Taramalı elektron mikroskopisi minerallerin morfoloji, boyut, şekil ve birbirleriyle olan ilişkilerinin incelendiği metodlardan biridir. Taramalı elektron mikroskopunda görüntü, yüksek voltaj ile hızlandırılmış elektronların numune üzerine odaklanması, bu elektron demetinin numune yüzeyinde taratılması sırasında elektron ve numune atomları arasında oluşan çeşitli girişimler sonucunda meydana gelen etkilerin uygun algılayıcılarda toplanması ve sinyal güçlendiricilerden geçirildikten sonra katot ışınları tüpünün ekrana aktarılmasıyla elde edilir. Algılayıcılardan gelen sinyaller dijital sinyallere çevrilip bilgisayar monitörüne verilmektedir. Bu çalışma için 22 adet kayaç örneği seçilmiştir. Bu örneklerden 12 adedi kil (Ör. SAP-1, SAP-2, SAP-4, SAP-5, A-3, A-4, A-5, A-6, AR-7A, AR-7B, AR-10, AR-15), 7 adedi alunit (Ör. A-3, A-4, A-5, IN-1, DUV-1, UT-1, UT-5), 3 adedi ise riolit lav (Ör. AR-20, SAP-10, CC-11) örneklerine aittir. Örnekler önce altın ile kaplandıktan sonra 1000-100000 kez büyütülerek görüntüler elde edilmiştir.

Tüm kaya kimyasal analiz çalışmaları; tüm kaya major oksit, iz element ve nadir toprak element analizi çalışmalarından oluşmaktadır. Tüm kaya major oksit, iz ve nadir toprak element analizleri ACME ve ACTLABS laboratuvarlarında (Kanada) yaptırılmıştır. Major oksit analizlerinde ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) yöntemi, iz ve nadir toprak element analizlerinde ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemi uygulanmıştır. İndüklenecek birleşmiş plazma emisyon spektrometresi (ICP-ES) yöntemi jeokimyada önemli bir yere sahip yeni bir tekniktir. Prensip olarak bu metod, periyodik tablodaki birçok elementi, düşük belirleme limitleri ve iyi bir hassasiyetle ölçme imkanı sağlar. Çok hızlı bir analitik metod olan ICP ile bütün bir analiz iki dakikalık bir sürede yapılabilmekte ve elementler aynı anda ölçülebilmektedir. İndüklenecek birleşmiş plazma kütle spektrometresi (ICP-MS) yöntemi ise emisyon spektrometresi yöntemine nazaran daha hassas bir yöntemdir. 90 civarında elementi ppb düzeyinde çok hassas ölçülebilmektedir. ICP alev sıcaklığı 6000-10000°K. aralığında bulunan bir “alev” ve bir “çözelti” tekniğidir. Standart silikat çözündürme metodları kullanılır. Örnek çözeltisi bir aerosol olarak nebulizerden bir argon plazmaya geçirilir. İndüklenecek birleşmiş plazma, bir radyo-frekans bobininin indükleyici ısısıyla ısınan ve yüksek frekanslı tesla kıvılcımı ile ateşlenen argon atomları buharıdır. Örnek, argon plazması içinde çözünür ve büyük miktarda atomik ve iyonik spektral çizgiler uyarılır. Spektral çizgiler foton çarpanların genişliği ile belirlenir, kalibrasyon çizgileri ile karşılaştırılır ve yoğunlukları konsantrasyon olarak dönüştürülür (Rollison, 1993). Bu çalışmalar için amaca uygun olarak toplam 54 adet kayaç örneği kullanılmıştır. Bunlardan 15 adedi volkanik kaya (Ör. 3, 13, 14, 15, 16, 19, 22, 33, 36, 51, 55, 56, 59, 61, 63), 39 adedi ise kil (Ör. A-3, A-4, A-5, IN-1, IN-3, AR-6, AR-7A, AR-7B, AR-8, AR-11, AR-12, AR-13, AR-15- AR-16, AR-23, AR-25, AR-26, AR-27, AR-29, SAP-1, SAP-2, SAP-3, SAP-4, SAP-12, CC-8, CC-13, CC-14, CC-15, DD-1, DD-2, DD-3, DD-4, DD-5, DD-6, DD-7, DD-8, DD-18, DD-21, DD-22) örneklerine aittir. Analizler için kullanılan örneklerin mümkün mertebe taze kayaç olmasına dikkat edilmiştir. Örnekler önce agat havanda öğütülerek toz haline getirilmiştir. Tüm major oksitler ve Ba, Sc, Cu, Zn, Ni elementleri Spectro Ciros Vision ICP-ES yöntemiyle ve diğer tüm elementler ise Perkin Elmer Elan 6100 ICP-MS yöntemiyle analiz edilmiştir. Major oksitler ve Ba ve Sc için 0.2 g. eriyik LiBO₂ füzyon ile muamele edilmiş, diğerlerinde 0.5 g. örnek 3 ml 2-2-2 HCl-HNO₃-H₂O 95°C’de 1 saat 10 ml’ye seyreltilmiştir. Analizlerde; 0.2

g. örnek grafit potada 1.5 g LiBO_2 flux ile karıştırılmış, flux / örnek karışımı 1050°C ye kadar ısıtılmıştır. Eriyen karışım hemen 100 ml, % 5 HNO_3 içine dökülmüştür. Çözelti 2 saat çalkalanmış, polypropylen test tüpüne boşaltılmıştır. Kalibrasyon standartları, düzeltme standartları ve reaktifler sırayla eklenmiştir.

İnceleme alanından derlenen 2 adet alunit (Ör. A-3 ve A-5) ve 4 adet kaolinit (Ör. DD-4, DD-40, SAP-12 ve SAP-40) örneğinin termogravimetri analizleri (TGA) ve diferansiyel termal analizleri (DTA) İstanbul Teknik Üniversitesi, Kimya-Metalurji Fakültesi laboratuvarında yapılmıştır. DTA-TGA için nitrojen, temizleyici gaz olarak seçilmiştir. Yaklaşık 14 mg toz numune platin numune tutuculara konulmuş ve fırına aktarılmıştır. Azot gazı atmosferinde $10^\circ\text{C}/\text{min}$ (ağırlık kayıplarının olduğu ve stabil kaldığı durumlarda ısıtma hızı değiştirilmiştir) ısıtma hızıyla başlangıç ısı 30°C 'den 900°C ye çıkarılmıştır. Bir maddenin veya bu maddenin türevlerinin belli bir sıcaklık programı altında özelliklerinde meydana gelen değişikliklerin incelenmesi, tepkimede absorplanan veya açığa çıkan ısıнын ölçülmesi için kullanılan metotların hepsine termal analiz metotları (TA) denir. Termogravimetre yönteminde, kontrollü bir oranda ısıtılan veya soğutulan numunenin sürekli olarak ağırlığında meydana gelen değişim miktarı ölçülür ve bir eğri halinde grafiğe alınır. Elde edilen grafikte materyalin bileşimi ve termal duraylılığın ölçümü mümkün olur. Bu yöntemle ağırlık kaybına neden olan reaksiyon (su kaybı, solvent/uçucu kaybı, oksidasyon ve dekompozisyon reaksiyonları) ısılarının tanımlanması ve nem veya organik içeriğinin belirlenmesi mümkün olmaktadır. Termogravimetre cihazı hassas bir terazi, kütle ve sıcaklık değişimini otomatik olarak kaydeden bir sistem, inert gazlı bir temizleyici ve analiz sırasında gaz kesebilen veya değiştirebilen parçalardan oluşmuştur. Ölçülen kütle değişimleri, elektromagnetik bir devre yardımı ile sinyallere dönüştürülür. Daha sonra bu sinyaller yine bir başka devre ile ekranda grafiğe geçirilmiş eğriler şeklinde verilir. Termal analiz metotlarından bir diğeri olan DTA'da numune ve termal olarak inert olan referans maddeye aynı sıcaklık programı uygulanır. Fırında numune ve referans koymak için birbirinden izole edilmiş iki kap bulunur. Kapların çok yakın bir yerine iki adet termal çift yerleştirilir. Numunenin termal çiftinin çıkışı mikrobilgisayara bağlanır. Bilgisayar numune sıcaklığını arttırırken diğer taraftan fırına giren akım şiddetini kontrol eder. Numune ve referans termal çiftleri arasında meydana gelen ΔE potansiyel farkı yükseltilerek ΔT sıcaklık farkına dönüştürülür. Ve böylelikle termogram elde edilir.

Jeokronolojik alışmalar, Georgia Institute of Technology (Atlanta-ABD)'de tamamlanmıştır. Çalışma alanından derlenen 3 adet alunit (Ör. A-3, A-4, IN-3) ve 2 adet alunitli kaolen (Ör. AR-11, SAP-20) örneklerin K-Ar yaş tayini yöntemine göre ölçümleri yapılmıştır. Bunun için her bir örnek sulu bir blender ile ince parçalar haline getirilmiş ve sonra 10 - 60 µm arasında boyutlandırılmıştır. 10 µm'dan küçük ve 60 µm'dan büyük malzeme ortamdan uzaklaştırılmış ve 10 - 60 µm arası malzeme etanol ile yıkandıktan sonra kurutulmuştur. Kalan malzeme yıkanıp kurutulmuş ve eş tane boyutu kazanana kadar karıştırılmıştır. Potasyum ve radyojenik argon içerikleri için belirsizlik değerleri % 95 güvenilirlik seviyesinde tespit edilmiştir.

1.2.3 Büro alışmaları

Büro alışmaları; arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen tüm verilerin yorumlanması, konu başlıklarının belirlenmesi ve ilgili oldukları bölümler altında toplanması, çizimlerin bilgisayar ortamında tamamlanması, genel jeoloji haritasının oluşturulması ve tezin yazımından oluşmaktadır. Kimyasal analiz tablolarının ve diyagramlarının oluşturulmasında Microsoft Excel ve Word programlarından yararlanılmıştır. Jeoloji haritası CorelDrawX3 programı kullanılarak çizilmiştir. Volkanik kayaçların sınıflandırılmasının yapıldığı diyagramlar, MINPET20 ve GCDKit programları kullanılarak oluşturulmuştur. XRD desenleri Adobe Illustrator CS2 programı ile çizilmiştir. Ayrıca litostratigrafik birimlerin ayırtlanması ve tanımlandırılmasında Türkiye Stratigrafi Komitesinin 1968 yılında ortaya koyduğu ilkelere uyulmuştur.

1.3 Önceki alışmalar

Sındırgı (Balıkesir) bölgesi hem genel jeolojik amaçlı hem de endüstriyel hammaddelere yönelik çeşitli jeolojik çalışmalara konu olmuştur. Bu çalışmaların önemli bölümüne aşağıdaki tarihsel sıra içinde değinilmiştir. Burada sadece çalışma alanı çevresi ile sınırlı kalınmayıp yakın bölgedeki çalışmalardan da bahsedilmiştir.

Akkuş (1962); Kütahya-Gediz civarında çalışmış ve bölgenin jeolojisini ortaya koymuştur. Araştırmacıya göre bölgede Paleozoyik yaşlı fillit, killi şist, serisit şist ve grovaklar, Mesozoyik yaşlı mermer ve kristalin kalkerler, Neojen yaşlı beyaz renkli karasal göl kalkerleri ve Kuvaterner yaşlı genç alüvyonlar yüzlek verirler.

Kalafatçıoğlu (1964); Balıkesir-Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisini incelemiş; bölgenin temelde Peleozoyik yaşlı mermerler ve çeşitli şistlerden oluştuğunu tespit etmiştir. Bu temel serinin en altında gnayslar görülmektedir. Araştırmacıya göre bu temel serisinin metamorfizma derecesi değişkendir. Ayrıca araştırmacı metamorfik serinin üzerine fosilli Permiyen yaşlı gre ve kalkerlerin geldiğini ortaya koymuştur.

Öztunalı (1973); Eğrigöz Plütunu'nun petrolojisi ve jeokronolojisini ortaya koymuştur. Araştırmacı Eğrigöz granitik masifinin kalkalkali niteliğini, anateksitik evrimini ve tüm kaya yaşının K/Ar yöntemi ile 217 +/- 33 m.y., Rb/Sr yöntemi ile 167 +/- 14 m.y. verdiğini belirtmiştir.

Uz (1978); Sındırgı-Akhisar bölgesi ofiyolit birliğinin petrografik-petrojenetik ve jeokimyasal incelemesini yaptığı çalışmada bölgede ofiyolit birliği kayaçlarının yanı sıra bunlarla ilişkili sedimanter filiş örtü serileri ile genç volkanik ve volkanosedimanter formasyonların varlığını ortaya koymuştur.

Akdeniz ve Konak (1979); Menderes masifinin Simav dolayındaki kaya birimleri ve metabazik, metaultramafik kayaların konumu adlı çalışmalarında Simav dolayında çekirdeği oluşturan kayaların Hersiniyen öncesi bir yaşta almandin-amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş, migmatitleşmiş pelitik sedimanlardan ve şeyllerden oluştuğunu ortaya koymuşlardır.

Erler (1979); Karakoca (Simav-Kütahya) Pb-Zn yatağı izotoplarının incelenmesi adlı çalışmada bu yataklardan alınan sülfür minerali örneklerinin binde +5,85'ten +7, SH'e kadar değişen $S^{34}S$ değerleri içerdiğini ortaya koymuştur. Yazar bu verilere göre bölgedeki kükürt değerlerinin dağılımının darlığına ve binde 0'a yakın olmalarına dayanarak kükürtün kökeninin magmatik hidrotermal olduğunu ileri sürmüştür.

Ercan ve diğ. (1982); Simav ve çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanizmanın bölgesel yorumlanmasını yapmışlardır. Araştırmacılara göre Simav ve çevresinde volkanikler çok düzenli bir gidişle, zamana bağlı olarak, kalkalkali karakterde, geçişli ve daha sonra alkali bazaltik jeokimyaya geçiş gösterirler.

Şener ve Gevrek (1986); Simav-Emet-Tavşanlı yörelerinin hidrotermal alterasyon zonlarını çalışmışlardır. Araştırmacılar bu çalışmanın sonucunda bölgede klorit-illit, montmorillonit, alüminyum silikat ve silisifiye zonların varlığını ortaya koymuşlardır.

Işık ve Savaşın (1987); Düvertepe nahiyesi çevresinin jeolojisi ve kaolinize tuf yataklarının incelenmesini konu alan çalışmalarında bölgede kaolinleşmenin iki ayrı jeolojik olayın etkisi ile gerçekleştiğini belirtmişlerdir. Bunlar; tufelerin yerinde ayrışması ile hidrotermal ve benzeri post volkanik olaylarla kaolenleşmeleridir.

Elmacı (1989); Balıkesir-Sındırgı-Düvertepe bölgesinde yaptığı çalışmasında bölgenin tabandan tavana Mezozoik yaşlı karmaşık seri, Senozoik yaşlı taban tufu, taban opali, kaolen, tavan opali, dasit tuf, killi kırıntı-tufit, kumlu kaolen, opal, pomzalı riolitik tuf, camlı riolitik lav ve riolitik lav birimlerinden meydana geldiğini ortaya koymuştur.

Ercan ve diğ. (1990); Balıkesir-Bandırma arasındaki yaptıkları çalışmada Tersiyer volkanizmasının petrolojisini ve bölgesel yayılımını incelemişler ve Miyosen yaşlı bu kayaların kalkalkalin nitelikli, kabuksal köken özellikleri taşıyan volkanikler olduğunu ve bu tür volkanizmanın kuzeybatı Anadolu’da yaygın olarak görüldüğünü ileri sürmüşlerdir.

Koç ve diğ. (1994); Havran güneydoğusunda yer alan volkaniklerin epitermal cevherleşme potansiyelini incelemişler ve bunun sonucunda Hallaçlar Formasyonu’nun önemli derecede epitermal cevherleşme potansiyeline sahip olduğunu ve bu formasyona ait kayaların özellikle yaygın bir şekilde silisleştiği zonlarda Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, As ve Hg anomalilerini ortaya koymuşlardır.

Oygür (1997); Mumcu (Balıkesir-Sındırgı)’daki epitermal cevherleşmenin anatomisi adlı çalışmasında bu cevherleşmenin Simav Grabeni’ni dik olarak enine kesen faylar üzerinde, Paleozoik yaşlı metamorfikler ile Miyosen yaşlı andezitik volkanikler arasında geliştiğini öne sürmüştür.

Oygür ve Erler (1999); Simav-Kütahya civarında jasperoid tipi epitermal cevherleşmeye bir örnek olan Değirmenciler antimon cevherleşmesini incelemişler ve cevherleşmenin Simav yöresinin tabanını oluşturan biyotitli gnayslar içerisindeki mermer mercerklerine yerleşmiş stipnitli kuvars damarlarından oluştuğunu ortaya koymuşlardır.

Oygür ve Erler (2000); Simav grabeninin metalojisi (İç-Batı Anadolu) adlı çalışmalarında Simav Grabeni boyunca çok sayıda cevherleşmenin meydana geldiğini, bunların Batı Anadolu’nun jeotektonik gelişiminde hüküm sürmüş olan iki ana tektono-magmatik dönemle ilişkili olduklarını öne sürmüşlerdir. Araştırmacılara

göre; yörede görülen damar tipi Pb-Zn-Cu cevherleşmeleri bu dönemde plütonların mafik daykalarıyla ilişkili olarak Simav Fayı'na yarı paralel kırıklar içerisine yerleşmişlerdir. Epitermal cevherleşmeler muhtemelen granotoyidlerin son evresindeki porfiri darykalarıyla ilişkilidir.

Soykan (2000); Sındırgı-Bigadiç depresyonları arasında Simav çayı vadisinin morfolojisi adlı çalışmasında bugünkü Simav çayı vadisinin açıldığı platoya “Kuzey Plato” adını vermiş, Simav çayı boyunca oluşan karakteristik boğazların oluşum mekanizmalarını araştırmış ve sahanın jeomorfolojik evrimini tartışmıştır.

Kahraman (2002); kaolenlerde silika polimorflarının araştırılması konulu yüksek lisans tezinde Düvertepe-Sındırgı (Balıkesir) yöresinden farklı örnekler almış ve kaolen örneklerinde opal-C, opal-CT gibi yarı kristal ve opal-A gibi amorf olan diğer silika polimorflarına rastlanmadığını ortaya koymuştur.

Gürer ve diğ. (2005)'e göre Anadolu'da güncel tektonik başlıca 2 tektonizmanın kontrolündedir. Bunlar sırasıyla; 1) Lavrasya ve Arap levhaları arasındaki birkaç büyük fay zonu, 2) Ege ve Batı Anadolu'yu etkileyen dönemsel sıkışmalı ve güncel gerilmeli tektoniktir. Araştırmacılara göre Batı Anadolu'daki bu iki tektonik rejimin farklı sonuçları ise: 1) bölgedeki gerilmeli tektonik rejimin kökeni ve türü, 2) bu rejimin yaşı ve 3) birimlerin stratigrafik konumu ile istiflerin oluşum ortamları gibi konuları kapsamaktadır.

Arıtan ve diğ. (2005); Endüstriyel hammaddelere yönelik çalışmalarında Söğüt Seramik A.Ş.'ye hammadde sağlayan Düvertepe kaolenlerinin XRD ile TG-DTA analizlerini yapmışlar ve bu bölgelerdeki kaolenlerin seramik üretimi için standart değerler taşıdığı sonucuna varmışlardır.

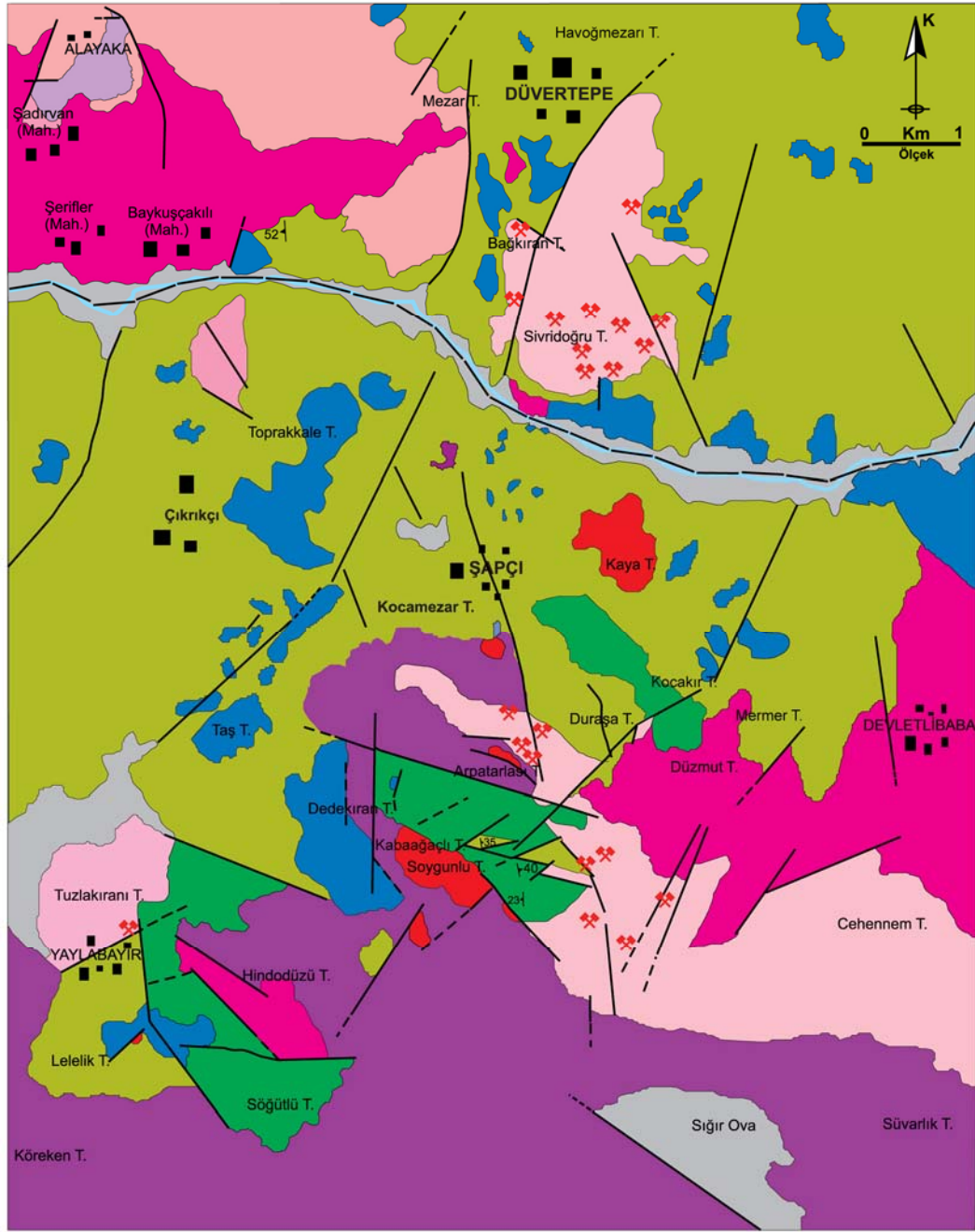
Sayın (2007); Emet (Kütahya) civarındaki kaolen yataklarının kökenini ortaya koymak amaçlı çalışmasında Hisarcık kaolenlerini incelemiştir. Araştırmacı bölgedeki kaolenlerin gerilme tektoniğine bağlı Miyosen volkanizmasının ürünleri olduğunu belirlemiştir.

2. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ ve PETROGRAFİSİ

Kütahya-Balıkesir-Manisa illeri arasında yer alan çalışma alanında Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçlar ile bunlar üzerine uyumsuz olarak gelen Üst Kretase yaşlı karmaşık seri (melanj) temeli oluşturmaktadırlar. Karmaşık seri üzerinde ise uyumsuz olarak Üst Miyosen yaşlı volkanikler yer almaktadırlar. Tüm bu birimleri ise özellikle dere yataklarında uyumsuz olarak alüvyon örtmektedir (Şekil A.1, 1/25000 ölçekli jeoloji haritası). Şekil 2.1’de çalışma alanının jeolojik haritası ve Şekil 2.2’ de birimlerin litostratigrafik dikme kesiti verilmiştir. Formasyonlar, litostratigrafik olarak anlatılmıştır ve bunlara ait jeolojik yaşlar tümüyle literatür verilerine dayanmaktadır. Çalışmanın temel konusunu oluşturan volkaniklerin bir kısım litolojilerindeki kaolen ve alunit oluşumları daha sonraki bölümlerde ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

2.1 Metamorfikler (Paleozoyik)

Bölgedeki metamorfik kayaçlara ilişkin ilk jeolojik araştırmalar Akkuş (1962), Kalafatçıoğlu (1964), Okut vd. (1978), Uz (1978), Akdeniz ve Konak (1979) vb. tarafından yapılmıştır. Metamorfikler, Uz (1978)’e göre, riolitik - bazaltik tuf ve lavlarla ardalanmalı killi karbonatlı çökellerden oluşan bir volkano-sedimanter istifin metamorfizmasıyla oluşmuştur. Menderes Masifi’nde gözlenen metamorfiklere ait kayaçlar, çalışma sahasındaki kayaç birimlerinin tabanını oluşturmuş ve bu metamorfik birimler Triyas yaşlı kırıntılılar tarafından örtüldüğünden bu kayaçların yaşı Paleozoyik olarak kabul edilmiştir (Akdeniz ve Konak, 1979). Akdeniz ve Konak (1979) bu kayaç grubunu “Simav Metamorfikleri” adı altında yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş farklı türde şistler olarak tanımlamışlardır. Bu araştırmacılara göre, Simav Metamorfikleri ile birlikte Simav metamorfiklerine oranla düşük metamorfik fasiyesi temsil eden kuvars, albit, klorit, muskovit ve serisitli şistlerden oluşan Sarıcasu Formasyonu ve eşboyutlu, düzensiz sınırlı kalsit kristallerinden oluşan gronoblastik dokulu mermerlerden oluşan Arıkayası Formasyonu çekirdeğin “Şist Zarfını” oluşturmaktadır.



AÇIKLAMALAR

KUVATERNER

Alüvyon

Sileks

Perlit

Pumslı Riyodasit Tüf

Riyodasit-Dasit Lav

Riyolit Lav

MESOZOYİK

Riyolit-Riyodasit Tüf (Yerel kaolinitik)

Karmaşık Seri (Melanj)
İçerisinde birkaç m.'den birkaç yüz m.'ye kadar iri bloklar içeren kireçtaşı, metagrovak, çamurtaşı, diyabaz (meta ?), kalkışist, serpantin içeren şist karakterli melanj.

Metamorfik Seri
Genelde düşük dereceli yeşilşist fasiyesi kayalar içerir (Mikaşist, kalkışist, metakumtaşı, rekristalize kireçtaşı).

PALEOZOYİK ?

Riyolit-Riyodasit Tüf (Yerel kaolinitik)

Karmaşık Seri (Melanj)
İçerisinde birkaç m.'den birkaç yüz m.'ye kadar iri bloklar içeren kireçtaşı, metagrovak, çamurtaşı, diyabaz (meta ?), kalkışist, serpantin içeren şist karakterli melanj.

Metamorfik Seri
Genelde düşük dereceli yeşilşist fasiyesi kayalar içerir (Mikaşist, kalkışist, metakumtaşı, rekristalize kireçtaşı).

Fay

Olası Fay

Formasyon Sınırı

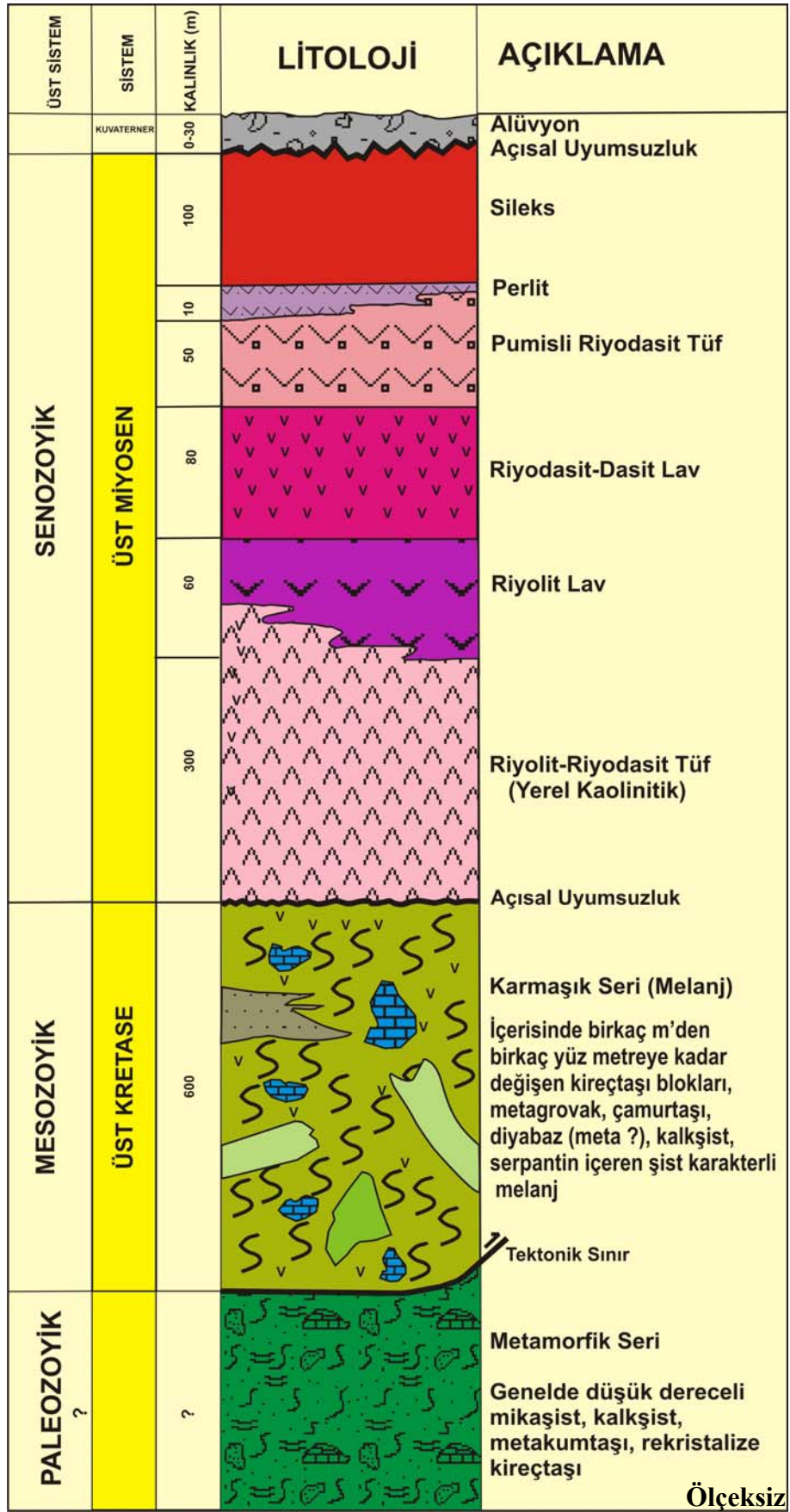
Foliasyon Konumu

Yerleşim Yeri

Simav Çayı

Ocaklar

Şekil 2.1 : Çalışma alanının jeolojik haritası.



Şekil 2.2 : Çalışma alanının litostratigrafik dikme kesiti.

İnceleme alanının temelini oluşturan metamorfik kayalar bölgede çalışan bazı araştırmacılar tarafından melanjin bir parçası olarak gösterilmiştir. Bu çalışmada ise bu kayaç topluluğu ayrıca ele alınıp haritalanmış ve anlatılmıştır. Yapılan çalışmalarda metamorfiklerin düşük derecede metamorfizma geçirmiş mikaşist, kalkışist, metakumtaşı ve rekristalize kireçtaşlarından oluştuğu saptanmıştır. Çalışma alanında metamorfiklerin en alt birimini oluşturan şistler üste doğru kalkışistlere geçiş göstermektedirler. Rekristalize kireçtaşları (mermerler) metamorfikler içerisinde haritalanabilir ölçekte yer almakta olup metamorfiklerle düşey ve yanal geçişli ardalı olmaları metamorfikler kapsamı içinde değerlendirilmiştir.

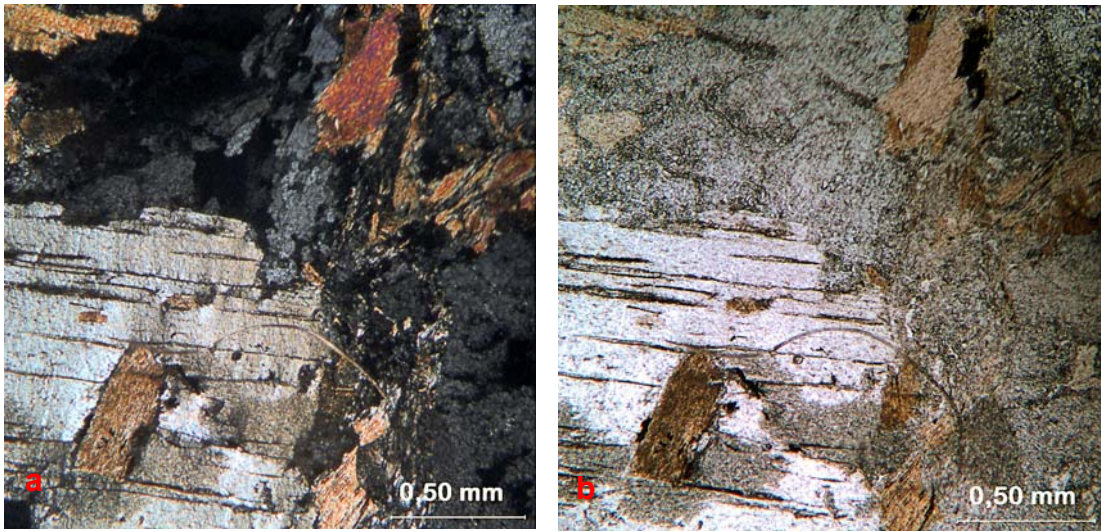
Mikaşistler, çalışma alanının batısında Arpatarla Tepe güneyinde, Soygunlu Tepe güneydoğusunda ve Mermer Tepe batısında mostra vermektedir. Yeşil, boz renklere, yağlı parlaklıkta olan bu kayalar genellikle iyi gelişmiş şistozitelidirler ve sahada oldukça kırıklı, devamsız, parçalı olarak izlenirler (Şekil 2.3).



Şekil 2.3 : Mikaşistler Arpatarla Tepe güneyindeki dere içinde mükemmel şistoziteye sahip, bol kırıklı, parçalanmış şekillerdedirler.

Petrografik incelemelerinde bu kayaların az gelişmiş yönlü, kataklastik porfirik dokulu kaya niteliğinde oldukları saptanmıştır. Mineral bileşimleri mika, feldspat, kuvars ve opak minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 2.4). Mikalar, flogopit ve biyotit

türüdür. Düşük-orta rölyefe sahip flogopitler, açık sarı-koyu gri arası renk tonlarında pleokroizma gösterirler. Ayrıca, tek yönde mükemmel dilinime sahip olan flogopit taneleri dalgalı sönmelidirler ve kırılanmış, kemirilmiş, bükülmüş kristaller olarak görülürler. Bunlara eşlik eden biyotitler yarı özşekilli, yer yer kloritleşmiş ve opaklaşmış, gelişigüzel dağılmış irili ufaklı kristallerden oluşmaktadırlar. Feldspatlar mikroklin türündedirler ve albit ikizi gösterirler. Bu mineraller yarı özşekilli tanelerden oluşurlar. Kuvarslar dalgalı sönmeli, yer yer bir yönde uzamış rekrystalize polikristaller halinde gözlenirler. Opaklaşma daha çok mikalar ve özellikle de biyotitler etrafında yaygın olarak görülür.



Şekil 2.4 : Kataklastik porfirik dokulu mikaşistlerin optik mikroskopta görünümü (ÇN. a, TN. b).

Kalkışistler, en iyi mostralarını çalışma alanında Kabağaçalı Tepe mevkiinde vermektedirler. Bu kayaçlar gri, boz renklerde, şisti yapılı ve çok ince tanelidirler (Şekil 2.5). Şistoziteye dik ikincil kalsit damarları içermektedirler. Çok ince tabakalanma göstermekte olup, tabakalar arasında çok ince kil bantları yer almaktadır.

Petrografik incelemeleri sonucunda kalkışistlerin yönlü dokuya sahip ince taneli kristallerden meydana geldikleri görülmüştür. Kayaç bileşimi başlıca kalsit, kuvars, feldspat ve mika minerallerinden oluşmaktadır. Ayrıca, kayaçta demir oksit getirimlerine ve bol miktarda opak minerallere de rastlanır (Şekil 2.6). Kalsitler genellikle bir yönde uzamış, herhangi bir ikizlenme ve dilinim göstermeyen dağınık kristaller halinde görülürler. Kuvarslar, dalgalı sönmeye göstermeyen, yeniden kristallenmiş poligonal küçük kristallerin yanısıra kırılanmış iri kristaller olarak da

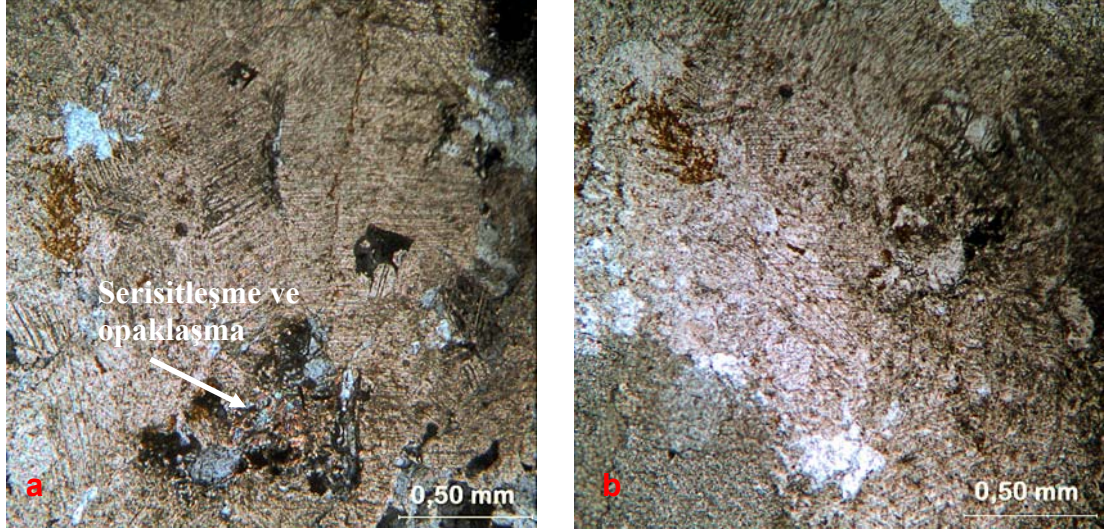
bulunurlar. Kuvarsların etrafında çoğu zaman iğne şekilli ve onları saran nitelikte mikalar mevcuttur. Bu mikalar ince, uzun muskovit ve biyotit kristallerinden oluşmaktadır. Kayaç içerisindeki oranı azdır. Ayrıca bu mika taneleri genellikle opaklaşmış, kloritleşmiş ve yer yer de serisitleşmişlerdir.



Şekil 2.5 : Kabağaçalı Tepe'nin kuzeybatısında çok ince taneli kalkıştillerin görünümü.

Metakumtaşları çalışma alanında Kabağaçalı Tepe mevkiinde mostra verirler. Bu kayaçların genel rengi sarı-bejdir. İnce taneli, kumlu görümlü ve bantlı yapılarıyla belirgindirler.

Metakumtaşlarının el numunelerinde genelde kum boyutunda kuvars ve feldspat taneleri ile ince bantlar şeklinde dizilim gösteren muskovitlerden oluştuğu görülmüştür. Optik mikroskop altında ise mika çimentolu taneli bir doku içinde kuvars, albit (albit ikizli) ve kalsit mineralleri görülür. Bu çimento, muskovit, klorit ve opak minerallerinden oluşur.



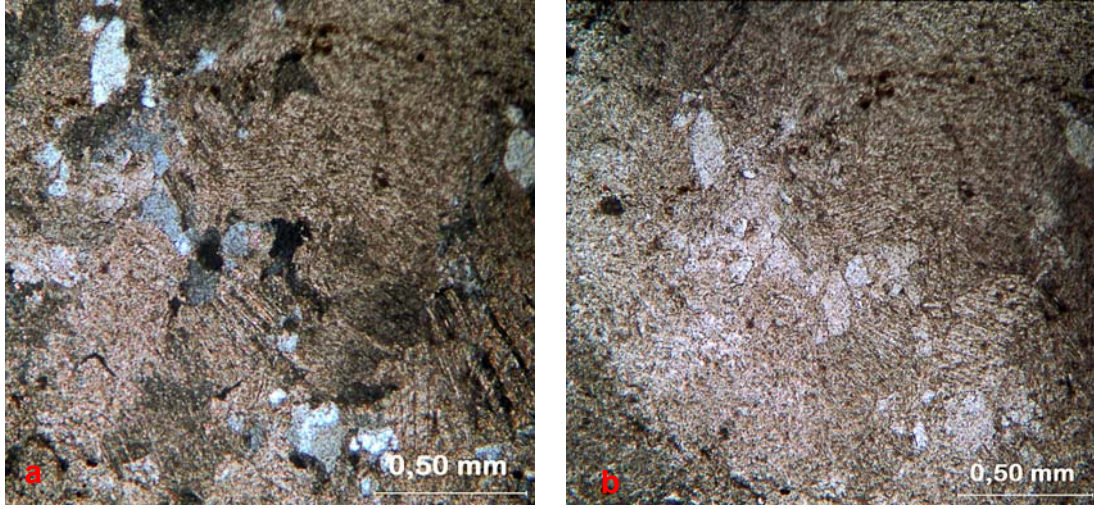
Şekil 2.6 : Serisitleşme ve opaklaşma gösteren kalkıştlerin mikroskop görünümü (ÇN. a, TN. b).

Metamorfik seriye ait rekristalize kireçtaşlarının (mermerler) en iyi yüzlek verdiği bölgeler Dedekıran Tepe'nin kuzeydoğusu ile Kocakır Tepe mevkiileridir. Bu kayaçlar mavimsi-gri renklerde, gözle ayırt edilemeyen tanelerden oluşurlar. Bol oranda ikincil kalsit dolgulu çatlak-yarık içerirler ve bunlar çok daha beyazımsı renkleri ile kayaç görünümünde hemen fark edilirler (Şekil 2.7).



Şekil 2.7 : İkincil kalsit damarları içeren rekristalize kireçtaşlarının Dedekıran Tepe kuzeydoğusundaki görünümü.

Rekristalize kireçtaşlarının petrografik incelemelerinde taneli dokuya sahip, kalsit mineralinden oluşmuş kayalar oldukları tespit edilmiştir. Düşük derecede deformasyona uğramış olan bu kayalarda az miktarda ikincil kuvars dolguları mevcuttur (Şekil 2.8). Kalsit kristalleri, belirgin romboedrik dilinimli, ikizli taneler halindedirler. Ayrıca kayacın çatlaklarında ikincil kalsitler ve kuvarslar ile birlikte kırmızı kahverenkli demir oksit getirimleri de mevcuttur.



Şekil 2.8 : İkincil kuvars dolguları içeren rekristalize kireçtaşlarının mikroskopta görünümü (ÇN. a, TN. b).

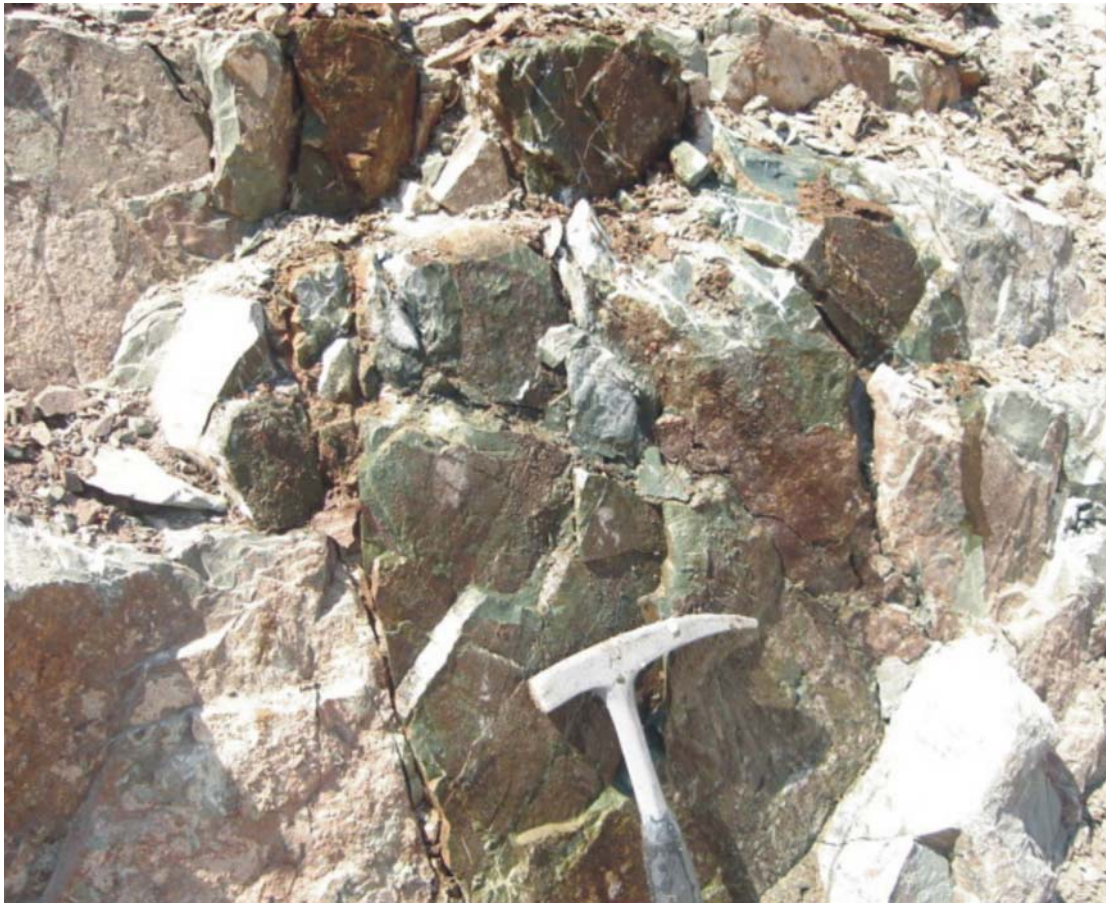
2.2 Karmaşık Seri/Melanj (Mesozoyik)

Bu topluluk inceleme alanının batısında Baykuşçaklı Mahallesi'nden, doğusunda Devletlibaba Köyü'ne kadar uzanır. Okut vd. (1978) kumtaşı, metakiltaşı, kireçtaşından oluşan bu kayaç topluluğunun yer yer mafik volkanikler ile serpantin mercekleri içerdiğini ve Üst Kretase yaşlı olduğunu ortaya koymuşlardır. Uz (1978) karmaşık seriyi filiş olarak nitelemiş, mafik volkaniklere ait tüf ve lavlarla ardalanmalı olduğunu ve yer yer diyabaz daykları içerdiğini tespit etmiştir. Bu çalışmada bu topluluğun kayaları birkaç m'den haritalanabilir boyutlara varan metagrovak, kalkşist, serpantin, kireçtaşı, çamurtaşı ve diyabaz (meta?) olarak adlanmıştır.

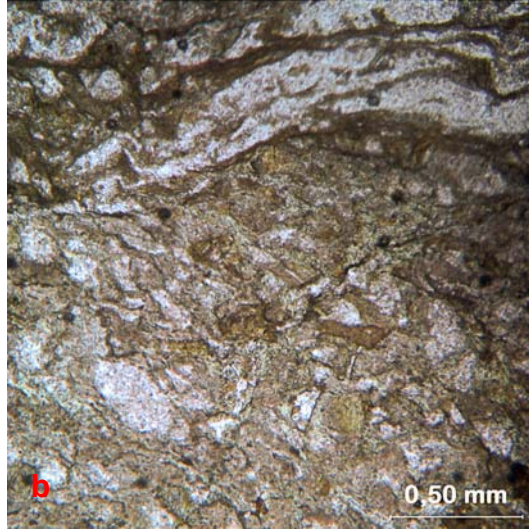
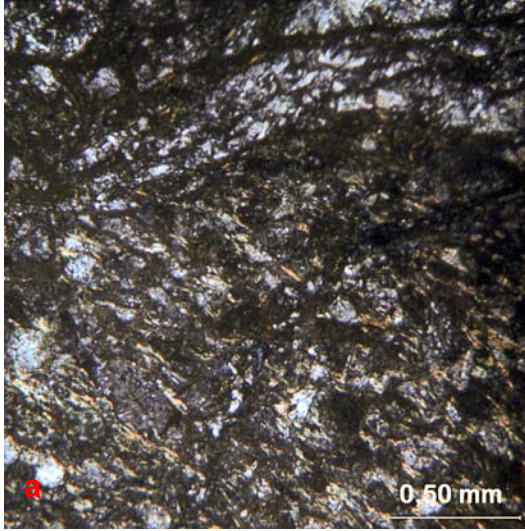
Metagrovaklar, Şapçı Köyü kuzeybatısında ve Lelelik Tepe kuzeyinde yüzeylenirler. Bu kayalar koyu yeşil renklidirler. Tane boyutları mikro boyuttan kaba tane boyutuna varan değişkenlik gösterir. Genellikle masif görünüme sahip bu kayalarda

orta-iyi derecede yönlenme görülmektedir (Şekil 2.9). Metagrovaklardaki 1,5 cm'e varan kalsit damarları karakteristiktir.

Petrografik çalışmalar sonucunda bu kayaçların kötü-orta derecede yönlenme gösteren ve kuvars, albit ile mikadan oluşmuş metamorfik kayaçlar oldukları tespit edilmiştir (Şekil 2.10). Kayaçta ikincil kuvars damarları ve yabancı kayaç parçaları görülmektedir. Kuvarslar özşekilsiz, kirli gri polarizasyon renklerinde, bol çatlaklı, kenarları yenmiş taneler halindedir. Albitler küçük taneler halinde ve genellikle kuvarslarla beraber bulunurlar. Mikalar ise muskovit ve biyotittirler. Muskovitler demir içeriğindeki artışa paralel olarak opaklaşma gösterirler.



Şekil 2.9 : Şapçı Köyü'nün kuzeybatısındaki metagrovaklar yeşil renkli ve ince tanelidir.



Şekil 2.10 : Orta-iyi derecede yönlü dokuya sahip metagrovakların mikroskop görünümü (ÇN. a, TN. b).

Serpantinler çalışma alanında Toprakkale Tepe kuzeydoğusunda, Yaylabayır Köyü güneydoğusunda, Havoğmezarı Tepe batısında ve Arpatarla Tepe'nin güneydoğusunda görülmektedirler (Şekil 2.11 ve 2.12). Serpantinler, arazide tümüyle şisti yapı kazanmışlardır. Açık ve koyu yeşil renkli olan bu kayalar özellikle kırıklı-çatlaklı oldukları kısımlarda kırmızı-kahve renklidirler.

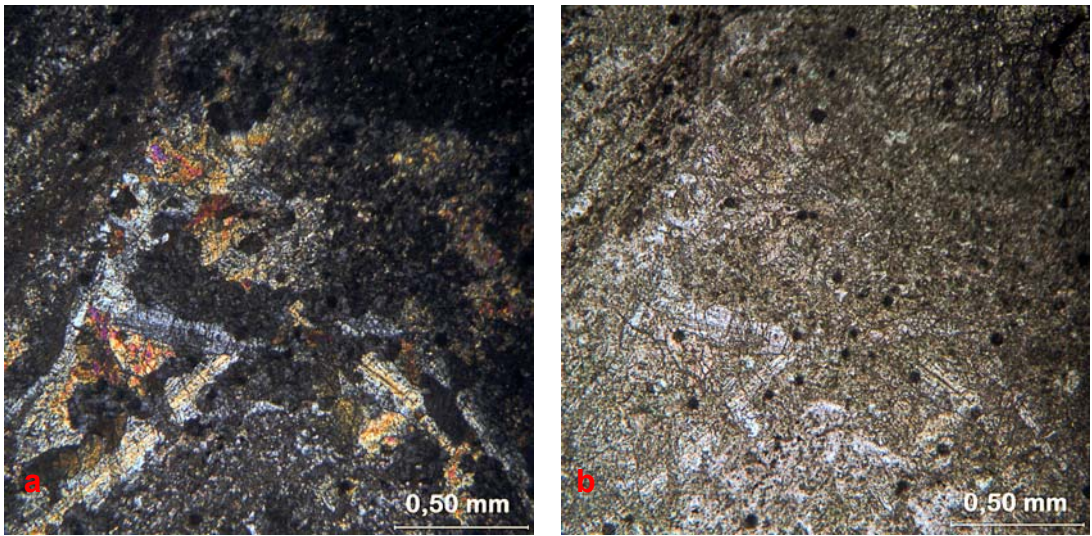


Şekil 2.11 : Serpantinler Toprakkale Tepe kuzeydoğusunda ezikli, parçalanmış şekildedirler.



Şekil 2.12 : Havoğmezarı Tepe batısında serpentinit mostrası.

Yağlı dokunuma sahip, ezikli, parçalanmış, kolay dağılabilen özelliktedirler. Serpantinler ile volkaniklerin dokanağında alterasyona bağlı demir oksit ve kükürt getirimleri yaygındır. Kayaç; yönlü ve milonitik bir dokuya sahiptir. Başlıca olivin ve serisit minerallerinden oluşur (Şekil 2.13). Ayrıca çatlaklarda bol miktarda manyezitler bulunur.



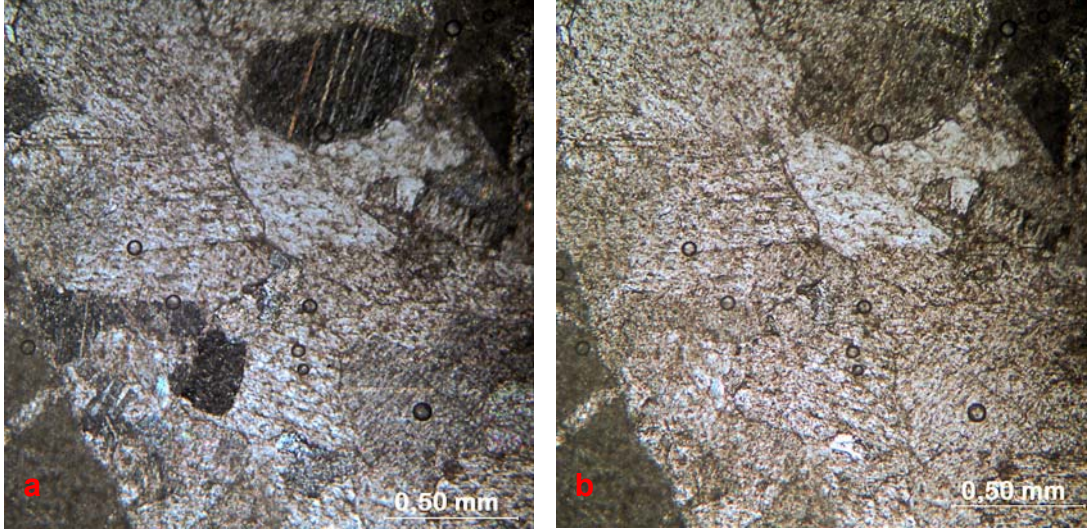
Şekil 2.13 : Olivin ve serisit mineralleri içeren serpentinitlerin mikroskop görünümü (ÇN. a, TN. b).

Kireçtaşları, melanj içinde irili ufaklı bloklar şeklinde mostra vermektedirler. Bu bloklar yer yer 50 - 60 m'ye ulaşmaktadırlar. Sahada belirgin topografik çıkıntılar, keskin morfolojiler gösterirler (şekil 2.14). Mavimsi gri ve gri genel renklerde olup mm'den 1 - 2 cm'e varan ikincil kalsit dolgulu çatlaklar içeren, çok ince taneli kayaçlardır. Karstik erime boşluklu dış görünüme sahip bu kayaçlar kırıklı ve kısmen rekristalize olmuş zelliklerdedirler.

Melanja dahil edilen kireçtaşlarının petrografik incelemelerinde bir bölümünün mikritik, bir kısmının taneli dokuya sahip olduğu görülmüştür. Mikritik kireçtaşları bol çatlaklı, çatlaklarında iri rekristalize kalsit damarlarının geliştiği kayaç görünümündedir. İkincil kalsit kristalleri romboedrik dilinimlere sahiptirler. Kahverenginin değişik tonlarındaki opaklaşmalar yaygın olarak görülür (şekil 2.15). Kayaç, zellikleri itibariyle zayıf akıntı ortamında çökelmiş mikrokristalin kireçtaşı olarak tanımlanabilir.

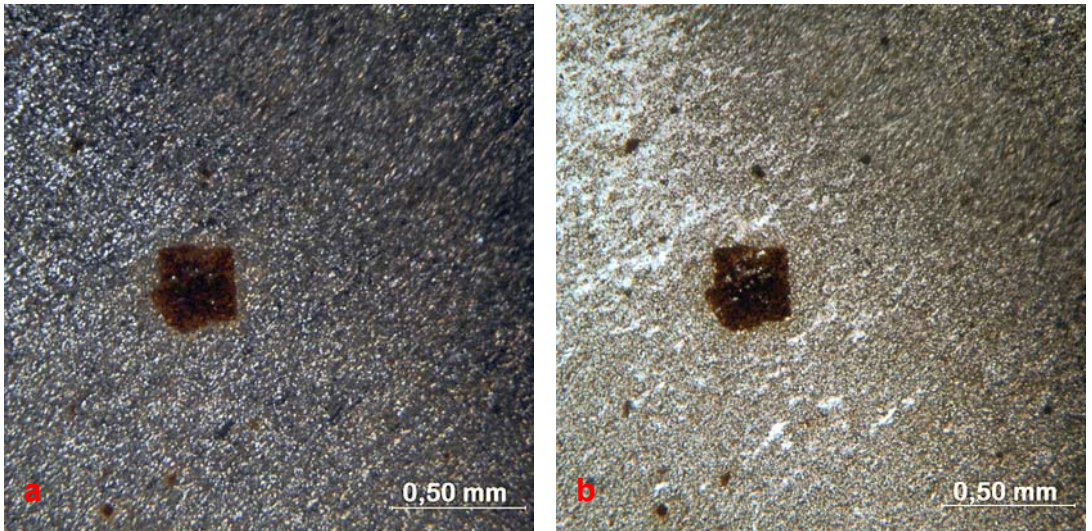


şekil 2.14 : Toprakkale Tepe kuzeydoğusunda keskin morfolojiler sunan kireçtaşı bloklarının görünümü.



Şekil 2.15 : Mikrokristalin kireçtaşlarının optik mikroskop görünümü (ÇN.a, TN. b).

Çamurtaşları, çalışma alanının güneyinde Soygunlu Tepe'nin kuzeydoğusunda yeralırlar. Bu kayaçlar sarı, bej, yeşilimsi bej renkli, ince taneli, kumlu görünüme sahip ve laminalıdır. Bu kayaçları “şeyl” olarak da adlandırmak mümkündür. Çamurtaşlarının mikroskopta yapılan çalışmalarında, yönlü dokulu ve kuvars, mika ile çok az oranda feldspatlardan oluştuğu görülmüştür. Ayrıca büyük oranda ikincil nitelikli opak mineraller içerirler (Şekil 2.16). Kuvarslar, çok ince taneli ve kısmen yönlenmeye aykırı konumdadırlar. Mikalar daha çok yönlenmeye paralel serizitlerden oluşmuşlardır. Feldspatlar ise albit kompozisyonundadır.



Şekil 2.16 : Bol opak minerali içeren çamurtaşlarının mikroskopta görünümü (ÇN. a, TN. b).

Diyabazlar (meta ?), inceleme alanında irili ufaklı, kırılanmış, kısmen ayrılmış dayklar halinde bulunurlar ve geniş alanlar kaplamazlar. Bu kayaçlar en iyi mostralarını çalışma alanının batısında Toprakkale Tepe'nin kuzeydoğusunda verirler. Diyabazlar tipik diyabaz yeşili ve demir getirimlerinin yoğun olduğu kesimlerde bordo renklerde gözlenirler (Şekil 2.17). Bu kayaçlar düşük metamorfizma izleri gösterirler.

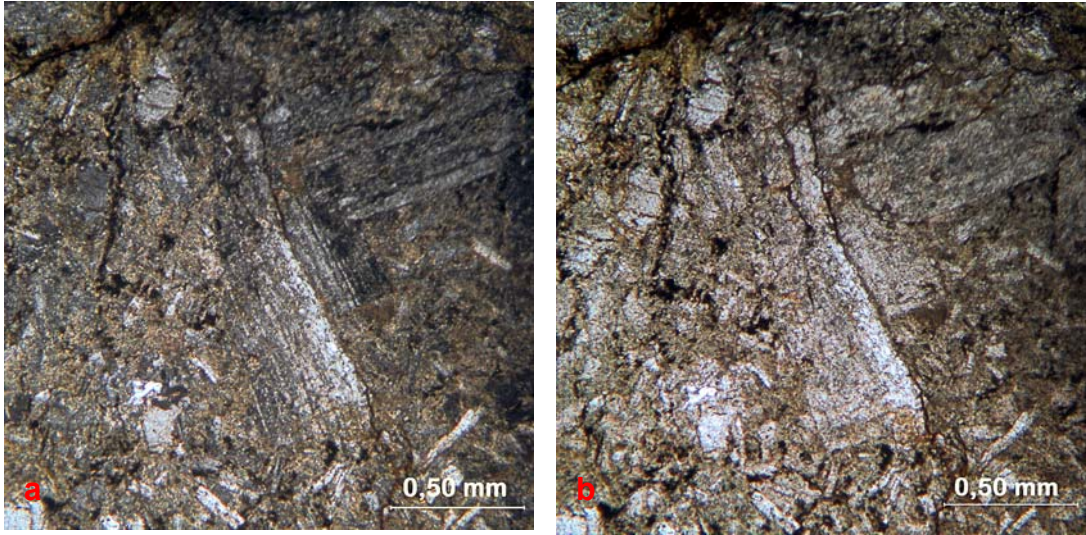
Diyabazlar, tipik olarak diyabaz dokusu (ofitik) gösterirler. Kayaç bileşimi, başlıca plajiyoklas (albit-oligoklas), serisitleşmiş piroksen ve muskovit ile opak mineraller şeklindedir. İri tanelerin dışındaki tanelilerin de plajiyoklasların ince tanelerinden oluştuğu görülmüştür. Ayrıca, kayaçta demir oksit getirimleri oldukça yaygındır. Kayacın ana minerali olan plajiyoklaslar, kırılanma ve kemirilme gibi deformasyon izleri taşırlar ve tipik albit ikizi gösterirler (Şekil 2.18). Plajiyoklasların kenarları boyunca orta büyüklükte muskovitler gelişmiştir. Piroksenler ise orta piroksen türüdürler ve tamamen altere özşekilsiz taneler halindedirler. Bir kısmı kuvars ve bir kısmı kalsitlerle doldurulmuş bol çatlaklı, plajiyoklas ve piroksenden oluşan kayaç bu haliyle diyabaz olarak tanımlanabilir.



Şekil 2.17 : Toprakkale Tepe kuzeydoğusunda tipik diyabaz yeşili renkli (a) ve bordo renkli (b) diyabazların görünümü.



Şekil 2.17 : (Devamı) Toprakkale Tepe kuzeydoğusunda tipik diyabaz yeşili renkli (a) ve bordo renkli (b) diyabazların görünümü.



Şekil 2.18 : Bol albit ikizli diyabazların optik mikroskopta görünümü (ÇN. a, TN. b).

2.3 Volkanik Kayaç Topluluğu (Üst Miyosen)

Sındırgı ilçesi merkez olmak üzere, geniş bir alandaki silisli - yüksek silisli lav ve tüflerden oluşan ve Pliyosen çökelleri ile örtülmüş olan volkaniklerin yaşı Akdeniz

ve Konak (1979) ile Ercan vd. (1982)'e göre Orta ve Üst Miyosen'dir. Akdeniz ve Konak (1979) bölge ve çevresindeki volkanik kayalar "Akdağ Volkanitleri" ve Civanadağ Tüfleri" olarak adlandırmışlar. Civanadağ tüflerinin riolitik, andezitik, dasitik karakterde olduğunu ve üst seviyelerin aglomeradan oluştuğunu belirtip bunların yer yer kum ve kil mercekleri içerdiğini ve üzerindeki Akdağ Volkanikleri ile yanal ve düşey geçişli olduğunu tespit etmişlerdir. Akdağ volkaniklerinin ise andezit, riolit, riyodasit ve dasit mineralojik bileşimindeki lavlardan meydana geldiğini ortaya koymuşlardır. Yine Ercan vd. (1983), Simav ve çevresindeki volkanizmayı incelemişler ve Orta Miyosen'de başlayıp Üst Pliyosen'e değin etkinliğini sürdürmüş olan bu volkanizmanın dasit, riyodasit ve riolitik türde, kalkalkali nitelikli, kıtasal kabuk kökenli ve anateksi ürünü özelliğinde olduğunu belirtmişlerdir.

Bu volkanikler benzer olarak çalışma alanında da yer almaktadır ve bu çalışmada "Volkanik Kayaç Topluluğu" adı altında verilmiştir. Çalışma alanında bu topluluğun alttaki melanj (Mesozoyik) üzerine uyumsuz olarak geldiği gözlenmiştir. Gerek saha çalışmaları gerekse makro petrografik ve optik mikroskop incelemelerinden elde edilen veriler ışığında bu topluluğun litolojileri aşağıdaki gibi ayırtlanmıştır.

2.3.1 Riolit-Riyodasit Tüf (Yerel Kaolinitik)

Riyolit-riyodasit tüflerin en iyi görüldükleri bölgeler Cehennem Tepe, Arpatarla Tepe, Bağkır Tepe ve Yaylabayır Köyü kuzeyidir (Şekil 2.19). Riolit-riyodasit tüflerinin çalışma alanındaki kalınlığı yaklaşık 300 m. civarındadır. Bu kayalar farklı seviyelerde farklı renklerde olup, alt seviyelerde gri olan renk üste doğru yeşilimsi gri ve nefli yeşile geçiş göstermektedir.

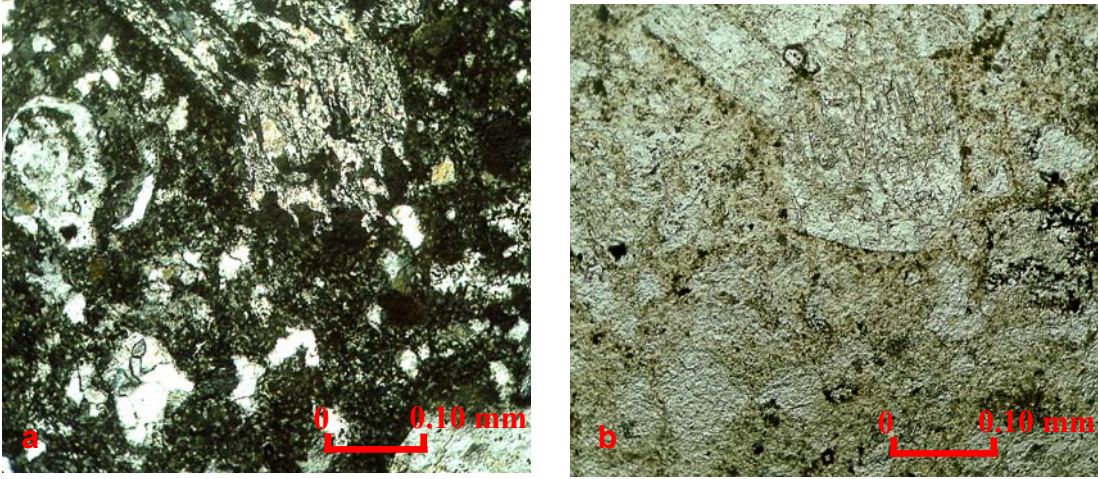
Petrografik incelemelerde riolit-riyodasit tüflerin genelde, yarı camı-yarı kristalli, porfirik dokulu, bol çatlaklı kayalar oldukları görülmüştür. Birimin Arpatarla Tepe batısından alınan örneklerinde camsal parça oranı çok artmakta ve tane boyutu oldukça incelmekte olup kayaç camı - toz tüftür. Kayacın mineral bileşimi, yarı yarıya kriptokristalen-mikrokristalen bir hamur ve mineral/kristal parçalarından oluşmaktadır (Şekil 2.20). Hamur kısmı küçük mineral/kristal parçaları ve volkan camından oluşmaktadır. Mineraller başlıca kuvars, feldspat ile az oranda mika (% 0.5) ve opak minerallerden (% 1 - 2) oluşur. Hamur içerisinde ise ikincil mineraller; özellikle genç oluşmuş kuvars dönüşümleri yaygın olarak gözlenmektedir. Kayacın

mineral bileşimini oluşturan minerallerin yanısıra felsik kayaç parçaları sıklıkla izlenmektedir, ancak bu parçaların oranı kayaca "litik tuf" tanımını getirecek bir orana hiçbir zaman ulaşmaz.

Kuvarslar, kenarlarından yenmiş, bol kırıklı-çatlaklı ve genelde iri taneler halindedir. Feldspatlar, alkali feldspat ve plajiyoklas türündedir. Alkali feldspatlar yarı özşekilli, yer yer basit (karlsbad) ikizlenmeleri görülebilen, çoğunlukla altere olmuş sanidinlerdir. Plajiyoklaslar ise albit ikizli, altere, yarı özşekilli olarak görülürler. Mikalar muhtemelen biyotitler, yarı özşekilli, çoğunlukla opaklaşmış, kırıklı, yönlenme göstermeyen taneler halindedirler. Ayrıca % 5 - 10 oranında metamorfik kökenli felsik kayaç (metakumtaşı, kuvarsit vb.) parçaları da görülmektedir.



Şekil 2.19 : Arpatarla Tepe'nin güneyinde açılmış bir kil ocağında, küçük atımlı fayların ve silis zonu bantlaşmalarının gözlemlendiği riyoitik tüfler.



Şekil 2.20 : Kuvars, alkali feldspat taneleri ve camsal matriksden oluşmuş riyolit-riyodasit tüflerin mikroskop (ÇN:a, TN:b) görünümü.

2.3.2 Riyolit Lav

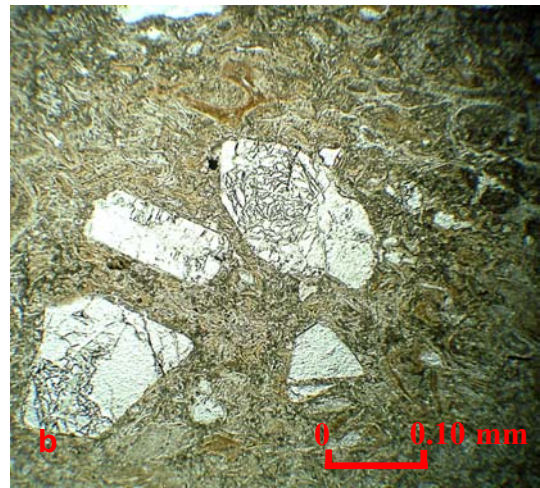
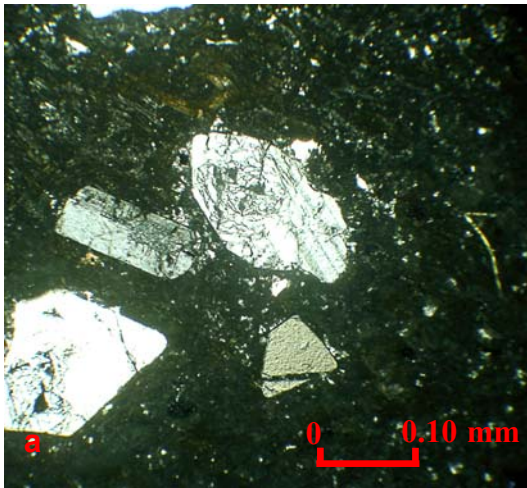
Riyolit lavlar, Düvertepe beldesinin güneyindeki Köreken Tepe ile Süvarlık Tepe arasında ve Arpatarla nahiyesinde yüzlek verirler. Pembemsi, kırmızımsı pembemsi, beyaz renklerde kayaçlardır (Şekil 2.21). Makro olarak tanımlanabilen tane içerikleri azdır. Kuvars, feldspat ve biyotitler gözle tanınabilen küçük taneli minerallerdir.



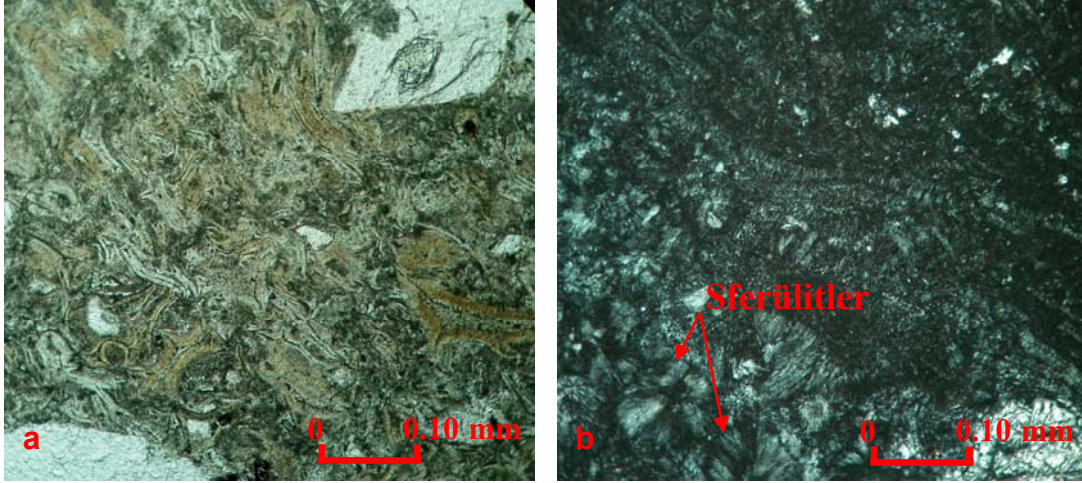
Şekil 2.21 : Arpatarla Tepe batısında silisleşmiş riyolit lavların görünümü.

Riyolit lavlar; porfirik dokulu yarı camsı-yarı kristallidirler. Petrografik incelemelerinde kayacın % 70 - 80 hamur (matriks) ile % 20 - 30 fenokristallerden ve düşük oranda kayaç parçalarından oluştuğu saptanmıştır (Şekil 2.22). Fenokristaller; başlıca kuvars (% 10 - 15), alkali feldspatlar (% 7 - 10) ve plajiyoklaslardan (% 2 - 3) oluşmaktadır. Bunlara % 1 oranında iğne ve kıymık şeklinde mikalar ve kayaç parçaları eşlik eder. Matriks büyük ölçüde camsaldır. Bu camsı hamurda kısmen küçük mineral/kristal parçacıkları tanımlanamaz halde izlenmiştir. Camsı hamurda akma dokusu gelişmiştir; ayrıca belirgin sferülitik oluşumlar bulunur (Şekil 2.23). Gerek akma bantlarında gerekse sferülitlerde ikincil mineral dönüşümleri (muhtemel silis mineralleri ve K-feldspat) bulunur ve bunlar renk farklılıkları ile kendilerini gösterirler.

Kuvarslar, ince-orta taneli, özşekilsiz, yer yer kenarlarından yenmiş özellikte, bolca kırık unsurları içermektedirler. Alkali feldspatlar (sanidinler) yarı özşekilli taneler olarak görülürler ve ikizlenme göstermezler. Plajiyoklaslar ikizli, yarı özşekilli altere taneler olup albit-oligoklas türündedirler. Plajiyoklaslarda alınan sönme açısı 14 – 20° aralığındadır. Mikalar (biyotitler), akma yönüne paralel olarak dizilmiş, genelde ince-uzun iğnemsî şekillerde bazen de iri taneler halindedirler. Kayacın bileşimindeki kayaç parçaları metamorfik kökenli olup genelde kuvars, feldspat ve muskovit mineralleri içerirler.



Şekil 2.22 : Yarı özşekilli fenokristaller ve camsal matriksden oluşmuş riyolit lavlarının mikroskop (ÇN:a, TN:b) görünümü.



Şekil 2.23 : Riyolit lavlarda gözlenen akma yapısı (a) ve sferülitlerin (b) mikroskop görünümü.

2.3.3 Riyodasit-Dasit Lav

Riyodasit-dasit lav mostraları çalışma alanının kuzeybatısında Baykuşçakılı Mahallesi mevkii, güneydoğusunda Devletlibaba Köyü dolayları ve güneybatısında Hindodüzü Tepe güneyinde görülür. Devletlibaba Köyü güneybatısında bej-bordo taneler içeren, iri taneli, gözle fark edilebilen plajiyoklaslardan oluşmuş bu kayalar renk ve doku özellikleri bakımından bölgesel farklılık gösterirler (Şekil 2.24). Hindodüzü Tepe güneyinde kırmızı, sarı renkli, daha silisli, yüzeysel alterasyondan etkilenmemiş bazı kesimlerde ise çok etkilenmiş olarak görülürler (Şekil 2.25). Bu kayalar Baykuşçakılı Mahallesi dolaylarında ise tane boyu değişken, boylanmanın kötü, köşeli tanelerin hafif tabakalanma gösterdiği, derecelenmenin gelişmediği, yer yer blok yığılması şeklinde iri çakıl-blok boyutunda malzemelerden oluşmaktadırlar (Şekil 2.26).

Bu kayalar yarı camsı yarı kristallidirler. Örnekler genelinde vitrofirik (hyoloporfirik) ve porfirik volkanik kayaç dokusu hakimdir. Volkanik cam bir hamur içerisinde başlıca plajiyoklas, biyotit, daha az oranlarda kuvars, K-feldspat ve amfibol fenokristalleri bulunmaktadır (Şekil 2.27). Volkanik cam hamur ise akma yapılı-sferülitik karakterdedir (Şekil 2.28).

Plajiyoklas mineralleri 1 - 3 mm boyutundadır. Polisentetik-albit ikizi ve albit+karlsbad ikizi yaygındır. Ayrıca, zonlu plajiyoklaslar da gözlenir. Genelde tazeliklerini korumuşlardır, az orandaki bazı taneler yenmiş, boşluklu haldedirler.

Plajiyoklaslarda çeşitli taneler üzerinde alınan sönme açısı 10 – 22° aralığındadır ve albit-oligoklas olarak tanımlanmışlardır. Biotitler plajiyoklaslardan sonra oran olarak ikinci bolluktaki minerallerdir. Genelde ince uzun lameller, bazen iri lameller halinde gözlenirler. Tipik paralel sönmeli olup sarı-kahve pleokroizma gösterirler. Önemli oranda biyotit kısmen veya tümüyle opaklaşmış ve eğrisel, kavisli şekillerde bükülme göstermektedir. Dolayısıyla kayaç içerisindeki opak minerallerin hemen tümü aslında biyotitlerden dönüşümdür. Dikkatli olarak incelendiğinde biyotitlerin, kayacın birincil akma yönünde daha yoğun ve akma yönü ile lamellerin uzun eksenleri aynı olacak şekilde yığılımlar halinde olduğu anlaşılır.

Kuvarslar fenokristal olarak nadirdir. Genelde iri taneler halinde, eğrisel kenarlı, genelde yenmiş bazen köşeli tanelerdir. Kavisli çatlak yapısı sıkça izlenir. K-feldspatlar kuvarslar gibi nadir olarak bulunur. Genelde iri (1 - 2 mm) taneler halindedir. Özşekilleri genelde korunmuştur. Amfiboller kısmen kalıntıdırlar; oldukça altere olup özşekillerini yine de korumuşlardır. Amfibollerde de opaklaşma yaygın olarak gözlenmektedir.

Kayaç volkanik camsal hamuru homojenliğini koruyamamıştır. Öncelikle birincil bir bantlı-akma yapısı hakimdir. Bu yapı içerisinde ikincil olarak gelişmiş sferülitler bulunur. Sferulitler genelde 1 mm irilikte küresel (dairese) kesitlidirler. İç içe gelişmiş ışınal mikro-kripto kristalciklerden oluşur. Bunlar başlıca kuvars ve K-feldspat bileşimlidir. Öncelikle Devletlibaba Köyü'nün güneybatısındaki örneklerde daha belirgin olmak üzere sferulitlerde iç içe zonların en içinde genelde mikrokuvars (muhtemelen tridimit) gelişmiş, daha sonra ışınal kuvars (kalsedon) ve K-feldspat lifleri gelişmiştir. Sferulitlerde iç içe gelişmiş küresel (dairese kesitli) zonlar arasında ve dış çeperlerde ise tek nikolde sarı-yeşil tonlarda iz halinde oluşumlar fark edilir. Bunlar muhtemelen illit türü veya klorit grubuna ait kil-mika arası ikincil mineralleşmelerdir. Dolayısıyla kayaç fenokristalleri olarak her ne kadar K-feldspat fenokristali az olsa da camsal hamurda yaygın sferulitlerin bir kısmı K-feldspattır. Öte yandan, perlitik kırıklar yaygın olup bunlar hızlı soğuma-büzülme sonucu gelişen yapılardır. Volkanik cam hamurda demir getirimleri de yaygın olarak izlenir. Sonuç olarak denebilir ki; volkanik cam hamur akma yapılı, sferulitik-perlitik dokuludur.

Netice olarak kayaç, % 40 - 45 oranında özellikleri yukarıda açıklanan volkanik camsal hamur ile % 50 - 60 oranındaki fenokristallerden oluşur. Bu fenokristaller

başlıca % 30 - 35 plajiyoklas, % 10 - 15 oranına yaklaşık yarısı opaklaşmış biyotit ve ayrı ayrı % 10 dan az olmak üzere kuvars, K-feldspat ve amfiboldür.



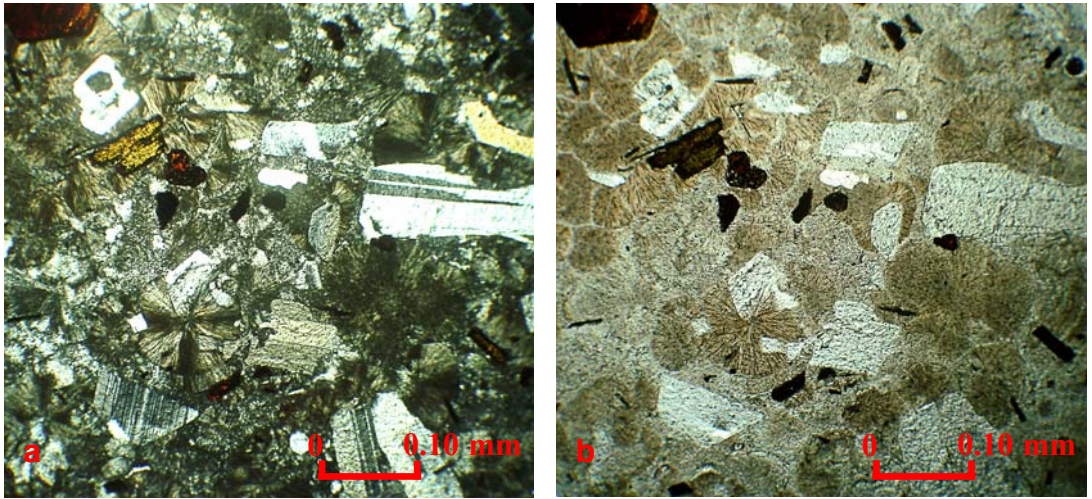
Şekil 2.24 : Devletlibaba Köyü'nün güneyindeki dasit lavların görünümü.



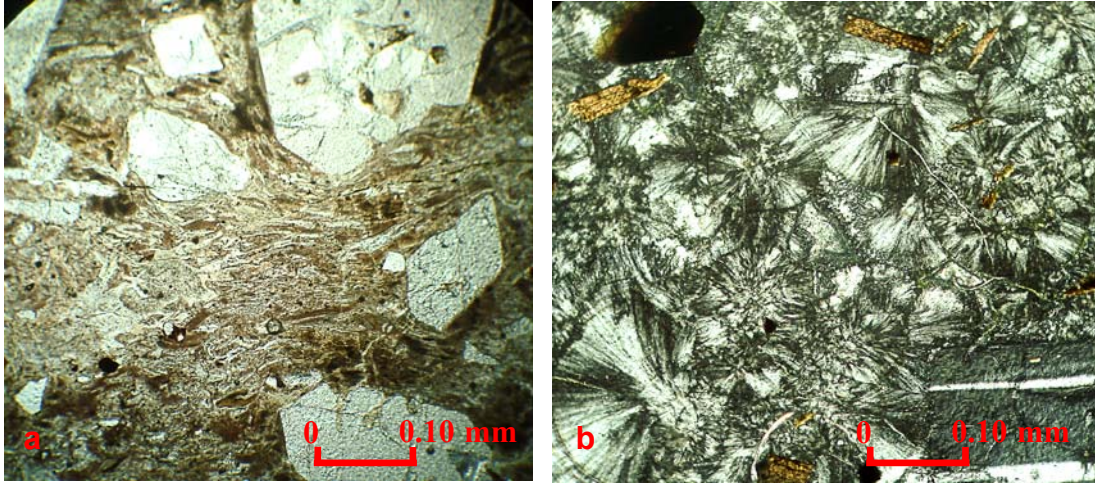
Şekil 2.25 : Hindodüzü Tepe güneyinde, içerisindeki silisli zonların yüzeysel alterasyondan etkilenmediği, diğer zonların aşırı derecede etkilendiği ve hidrotermal suların etkisiyle kırmızı rengin hakim olduğu dasit lavların görünümü.



Şekil 2.26 : Baykuşçakılı mahallesi civarında gözlenen riyodasit-dasit lavlarda lahar akıntı yapılarının görünümü.



Şekil 2.27 : Riyodasit-dasit lavlarından alınmış önemli bir alterasyon göstermeyen bir örneğin (ÇN:a, TN:b) görünümü.

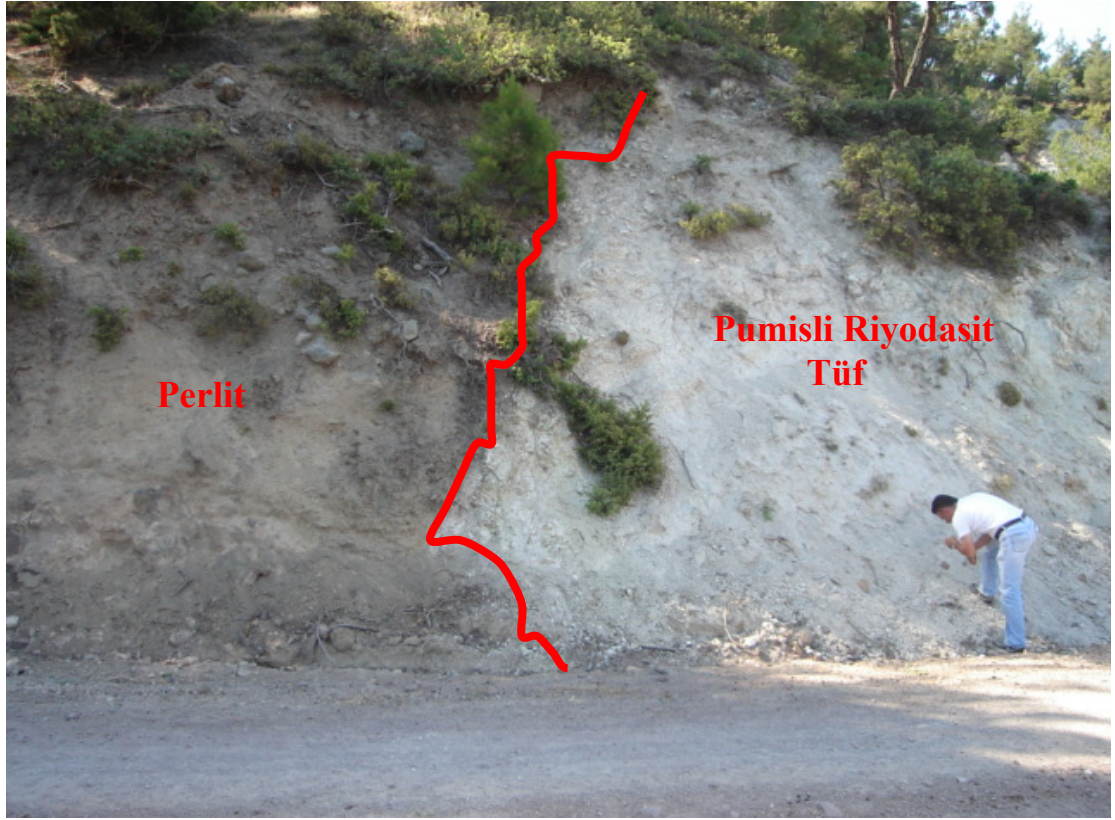


Şekil 2.28 : Dasit lavlarda gözlenen akma yapısı (a) ve sferülitlerin (b) görünümü.

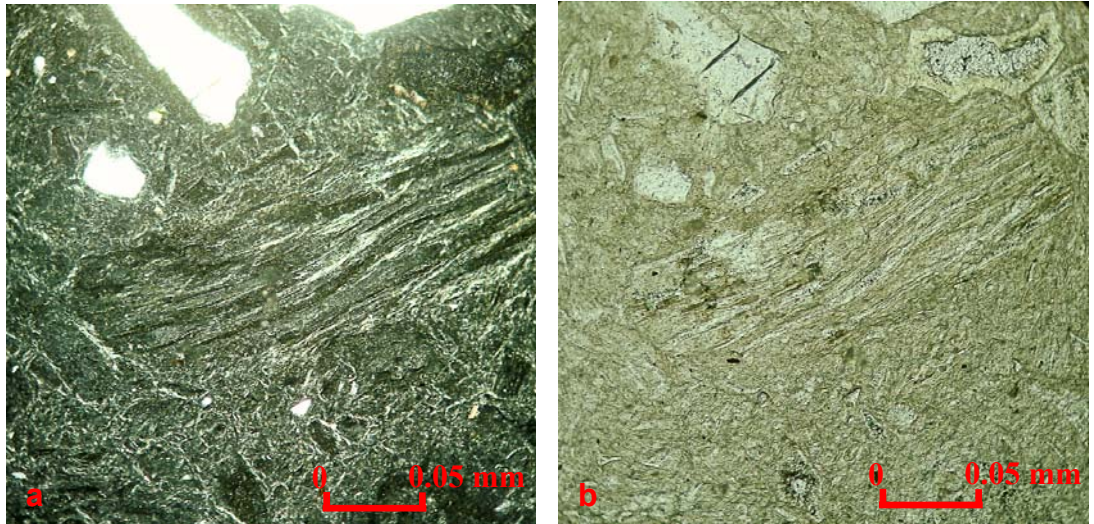
2.3.4 Pumisli Riyodasit Tüf

Pumisli riyodasit tüf mostralarına çalışma alanının kuzeyinde Mezar Tepe ve Şadırvan Mahallesi arasında rastlanılır. Bol miktarda irili ufaklı pumis parçaları içeren bu kayalara “Pumisli Riyodasit Tüf” adı verilmiştir. Bunlar beyaz, kirli beyaz, bej, pembemsi, sarımsı bej renklindedirler. İçindeki pumis ve volkanik kayaç parçaları ile diğer volkaniklerden kolaylıkla ayrılırlar (Şekil 2.29). Çıplak gözle görülebilen küçük feldspat, kuvars ve biyotit taneleri içerirler.

Mikroskop çalışmalarında bu kayaçların, yarı camsı-yarı kristalli, riolitlik bileşimli oldukları saptanmıştır. Kayaç, % 20 - 40 oranındaki bir hamur ile bu hamur içerisinde % 60 - 80 oranında kuvars, alkali feldspat, biyotit ve % 1 opak minerallerden meydana gelir. Hamurda önemli derecede ikincil mikro kuvars oluşumları da bulunur ve birincil volkanik cam parçalarında ise bozulmalar oluşmuştur. Kuvarslar girintili-çıkıntılı kenarlı, bazen de keskin konkav kenarlıdır. Alkali feldspatlar yarı özşekilli, altere sanidin türündedirler. Biyotitler tek nikolde sarı-kahve renklerde pleokroizma gösterip dilinimlidirler. Bu mineraller genelde dikdörtgen, kısmen kare şekilli levhalar halinde bazen ince uzun iğnemsî kıymıklar şeklindedirler ve yer yer opaklaşmışlardır. Hamur; volkanik cam, ikincil kuvars ve muhtemelen bazı diğer minerallerden oluşur (Şekil 2.30). Taze cam parçaları ise özel olarak üçgen, balta sapı, vs. gibi şekillerdendir. İkincil silis yaygın olup genelde yarı köşeli-yarı yuvarlak, bol kırıklı taneler halindeki mikro kuvarstır ve kristobalit muhtemelen olabilir.



Şekil 2.29 : Şadırvan Mahallesi kuzeyi ile Alayaka Köyü arasında perlitler ve pumisli riyodasit tüflerin sınır ilişkisi görülmektedir.



Şekil 2.30 : Pumisli riyodasit tüflerin mikroskop (ÇN:a, TN:b) görünümü.

2.3.5 Perlit

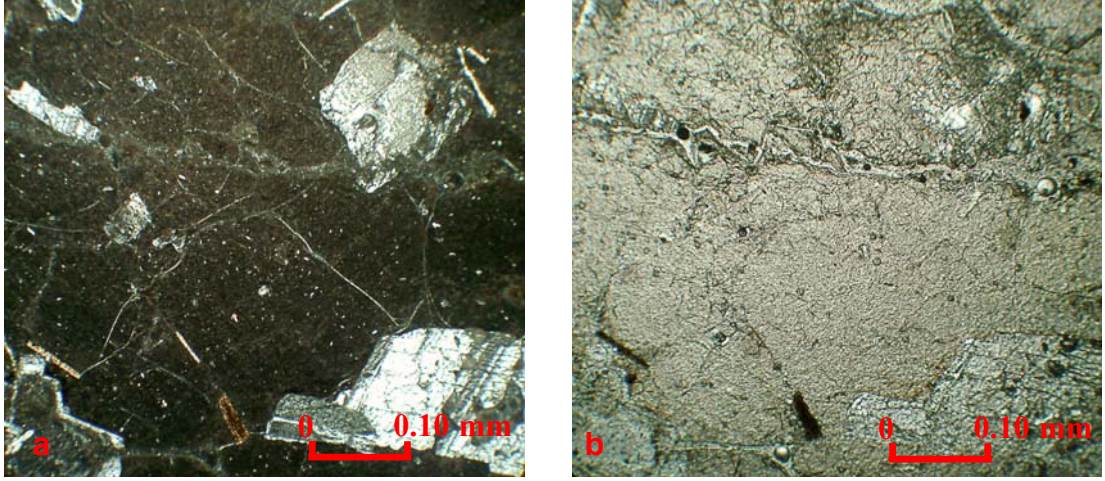
Bu birim çalışma alanının kuzeybatısındaki Şadırvan Mahallesi ve Alayaka Köyü arasında küçük bir alanda görülür. Perlitler siyah ve grimsi siyah renklerdedirler.

Bazen tümüyle volkan camı karakterinde bazen kayaç-volkancamı ardışıklı olarak izlenirler. Sert ancak kırılğandır; yer yer masif yer yer yumrular halindedirler (Şekil 2.31). Laminallı ve tabakalı akma yapısı karakteristiktir.

Kayaç camsal yapıda % 70 - 80 camsal matriks ve % 20 - 30 fenokristallerden oluşmaktadır. Hamur çok ince taneli ve tıkkız görünümlü olup, akma yapısı tipiktir ve perlitik doku izlenir. Cam parçalarının hızlı soğuma nedeniyle kavisli-eğrisel çatlaklar sunması yaygındır. Fenokristaller idiomorf ve hipidiyomorf şekilli ve kısmen kemirilmiş durumda olup, başlıca kuvars (% 10 - 15), plajiyoklas (% 5 - 8), mika (% 4 - 5) ve opak minerallerden (% 1 - 2) oluşmaktadır (Şekil 2.32). Kuvarslar, yarı köşeli-yarı yuvarlak, kenarları yenmiş, bol miktarda kırık unsurları içeren dağınık taneler halindedirler. Plajiyoklaslar; genellikle polisentetik ikizlenme gösteren yarı özşekilli tanelerdir. Yapılan ikiz ölçümlerinden sönme açısına ($10 - 18^\circ$) göre oligoklas türünde plajiyoklas oldukları belirlenmiştir. Mikalar (biyotitler) tek yönde dilinimli kare dikdörtgen şekillerde genelde ince uzun levhalar olarak, paralel sönmeli, kahverenginin değişik tonlarında pleokroizma gösteren fenokristallerdir.



Şekil 2.31 : Şadırvan Mahallesi ve Alayaka Köyü arasında mostra veren perlit yumrularının görünümü.



Şekil 2.32 : Kuvars, biyotit, plajiyoklas mineralleri ve kayaç parçaları içeren perlitlerin mikroskop (ÇN:a, TN:b) görünüşleri, soğuma çatlakları (eğrisel-kavisli) belirgindir.

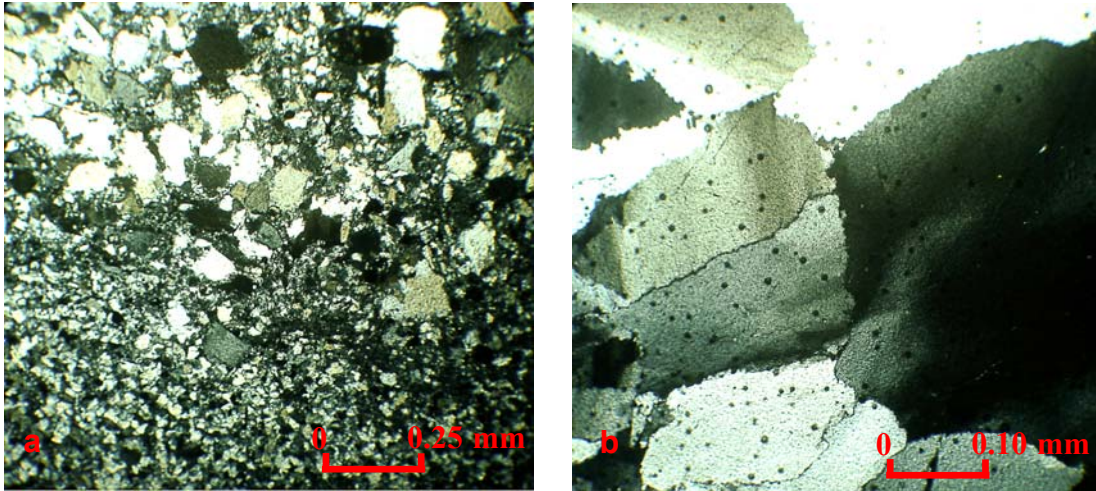
2.3.6 Sileks

Bu kayaçlar tipik olarak Düvertepe bölgesinin güneyindeki Şapçı Köyü kuzeydoğusunda, daha güneyinde Kabağağaçlı Tepe ve Arpatarla Tepe mevkiilerinde mostra verirler. Bunlardan bir kısmı sileks kafaları şeklinde bir kısmı ise düşey faylara bağlı oluşumlardır. Fay çatlakları boyunca oluşan sileks zonları değişik bölgelerde irili ufaklı mostralar vermektedirler. Çok sert, masif, kriptokristalen dokulu bu kayaçlar arazide gri-yeşil renkli olarak görülürler (Şekil 2.33). Bunların dışında grimsi-beyaz, pembemsi grimsi beyaz renklerde ve kabuk şeklinde sileks zonları da mevcuttur.

Silekslerde genelde riolit dokusu nadir olarak gözlenir. Hamur (birincil volkanik cam) hemen tümüyle silis minerallerine dönüşmüştür. Bunlar mikro ve daha az oranda makro kuvarslardır (% 95 - 96). Ayrıca kalıntı fenokristaller şeklinde kuvars, feldspat (% 2 - 3) ve nadir olarak opak mineraller ve biyotit (% 1 - 2) bulunmaktadır. Hamur kısmında yer yer ışınal ve akma yapıları da izlenir. Kuvarslar, dalgalı sönme gösteren, yeniden kristallenmiş tanelerdir. Genelde mikro kuvarslardır ve bazen makro kuvarslar olarak belli zonlar veya mercekler oluştururlar ve bu tane iriliğindeki farklılıklar kayaç için küçük ölçeklerde dahi tekrarlanabilmektedir (Şekil 2.34).



Şekil 2.33 : Kabağaçalı Tepe civarında silekslerin görünümü.



Şekil 2.34 : Mikro (a) ve Makro (b) kuvarslardan oluşmuş silekslerin görünümleri.

2.4 Alüvyon (Kuvaterner)

Bu birim Simav Çayı ile bu çaya akan sulu ve kuru derelerdeki halen oluşmakta olan blok, çakıl, kum ve silt depolanmalarıdır. Simav Çayı mevkiinde önemli bir kalınlığa (30 m) ulaştığı görülmüştür.

3. VOLKANİK KAYAÇLARIN JEOKİMYASI

Tüm kayaç kimyası çalışmaları için çalışma alanından volkanik kayaçları en iyi temsil edecek şekilde 2 adet pumisli riyodasit tuf (Ör. 14 ve 16), 3 adet riyolit-riyodasit tuf (Ör. 19, 22 ve 33), 5 adet riyodasit-dasit lav (Ör. 51, 55, 56, 59 ve 61), 2 adet riyolit lav (Ör. 3 ve 63), 1 adet sileks (Ör. 36) ve 2 adet perlit (Ör. 13 ve 15) olmak üzere toplam 15 adet örnek derlenmiştir. Örnekler daha sonra 2µm boyutuna gelecek şekilde öğütülmüş, ACME ve ACTLABS analiz laboratuvarlarına (Kanada) gönderilmiş ve çalışma yönteminde ayrıntılı açıklanan prosedürlere göre analiz edilmiştir. Volkanik kayaçlara ait ana, iz ve nadir toprak element değerleri Çizelge 3.1 ve Çizelge A.1’de verilmektedir. Örnekler genelinde belirgin olarak bulunan ama bazıları için daha yüksek olan LOI değerleri ise alterasyon derecesi ile önemli ölçüde ilişkili olmalıdır. Tuf örnekleri hariç, örneklerin LOI değerleri düşüktür ($< \% 4$) ve bu sonuç bu örneklerin alterasyondan fazlaca etkilenmediklerini gösterir. Bu numunelerin ana oksit değerleri doğrudan kullanılabilir özelliktedir. Tuf örneklerinde LOI değerleri $\% 2.03 - 11.51$ gibidir. Özellikle 14 ve 16 nolu örneklerdeki yüksek LOI değeri onların belirli oranda kaolinitik olmalarından kaynaklanır.

Yüksek SiO_2 içermesinden ötürü sileks numunesi ana element jeokimyasal diyagramlarında geniş aralıklarda izlendiğinden ve SiO_2 ’ye karşı ana oksitlerin davranışlarının incelendiği Harker diyagramlarında genel trendi bozan bir gidiş gösterdiğinden kullanılmamıştır.

Major oksitler açısından, örneklerin (sileks hariç); SiO_2 içeriği yaklaşık $\% 65.36 - 79.07$ arasında ve Al_2O_3 içeriği $\% 10.7 - 15.72$ aralığındaki değerlerdedir. Tablodan hareketle örneklerin yüksek SiO_2 ve Al_2O_3 içerikli olduğu söylenebilir. Bazı örneklerde yüksek Al (özellikle Fe ile birlikte) içeriği kil minerallerinin varlığı ile açıklanabilir. Fe_2O_3 $\% 0.16 - 3.86$ aralığında değişir. Örneklerden bazıları, özellikle de 59 ve 61 kodlu örnekler yüksek Fe_2O_3 değerlerine sahiptir. Bu örneklerin yüksek miktarda Fe_2O_3 içermesi, kil minerali oranlarının daha yüksek olması ile bir ölçüde açıklanabilir.

Çizelge 3.1 : Volkanik kayaçların ana, iz ve nadir toprak element kimyası.

(Prtf: Pumisli Riyodasit Tüf, Rdtd: Riyolit-Riyodasit tüf, Rdl: Riyodasit-Dasit Lav, Ryl: Riyolit Lav, Slk: Sileks, Prl: Perlit)

Örnek	14 Prtf	16 Prtf	19 Rdtd	22 Rdtd	33 Rdtd	51 Rdl	55 Rdl	56 Rdl	59 Rdl	61 Rdl	3 Ryl	63 Ryl	36 Slk	13 Prl	15 Prl
Ana Element Analizleri (% ağırlık)															
SiO ₂	69,31	68,35	76,52	72,72	75,23	76,31	70,23	70,9	65,36	67,29	79,07	76,43	97,27	65,36	68,95
Al ₂ O ₃	10,7	13,25	12,72	12,4	11,43	12,44	14,55	14,58	15,44	15,72	11,17	11,8	0,49	14,39	13,72
Fe ₂ O ₃	1,24	1,93	0,16	0,96	1,09	1,54	2,64	2,46	3,86	3,34	0,52	1,3	0,48	2,77	2,71
MgO	0,51	0,35	0,03	0,14	0,33	0,08	0,82	0,55	1,41	1,11	0,04	0,06	0,01	0,54	0,4
CaO	1,66	1,27	0,09	0,77	0,52	0,6	1,86	1,76	3,48	2,93	0,49	0,14	0,04	2,01	1,4
Na ₂ O	0,53	1,64	0,38	1,75	0,36	2,7	2,98	3,01	2,92	3,17	2,28	1,11	0,08	2,31	2,85
K ₂ O	3,89	5,2	7,7	5,46	5	5,34	4,6	4,86	3,86	4,07	5,19	8,16	0,14	5,48	4,97
TiO ₂	0,056	0,154	0,326	0,084	0,07	0,07	0,36	0,36	0,53	0,52	0,06	0,07	0,9	0,345	0,29
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,05	0,02	0,02	0,013	0,145	0,13	0,191	0,163	0,011	0,032	0,004	0,11	0,07
MnO	0,005	0,043	0,004	0,044	0,006	0,03	0,03	0,02	0,05	0,04	<0,01	0,02	<0,01	0,063	0,018
Cr ₂ O ₃						0,007	<0,002	<0,002	0,006	0,008	0,009	0,007	0,012		
LOI	11,51	7,2	2,03	4,63	5,72	0,8	1,6	1,2	2,5	1,4	1,1	0,8	0,5	4,75	3,35
Total	99,45	99,43	100	98,97	99,78	99,93	99,83	99,8	99,66	99,77	99,96	99,93	99,94	98,12	98,73
İz ve Nadir Toprak Element Analizleri (ppm)															
Sc	3	6	6	4	3	3	5	5	9	9	2	2	4	8	4
Ba	95	773	623	135	133	178	881	948	1322	1079	182	232	420	1898	1837
Be	4	4	1	3	3	<1	2	2	3	4	1	3	<1	4	3
Co	126	101	74	218	19	1,4	3,3	3,6	6,7	6,4	0,8	1,7	0,8	69	81
Cs	5,8	9	7,4	9,6	31,9	8,5	11,1	10,5	4,1	5,8	41,3	17,4	0,9	6,2	4,7

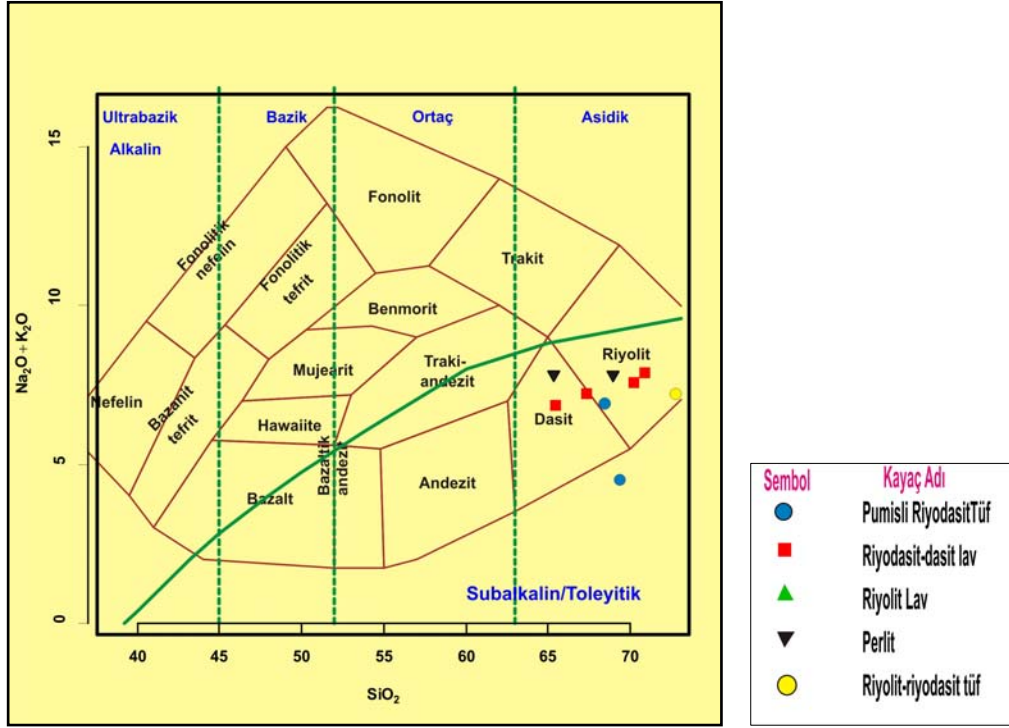
Çizelge 3.1 : (Devamı) Volkanik kayaların ana, iz ve nadir toprak element kimyası.

Örnek	14 Prtf	16 Prtf	19 Rdtf	22 Rdtf	33 Rdtf	51 Rdl	55 Rdl	56 Rdl	59 Rdl	61 Rdl	3 Ryl	63 Ryl	36 Slk	13 PrI	15 PrI
Ga	13	15	15	13	12	11,8	16,8	15,8	18,6	15,8	11,6	12,6	0,9	16	16
Hf	3,2	5,4	4,3	3,6	3,3	3,4	5,2	4,3	4,9	5,1	3,6	3,4	10,9	7,2	8,1
Nb	14	14	10	13	12	12,4	14	14,4	13,8	13,6	12,2	12,5	26,2	14	15
Rb	123	202	347	184	184	161,6	164,1	195,8	119,5	142,8	179	352	6	152	163
Sn	4	8	3	3	3	5	18	5	5	6	<1	2	9	4	3
Sr	314	143	325	38	38	43,3	233,8	233,5	402,6	354,2	44,5	40,6	8,8	348	277
Ta	1,9	5,8	4,5	5,7	1,6	1,2	1,3	1,5	1,2	1,2	1,1	1	2,4	4,5	3
Th	31,1	32,5	16,3	28,3	26,9	33,3	20,3	22,9	18,7	19,9	28,2	29,8	5,8	24,9	28,2
U	8,6	9,4	4,6	8,4	7,4	6,5	9,2	9,7	4,6	5,5	6,7	6,4	6,2	6,6	6,9
V	7	14	24	<5	<5	<8	23	31	67	56	<8	<8	<8	25	19
W	88	1940	1390	1820	154	3,7	1,9	2,6	1,9	1,6	7,6	5,1	5,3	1540	598
Zr	79	193	157	96	92	87,9	166	162,5	176,7	179,1	86,2	91,9	360,1	339	283
Y	27	24	17	21	20	19,3	18,4	21,7	25,4	15,8	18,9	16,4	13,7	26	27
La	27,6	81	36	23,8	26,9	33,8	38,5	43,3	45,4	41,6	29,7	33,5	1,9	83	85,7
Ce	53,4	127	65	44,2	49,4	53,1	65,6	71,7	72,1	67,7	52,4	55	3,4	135	141
Pr	5,67	11,6	6,75	5,26	5,94	7,28	7,94	8,84	9,31	8,48	6,63	7,36	0,42	12,4	14,6
Nd	20,5	33,3	20,7	17,3	18,2	26,7	25,3	28,9	30,3	26,7	21,2	22,5	1,4	36,7	41,5
Sm	4,7	5,8	3,6	3,6	3,8	4,79	4,9	5,71	5,76	4,94	4,55	4,59	0,46	6,5	7,2
Eu	0,19	0,78	0,75	0,29	0,27	0,4	0,87	0,93	1,11	1,01	0,34	0,43	0,15	1,38	1,39
Gd	4,5	4,6	3	3,2	3,4	3,77	3,04	3,66	3,95	3,39	2,94	2,75	0,85	5,4	5,1
Tb	0,8	0,8	0,5	0,6	0,6	0,62	0,66	0,75	0,84	0,65	0,6	0,58	0,24	0,9	0,8
Dy	4,9	4,5	3,1	3,6	3,7	3,66	3,37	3,56	4,45	3,25	3,1	2,95	1,98	4,8	4,8
Ho	1	0,9	0,6	0,7	0,7	0,7	0,65	0,78	0,91	0,61	0,65	0,62	0,51	0,9	1

Örnekler genelinde K_2O+Na_2O toplamı $MgO+CaO$ toplamından fazladır. CaO ve MgO değerleri ve toplam $CaO+MgO$ değeri yüksek bulunan örnekler 14, 16, 55, 56, 59 ve 61 nolu örneklerdir. Bu örneklerin petrografik incelemelerindeki mineral bileşimlerinde diğer örneklerden çok daha yüksek oranda plajiyoklas ve biyotit varlığı tespit edilmiştir. Bu mineralojik farklılık örneklerdeki Ca , Mg , Fe içeriklerindeki değişimin nedeni olarak görülmektedir. Riyolit lavlarında (Ör. 3 ve 63) plajiyoklas yok denecek kadar azdır. 3 nolu örnekte plajiyoklas % 3 oranında saptanmış ve 63 nolu örnekte ise saptanmamıştır. Bu örneklerdeki düşük CaO oranı bu mineralojik-kimyasal ilişkiyi doğrular niteliktedir. Yine bu örneklerde biyotit % 1'dir ve bu Fe ile Mg değerlerinin düşüklüğüne işaret etmektedir. Feldspatlardaki alterasyonlar neticesinde gelişen kil dönüşümleri sonucu da bazı farklılıklar olması doğaldır. Toplam alkali oranı lavlarda çok yüksek, buna karşın 16, 19 ve 22 nolu tüf örnekleri haricinde diğer tüflerde düşüktür. Tüf örneklerindeki düşük Na_2O değeri feldspat alterasyonu ile ilgili olabilir.

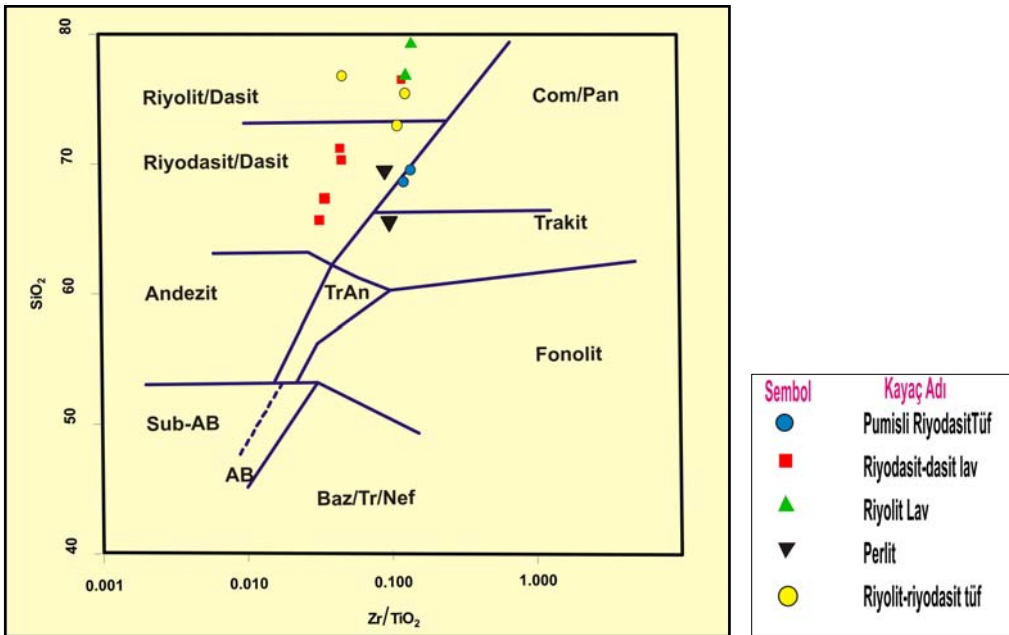
Lavlardaki Na_2O değerleri ise % 1.11 - 3.17 arasında değişir ve riyodasit lavlarda daha yüksektir. K_2O örnekler genelinde % 0.12 - 8.16 gibi geniş bir aralık göstermektedir. Bu K_2O oranı petrografik açıdan büyük ölçüde K-feldspat ve mika minerallerinden kaynaklanmaktadır. İz elementler açısından dikkat çekici olan Ba 'un özellikle 59 ppm, 61 ppm, 13 ppm ve 15 ppm nolu örneklerde diğer örneklerle göre yüksek olmasıdır. Bu örnekler aynı zamanda Fe_2O_3 bakımından zengin olan örneklerdir. Örnekler ayrıca Rb bakımından da zengindir. Ba ve Rb elementlerinin zenginleşmesi K_2O miktarıyla doğru orantılıdır. Sr 8.8 – 684 ppm arasında değişmektedir. CaO miktarı kayaçta artarken Sr elementinin miktarı da artmaktadır. K_2O miktarı artarken ise Sr elementinin miktarı azalmaktadır.

Analiz değerleri Cox ve diğ. (1979) tarafından önerilen kayaç adlaması amaçlı toplam alkali-silis diyagramına yerleştirdiğinde örneklerin riyolit ve dasit kayaç alanlarında yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 3.1). 19, 33, 44, 51, 3 ve 63 nolu örnekler yüksek SiO_2 içerikleri nedeniyle bu diyagramda gösterilememiştir. Ancak, bu örneklerin riyolit alanına düştükleri veya riyolit alanına yakın olacakları anlaşılmaktadır.



Şekil 3.1 : Volkanik kayaçların $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramındaki yeri (Cox ve diğ., 1979).

Ayrıca, örnekler yine kayaç adlaması amaçlı olarak major oksit ve iz elementlerin birlikte kullanıldığı Winchester ve Floyd (1977)'a ait SiO_2 'ye karşı Zr/TiO_2 diyagramında değerlendirilmiş ve örneklerin benzer olarak riyodasit/dasit ile riyolit/dasit bölgelerinde yoğunlaştıkları görülmüştür (Şekil 3.2).



Şekil 3.2 : Winchester ve Floyd (1977)'ye göre volkanik kayaç örneklerinin $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ diyagramındaki yerleri.

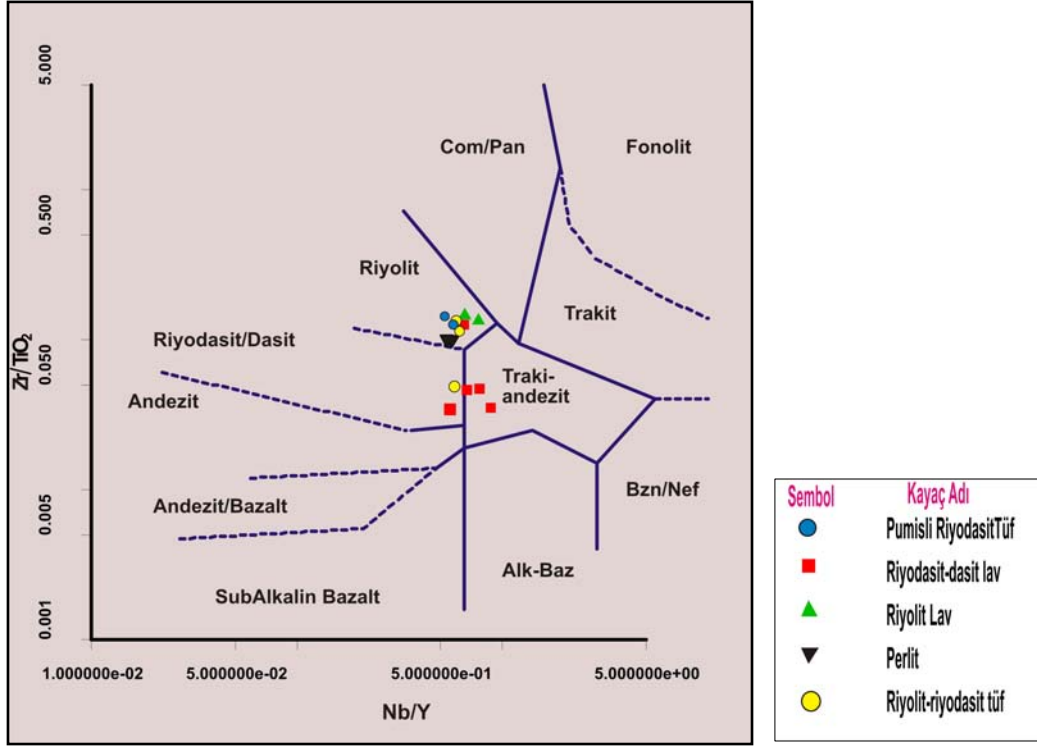
Bilindiği gibi, iz elementlerin davranışları altere kayalarda, major element davranışından daha önemlidir. İz elementler özellikle magmadaki fraksiyonel kristalleşmeyi ve magma karakterini daha iyi yansıtır. İz elementler bazı major elementlerin yerine geçer. Bu durum magmanın kristalizasyonu ile ilgilidir. Özellikle uyumsuz elementlerin ve bunların oranlarının kullanıldığı diyagramlar önemlidir çünkü bu elementler metamorfizma ve alterasyondan etkilenmezler, duraylıdır ve kaynak alanının özelliklerini yansıtır. Zr, Nb, Y elementlerini kullanan diyagramlar bu nedenle seçilmiştir.

Winchester ve Floyd (1977) tarafından önerilen $\text{SiO}_2 - \text{Zr/TiO}_2$ diyagramı (Şekil 3.2), çalışma alanındaki Üst Miyosen volkanikleri için bir sınıflama verse de, bu örnekler için Zr/TiO_2 değerlerinin dar bir alanda toplandığı, buna karşın SiO_2 değerlerinin geniş bir aralıkta değişim gösterdiği görülmektedir. Örneklerdeki SiO_2 miktarının bu denli farklılık göstermesi, alterasyonlar-ikincil mineralleşmeler ile bir ölçüde ilişkili olabilir. Özellikle, örneklerde yaygın ikincil silis oluşumları, SiO_2 değerlerinin kayaç adlamasındaki güvenilirliğini tartışmalı kılmaktadır.

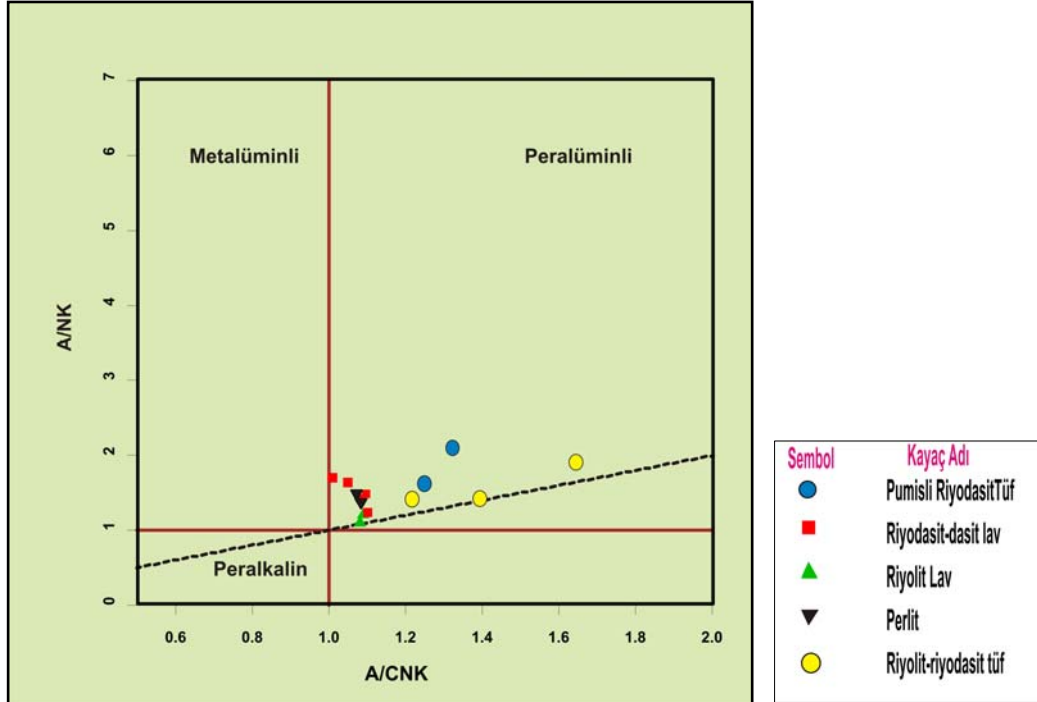
Bu nedenle, $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ diyagramında, volkaniklerin sanki çok geniş bir petrografik alan oluşturdukları görülmektedir. Oysa ki, yine Winchester ve Floyd (1977) tarafından önerilen ve sadece iz elementleri dikkate alarak Zr/TiO_2 'ye karşı Nb/Y oranları yapılmış sınıflama diyagramında, volkanik kayaç örnekleri için daha doğru bir yaklaşım yapılabilmektedir (Şekil 3.3). Bu diyagramda örnekler riyolit ile riyodasit-dasit ve traki-andezit alanlarına düşmektedirler.

Ayrıca örneklerin Shand (1943) tarafından önerilen A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)'ya karşılık A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) diyagramında ise peralüminli kayaç jeokimyası gösterdikleri belirlenmiştir (Şekil 3.4).

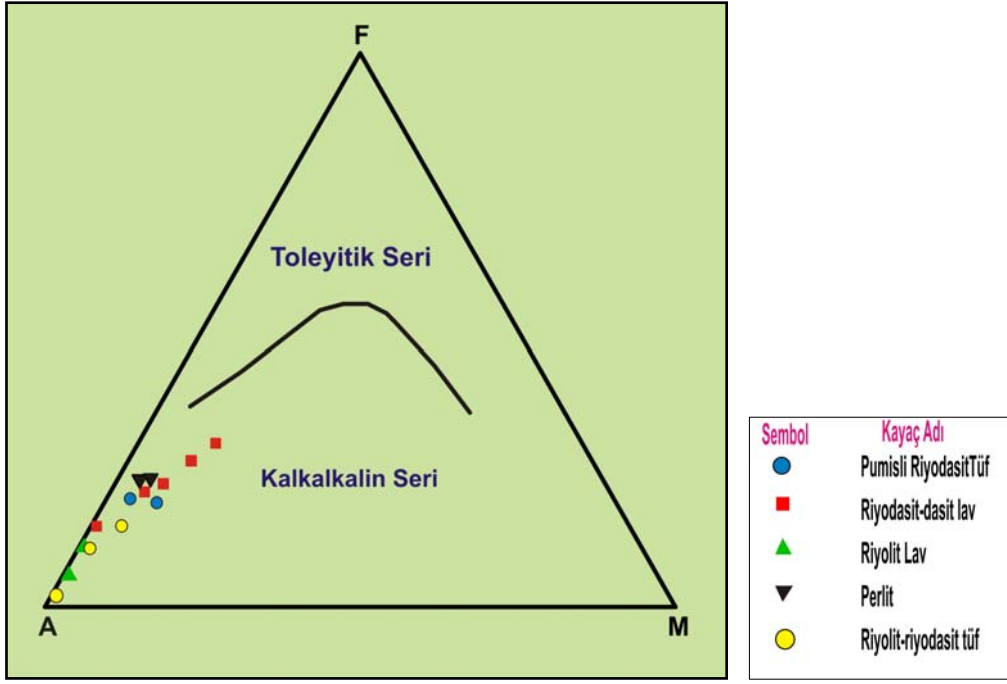
Volkanik kayaçlar alkali ve subalkali olmak üzere farklı iki magma serisine ayrılabilir. İnceleme alanındaki volkanik kayaçlardan derlenen lav örneklerinin Irvin ve Baragar (1971) tarafından önerilen AFM ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}$) diyagramına göre kalkalkalin serisi içinde yer aldıkları görülmektedir (Şekil 3.5). Çalışma alanı volkanik kayaç örnekleri Peccerillo ve Taylor (1976) tarafından önerilen SiO_2 'ye karşılık K_2O diyagramında da şosonitik seri, yüksek K-kalkalkalin serisi alanında yer almaktadır (Şekil 3.6).



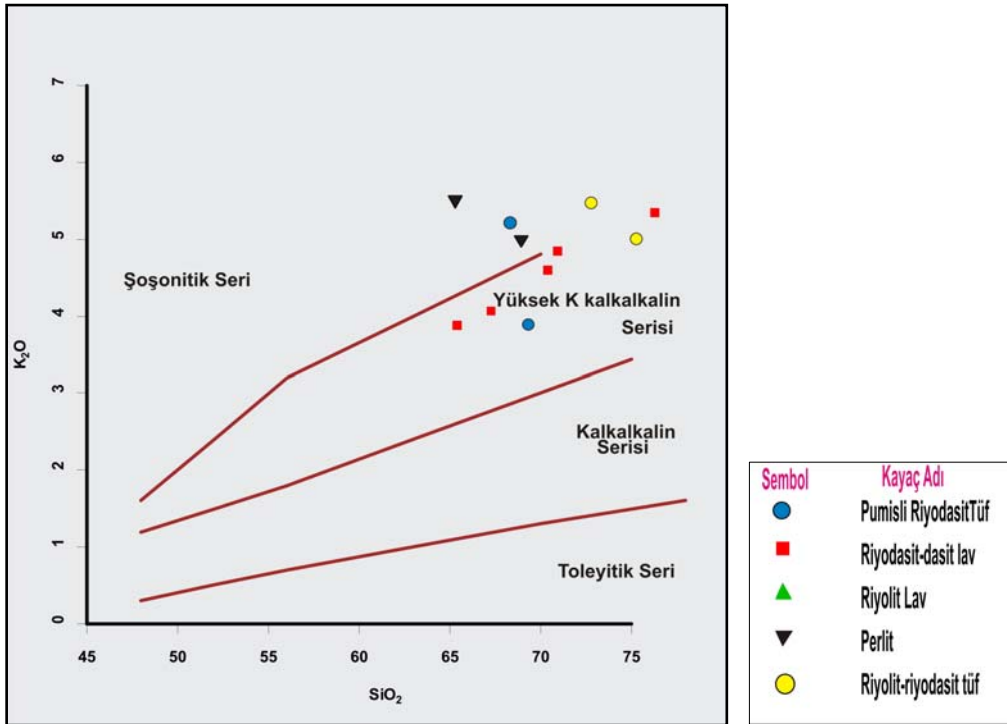
Şekil 3.3 : Winchester ve Floyd (1977)'nin Zr/TiO_2 'ye karşı Nb/Y oranlarına göre yapmış olduğu sınıflama diyagramında volkanik kayaç örneklerinin yeri.



Şekil 3.4 : Volkanik kayaçların $A/CNK (Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O)$ 'ya karşılık $A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O)$ diyagramındaki yerleri (Shand, 1943).



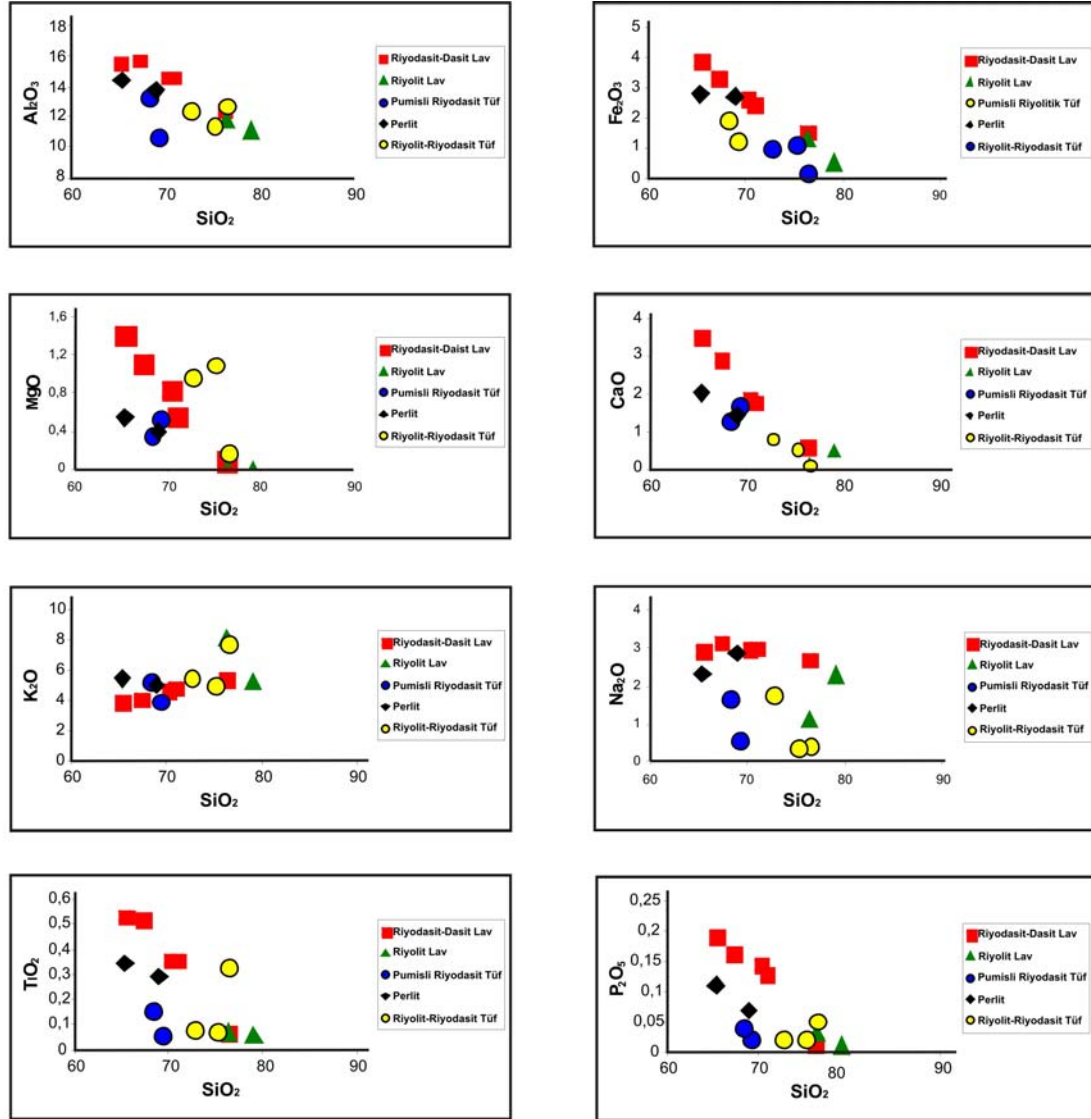
Şekil 3.5 : Çalışma alanındaki volkaniklerin toleyitik - kalkalkali ayrımında kullanılan AFM diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) yerleri (A: Toplam Alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), F: FeO, M: MgO).



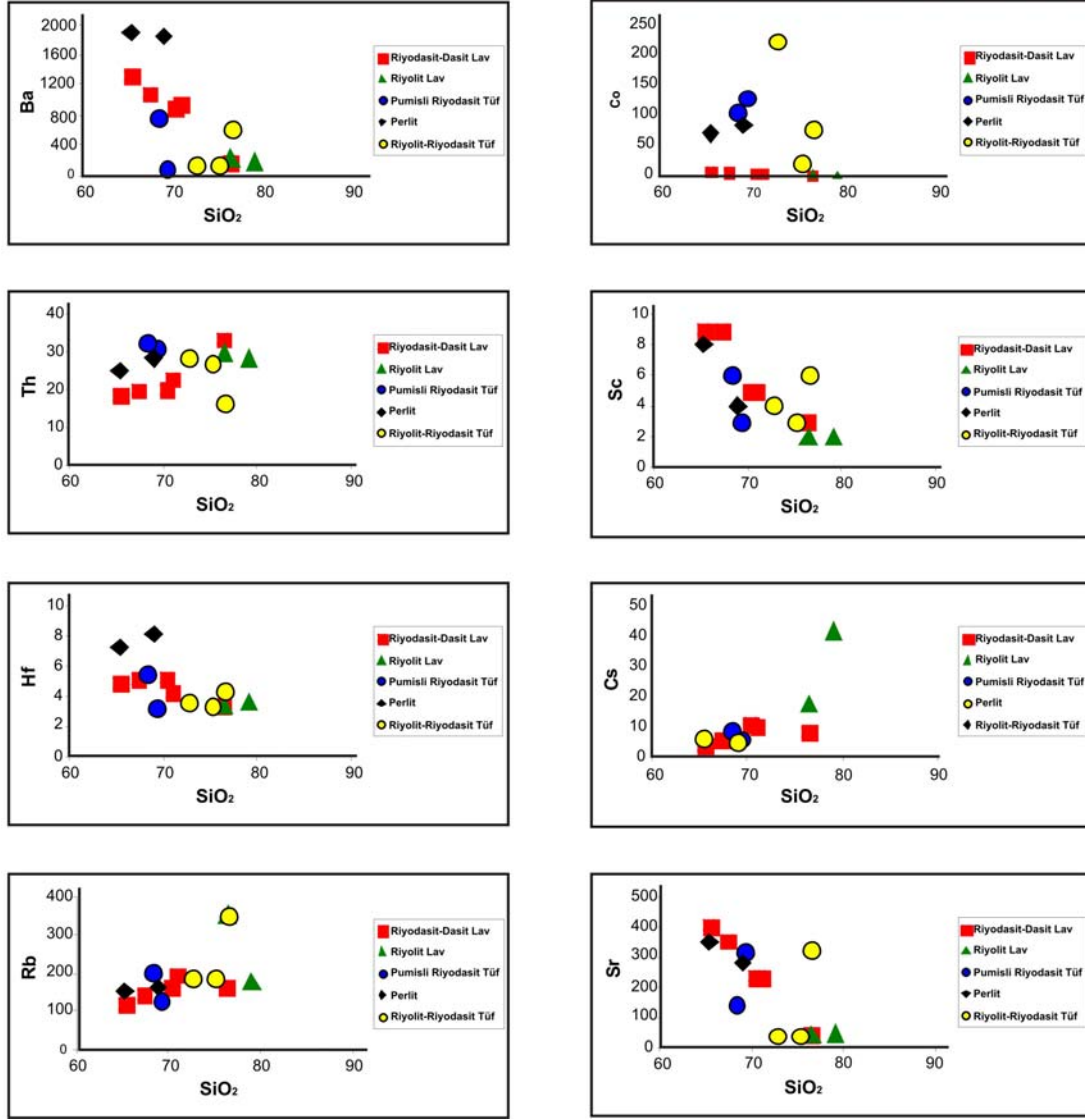
Şekil 3.6 : Peccerillo ve Taylor (1976)'ye göre volkanik kayaçların SiO_2 'ye karşı K_2O diyagramındaki yerleri.

Bilindiği gibi Harker diyagramları SiO_2 'ye karşılık major oksit veya iz element verilerinin kullanıldığı ikili değişim diyagramlarıdır. Bu diyagramlarda gözlenen

gidişler magmatik kayaçların oluşumu sırasında etkili olan çeşitli süreçlerin göstergesidirler. Bunlar, fraksiyonel kristalleşme, kısmi ergime, magma karışımı ve kirlenme ile ilgili olabilir. Bu diyagramlarda farklılaşma indeksi olarak genellikle SiO_2 kullanılmaktadır. Çalışma alanı volkanik kayaç örnekleri bu diyagramlara yerleştirildiklerinde elde edilen sonuçlar Şekil 3.7 ve 3.8’de verilmiştir. Sileks numunesi (Ör.36) bu diyagramlarda genel trendi bozduğundan dolayı kullanılmamıştır.



Şekil 3.7 : Volkanik kayaçlarda SiO_2 'ye karşı ana element oksitlerinin değişim diyagramları.



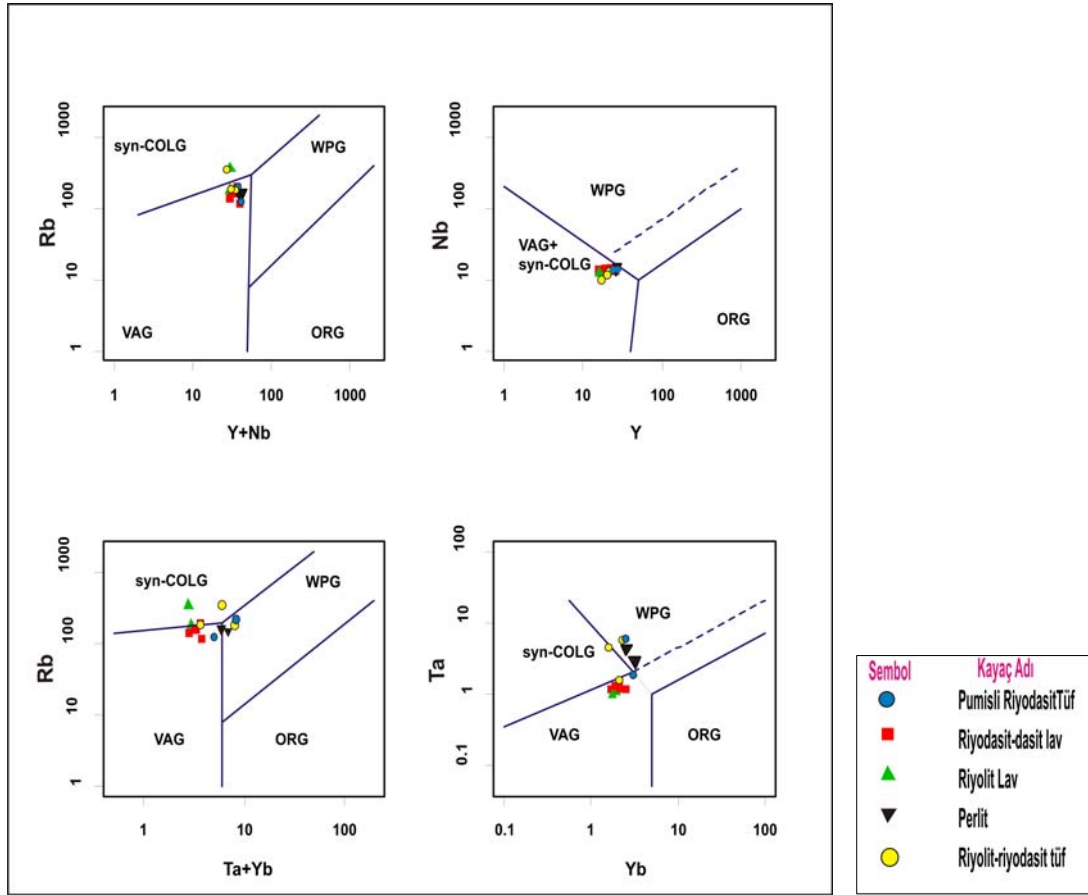
Şekil 3.8 : Volkanik kayalarda SiO_2 'ye karşı iz elementlerin değişim diyagramları.

SiO_2 'ye karşı ana element oksitlerin ikili değişim diyagramlarında tüm volkanik kayaç örneklerinin iyi-orta korelasyon gösterdiği görülmektedir. Örnekler sadece SiO_2 - K_2O diyagramında artan bir trende sahipken, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 ve P_2O_5 bakımından artan SiO_2 'ye karşılık azalan değerlere sahip olup, aralarında negatif ilişki bulunmaktadır. K_2O değeri artarken diğer oksitler giderek azalır. SiO_2 'ye karşı CaO ve MgO daha hızlı düşme eğilimi gösterir ve bu da Ca-Mg'ca zengin mineral oluşumları ile ilgilidir. CaO değerinin azalması Ca'ca zengin plajiyoklasların kristal ayrışması ile ortamdan uzaklaşmasını, Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 değerlerinin azalması ise biyotit gibi ferromagnezyen minerallerin kristalizasyonuna bağlı olmalıdır.

Bilindiği gibi, kayaçların iz ve nadir toprak element bileşimleri onların mineralojik bileşimlerinin bir sonucu olarak ortaya çıkar. Esas elementler kayaç oluşturan ana minerallerin bünyesinde toplanırlar. Bazı iz elementler ise esas elementlerin iyon yarıçaplarına yakın atom yarıçapına sahip olduklarından elementin yerine mineral bünyesine girebilir (Mason ve Moore, 1982).

Volkanik kayaçların iz element verilerinin değerlendirilmesi amacıyla iz elementlerin her birinin de SiO_2 'ye karşı Harker değişim diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 3.8). Bu diyagramlarda genel trendi etkilediği için sileks numunesi kullanılmamıştır. İz elementlerin SiO_2 'ye karşı değişim diyagramlarında farklı gidişler izledikleri görülür. Ba, Co, Hf, Sc, Sr elementlerinin artan SiO_2 karşısında giderek azaldığı; Th, Rb, Cs elementlerinin ise SiO_2 karşısında arttığı göze çarpmaktadır.

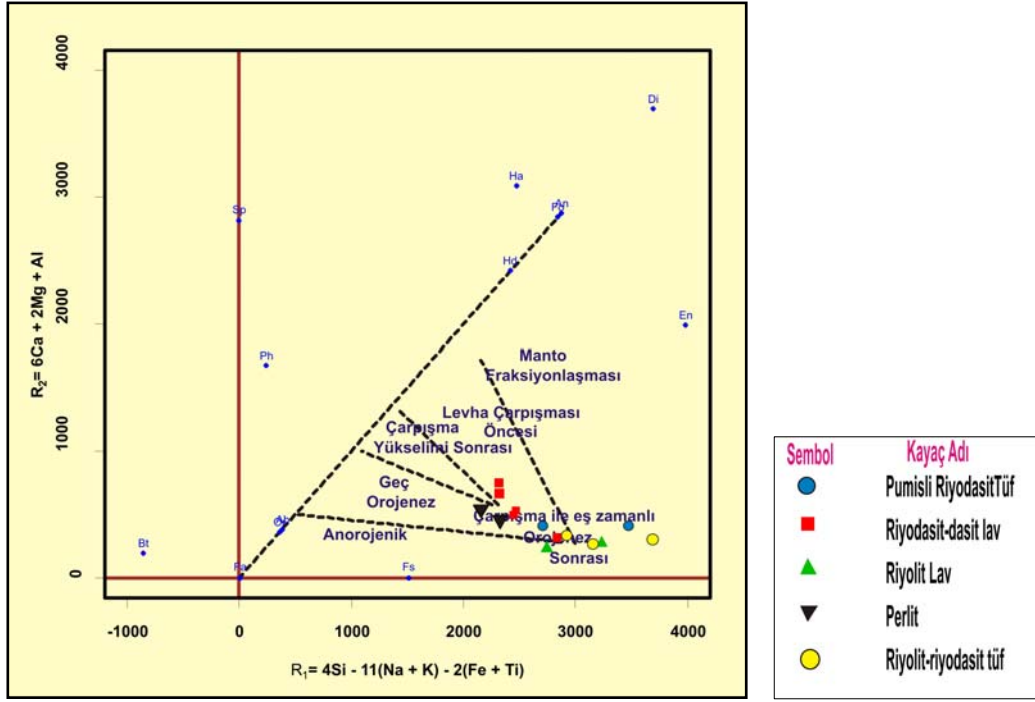
Özellikle, Ba, Rb, Sr elementlerinin davranışları önemlidir. Rb ve Ba elementi alkali feldspat bünyesinde yer alır. Ba özellikle feldspat ve biyotit mineralinin bünyesinde tutulur. K elementinin yerine kolayca girebilir. Kristal ayrışması sırasında ilk oluşan kayaçlarda yüksek, son oluşan kayaçlarda ise düşük oranda bulunur. Rb kristal ayrışmasının geç evrelerinde oluşan alkali feldspatların bünyelerine girmektedir. Rb genellikle K ile birlikte hareket eder. K içeren feldspat ve biyotitlerin bünyesinde K ile birlikte yer alır. Dolayısıyla fraksiyonel kristalleşme sırasında, bu mineraller daha geç evrelerde kristalleştiğinden kristal ayrışmasına paralel olarak magma içindeki konsantrasyonları SiO_2 oranına paralel olarak artar. Benzer durum, Th ve Cs elementleri için de geçerli olup, söz konusu bu elementler de fraksiyonlanmanın geç evrelerinde oluşan minerallerin yapısında yer alması nedeniyle, SiO_2 ile pozitif bir korelasyon göstermektedir. Sr, Ca elementi ile birlik oluşturmamasından dolayı, özellikle anortit içeriği yüksek plajiyoklasların bünyesinde yer alır. Fraksiyonel kristalleşmede, Sr'un negatif bir trend göstermesi, Sr'un plajiyoklaslarda Ca elementinin yerini alması nedeniyle, Ca'ca zengin plajiyoklasların fraksiyonlanması ile ilişkilidir. Magmanın evriminde kristal ayrışmasının başlangıcında yüksek orandadır ancak giderek oranı düşer. Aynı şekilde Co ve Sc ise mikaların yapısında Mg, Fe ve Al'un yerini alması nedeniyle bu minerallerin fraksiyonlanması ile artık eriyiklerde, bu elementlerin miktarları giderek azalmakta, dolayısıyla SiO_2 ile negatif korelasyon göstermektedir.



Şekil 3.9 : Volkaniklerin Pearce ve diğ. (1984)'e göre, tektonik ayırım diyagramlarındaki yeri (WPG: Levha İçi Granit, VAG: Volkanik Yay Graniti, Syn-COLG: Çarpışma İle Eş Zamanlı Granit, ORG: Okyanus Ortası Sırtı Graniti).

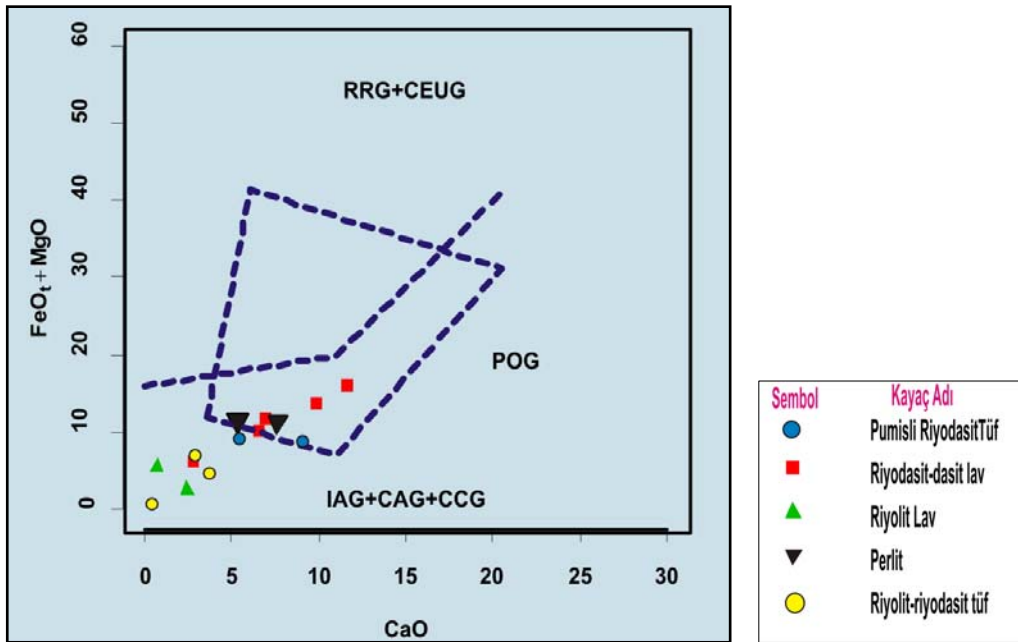
Çalışma alanındaki volkanik kayalara ait örneklerin, iz element sonuçlarının birlikte değerlendirildiği tektonik ayırım diyagramlarında volkanik yay graniti (VAG), çarpışma ile eş zamanlı granit (Syn-COLG) ve levha içi granit (WPG) alanını temsil eden bölgelerde yoğunlaştıkları görülmektedir (Şekil 3.9) Her ne kadar örnekler üç farklı tektonik alanda gözlenseler de genel birlik VAG+Syn COG'dur. Dolayısıyla çalışma alanı volkaniklerinin çarpışma ile eş zamanlı ve volkanik yay tipi bir oluşum sergiledikleri söylenebilir.

Batchelor ve Bowden (1985) tarafından önerilen sınıflandırmada çalışma alanı volkaniklerinin daha çok "Levha Çarpışması Öncesi", "Orojenez Sonrası" ve "Çarpışma ile Eş Zamanlı" gelişen magmatizma ile ilişkili oldukları gözlenmektedir (Şekil 3.10).



Şekil 3.10 : Batchelor ve Bowden (1985) tarafından önerilen sınıflandırmada volkaniklerin tektonik ortamı.

Maniar ve Piccoli (1989) tarafından önerilen CaO 'ya karşı $\text{FeO}_t + \text{MgO}$ bileşenlerinin kullanıldığı diyagramda örneklerin orojenez sonrası granit alanını temsil eden (POG) ve ada yayı+kıtasal yay+kıtasal çarpışma granitlerini temsil eden (IAG+CAG+CCG) bölgelerde yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 3.11).



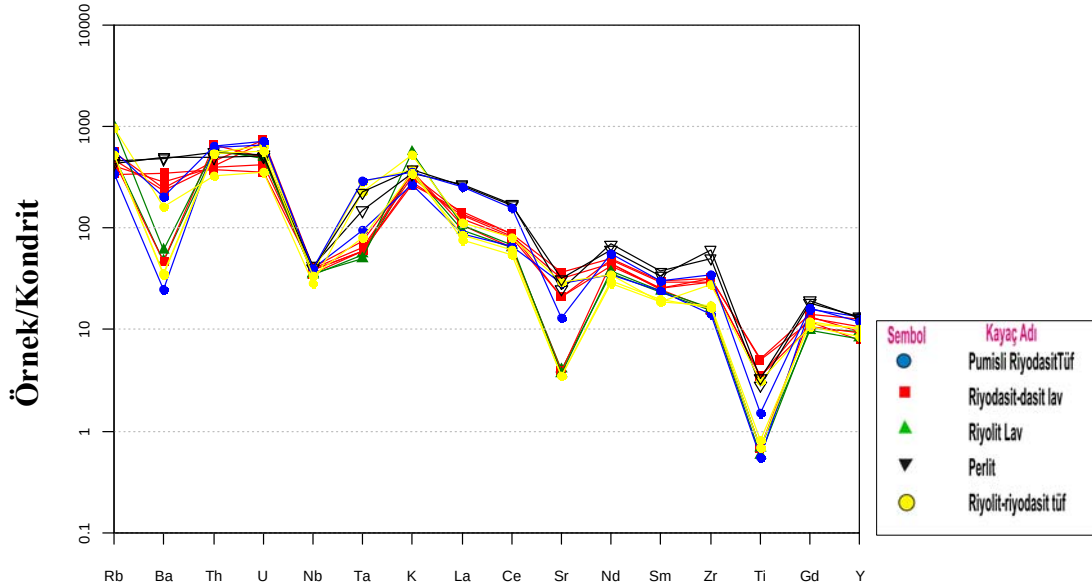
Şekil 3.11 : Volkanik kayaların Maniar ve Piccoli (1989) tarafından önerilen tektonik ortam ayırım diyagramında sınıflandırılması.

Volkanik kayaçları oluşturan ergiyiklerin kökenini araştırmada ve bu ergiyiklerin katılaştıkları tektonik ortamın araştırılmasında örümcek diyagramlar (Spider diagrams) oldukça faydalıdır. Bu tür diyagramlarda çeşitli element değerleri bir referans numuneye göre incelenir ve bu referans numuneye göre elementlerin fakirleşmesi veya zenginleşmesi ortaya konulur. Ortaya çıkan desen kendine özgüdür ve inceleme açısından önem taşır. Çalışma bölgesindeki volkaniklerin bir ana magmadan itibaren farklılaşarak oluştukları düşünülerek normalize edilmiş iz element dağılımları Şekil 3.12’de verilmiştir. İz element dağılım diyagramları incelendiğinde neredeyse tüm elementlerce özellikle de büyük iyonlu litofil elementlerce (LILE) zenginleşme dikkat çekicidir. Ti’un negatif anomalisi Fe ve Ti’ce zengin minerallerin fraksiyonel kristallenmesini, Th ve Ta’daki aşırı zenginleşme kabuk kontaminasyonunu işaret etmektedir.

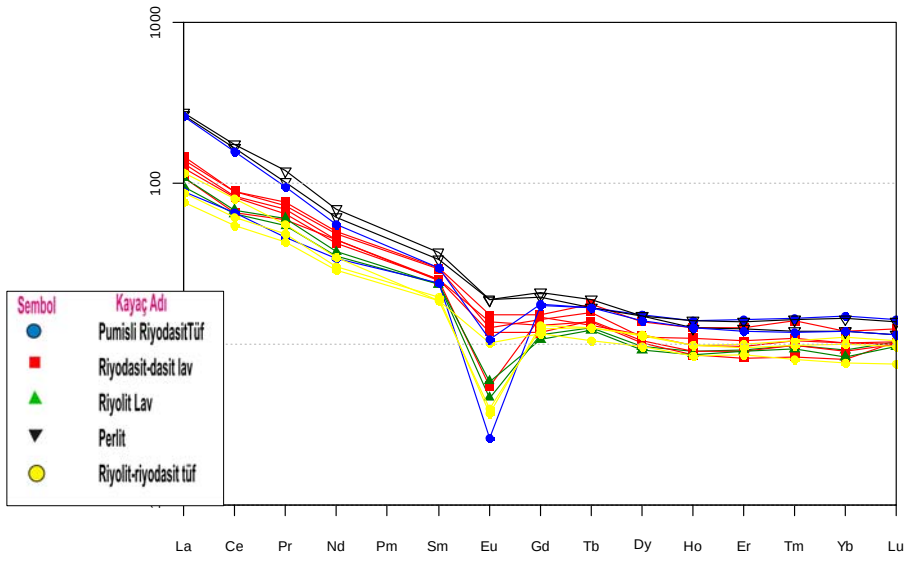
Sr ve Ba açısından fakirleşme şu şekilde açıklanabilir; Ba’un davranışında, yüksek sıcaklık feldspatlarında daha fazla bulunmasından dolayı, örümcek diyagramlarda, daha yüksek sıcaklıklarda oluşmuş feldspatları içerenlerden daha düşük sıcaklık feldspatları içerenlere doğru, diğer bir deyişle silis içeriğinin azaldığı yöne doğru bir azalma görülebilir. Sr anortit içeriği bakımından zengin plajiyoklaslarda bol miktarda bulunur. Bu açıdan değerlendirildiğinde, örümcek diyagramlarda, tıpkı Ba içeriğinde olduğu gibi, eş kökenli magmatik ayrımlanmada ilk oluşan kayaçlarda daha bol ve bu nedenle pozitif anomali, sonra oluşan kayaçlarda ise daha az ve bu nedenle negatif anomali sunar.

Örneklerin kondrite göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılımları ise Şekil 3.13’de verilmiştir. Nadir toprak element dağılım diyagramı incelendiğinde hafif nadir toprak elementlerin (LREE) daha zenginleştiği, ağır nadir toprak elementlerin (HREE) kondrit değerlerine yakın veya daha az zenginleştiği görülür. Nadir toprak elementlerin kondrite göre zenginleşme miktarları kısmi ergime derecesi ile ilgilidir. Yüksek kısmi ergimelerde diyagram desenleri kondrit oranına yakındır; oysa ki düşük ergime derecesini işaret eden desenler diyagramın üst bölümündedir. Örnekler düşük ergimeyi işaret eden desen sergilerler. Eş kökenli ve magmatik ayrımlanma yoluyla meydana gelmiş granitik kayaçlardan ilk önce oluşanlar, bağıl olarak LREE bakımından fakir ancak (özellikle amfibol ve piroksen gibi mafik mineral fraksiyonlanmasından dolayı) HREE bakımından zengin; buna karşın sonra oluşanlar ise bunun tam tersi bir bileşim sergileyecektir. Aynı şekilde ilk oluşan kayaçlarda Eu

içeriği daha fazla, sonra oluşanlarda ise daha az olacaktır. Sonuç olarak, eş magmatik kökenli ve magmatik ayrışma yoluyla meydana gelen granitik bileşimli kayaların kondrite göre normalleştirilmiş dağılım desenlerine bakıldığında, ilk evrelerde oluşan kayaların LREE içerikleri bağıl olarak daha az, HREE içerikleri ve Eu içerikleri ise bağıl olarak daha fazla olduğundan, LREE lerden HREE lere doğru az belirgin bir fraksiyonlanma göze çarpacaktır. Diğer taraftan, son evrelerde oluşan kayalarda ise bağıl olarak LREE daha fazla ve HREE ile Eu içerikleri ise bağıl olarak az olduğundan, bunlar kondrite göre normalleştirilmiş dağılım desenlerinden LREE den HREE lere doğru daha kuvvetli bir fraksiyonlanma ve daha belirgin bir negatif Eu anomalisi göze çarpacaktır.



Şekil 3.12 : Volkanik kayaların Sun ve diğ. (1980)'e göre normalize edilmiş iz element dağılımları.



Şekil 3.13 :
Volkanik
kayaçların
Boynton
(1984)'e göre
normalize

edilmiş nadir toprak element dağılımları.

4. KAOLİNİT ve ALUNİTİN MİNERALojİK ÖZELLİKLERİ

Bu bölümde, çalışma alanında varlığı ortaya konulan kaolinit ve alunit minerallerinin mineralojik özellikleri kısaca ele alınmıştır. Bu minerallerinin genel özellikleri giriş olarak verildikten sonra çalışma bölgesi kaolinit ve alunitinin X-ışınları difraksiyonu (XRD) çalışmaları, taramalı elektron mikroskop (SEM) çalışmaları, jeokimyasal analiz çalışmaları ve termal analizlerinden elde edilen morfolojik ve kimyasal veriler ayrı başlıklar halinde anlatılmıştır.

Kil kavramı, sedimantolojik olarak ana kayacın aşınması ve ayrışması sonucu ya yerinde ya da çökelme havzalarında birikerek oluşan, 1/256 mm veya 4 mikron tane boyuna sahip sulu alüminyum silikat bileşimli kil mineralleri karışımını ifade eder. Bazı killeri bir cins kil mineralinden, bazıları da birkaç cins kil mineralinin karışımından meydana gelmektedir. Çizelge 4.1’de killerin sınıflaması ve türleri verilmiştir. Kaolin, kil mineralleri sınıflandırması içinde bir grup kil mineraline verilen isimdir. Kristal yapılarına göre yapılan kil sınıflandırmalarında, eş boyutlu ve bir yönde uzamış olanlar kaolin grubu olarak diğerlerinden ayrılmaktadır.

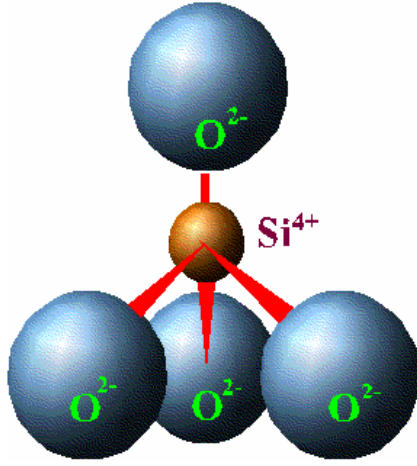
Kaolin ismi Çin’deki Jauchon Fu yakınlarındaki “Gaoling veya Kau-Ling” adı verilen yüksek bir tepeden gelmektedir. Kaolin grubu killerin ana bileşeni alüminyum hidrosilikat olup en önemli mineralleri dioktahedral düzenli kaolinit $[(Al_4Si_4O_{10}(OH)_8]$, dehidrate haloysit $[Al_4Si_4O_{10}(OH)_8]$ ve hidrate haloysit $[Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 \cdot 2H_2O]$ ’tir. Diğer mineralleri ise dikit ve nakrittir.

Tüm kaolin grubu mineraller aynı kristal yapısına sahiptirler. Düzgün dörtyüzlü yapı taşları merkezdeki silisyum atomları bir düzgün altıgen verecek şekilde köşelerden birbirleri ile birleşerek silika adı verilen düzgün dörtyüzlüler tabakası oluştururlar (Şekil 4.1). Tabakadaki düzgün dörtyüzlülerin tabanları aynı düzlem üzerinde, tepeleri ise buna paralel bir başka düzlem üzerinde yer almaktadır. Düzgün dörtyüzlü yapı taşları köşelerinden bağlanarak ikili bir silika zinciri de oluşturabilmektedir. Oktaedrarların birer yüzeyleri aynı düzlemde kalacak şekilde birleşmesiyle oktaedra tabakası (Şekil 4.2) diğer adıyla alümina tabakası oluşur (Grim, 1968).

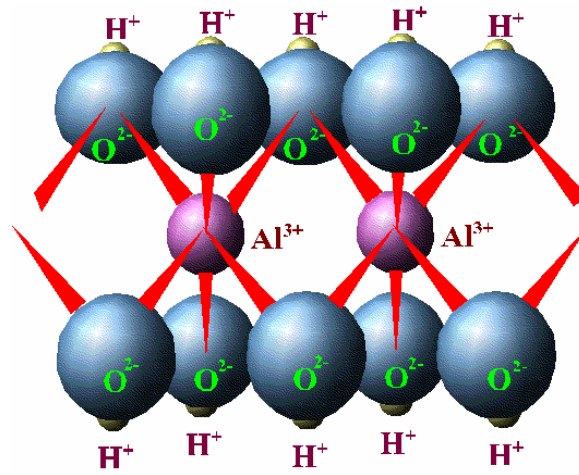
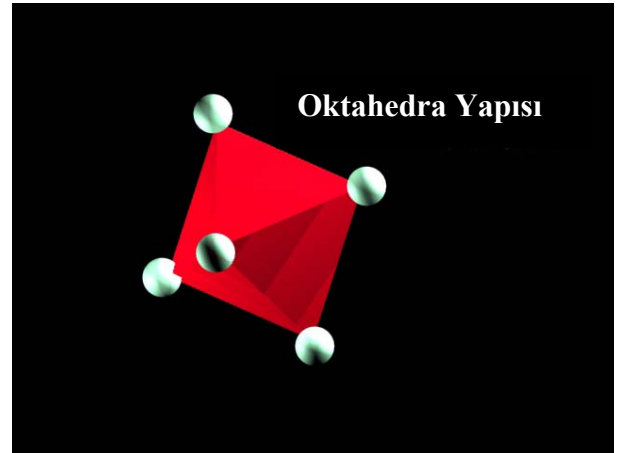
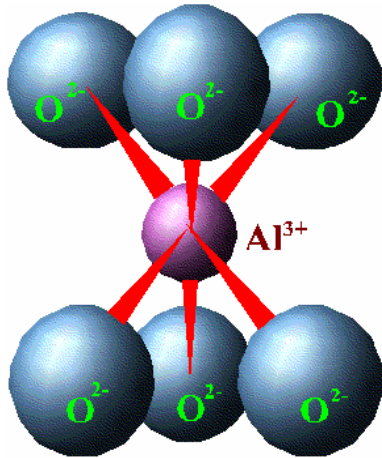
Çizelge 4.1 : Killerin Sınıflandırılması (Bailey, 1980).

Tabaka Tipi	Alt Grup	Mineraller
1:1	Serpantin Kaolin	Krizotil, Lizardit, Amesit, Bertiyerit, Kaolinit, Dikit, Nakrit, Halloysit
2:1	Talk Profillit Saponit Montmorillonit Trioktaedral Vermikülit Dioktaedral Trioktaedral Mika Dioktaedral Mika Trioktaedral Mika Dioktaedral Mika	Talk, Villemsit Profillit, Ferriprofillit Saponit, Hektorit, Savkonit, Stevensit Montmorillonit, Baydellit, Nontronit, Volkanskoyit Trioktaedral Vermikülit Dioektaedral Vermikülit Flogopit, Biyotit, Lepidolit, Zinvaldit, Annit Muskovit, İllit, Glokonit, Tobelit, Paragonit Klintolit, Bityit, Anandit, Kinashitalit Margarit
2:1:1	Trioktaedral Klorit Dioktaedral Klorit Di- Trioktaedral Klorit	Klinoklor, Şamozit, Nimit, Pennandit Donbassit Kookit, Sudoyit

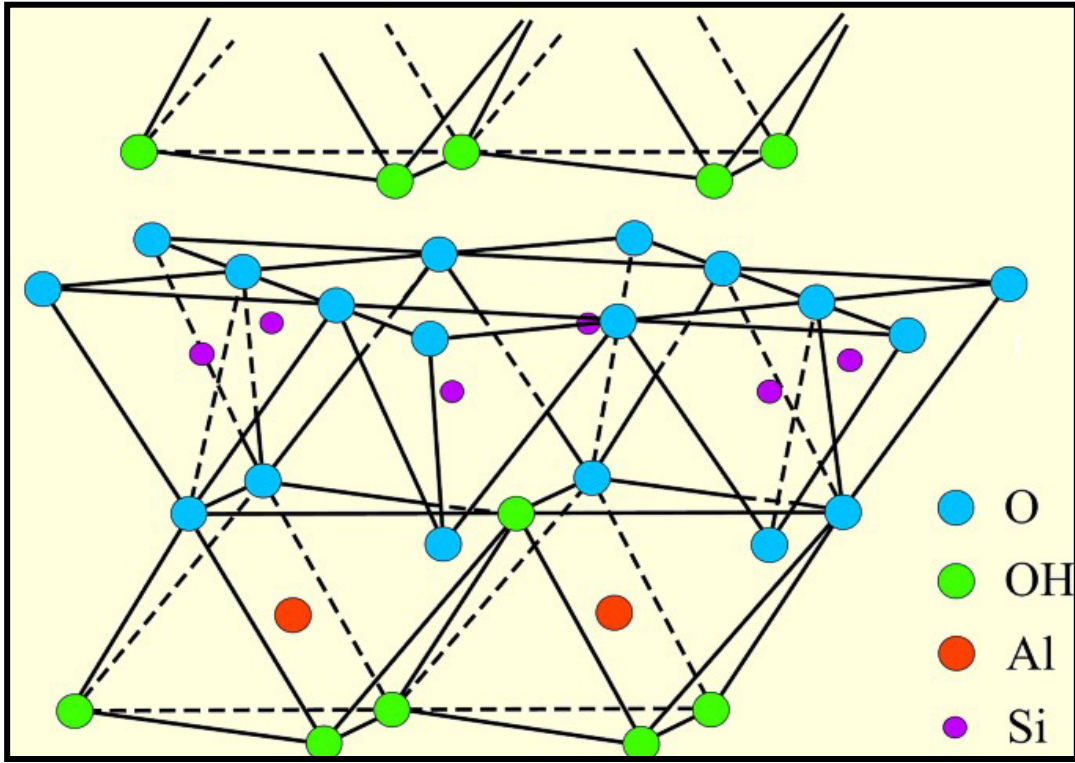
Silika tabakasındaki tetrahedronların tepeleri ve alumina tabakasındaki oktahedronların bir yüzeyindeki bazı oksijen iyonlarının ortaklaşa kullanılmasıyla TO şeklinde simgelenen ve kalınlığı 0,72 nm olan birim katmanı oluşmuştur (Gruner, 1932). Bilindiği gibi, T tetrahedron tabakasını ve diğer adıyla silika tabakasını, O ise oktahedron tabakası veya diğer adıyla alümina tabakasını simgeler. Çok sayıda birim katmanın üst üste istiflenmesiyle kaolinit partikülleri ve bu partiküllerin de gelişigüzel dağılarak biraraya gelmesiyle kaolinit minerali oluşur (Şekil 4.3). Kaolinitin özgül ağırlığı 2.6 - 2.63 gr/cm³ ve sertliği 2 - 2,5 arasındadır.



Şekil 4.1 : Silikon-Oksijen (Si-O) atomlarının oluşturduğu silika tetrahedra yapısı.



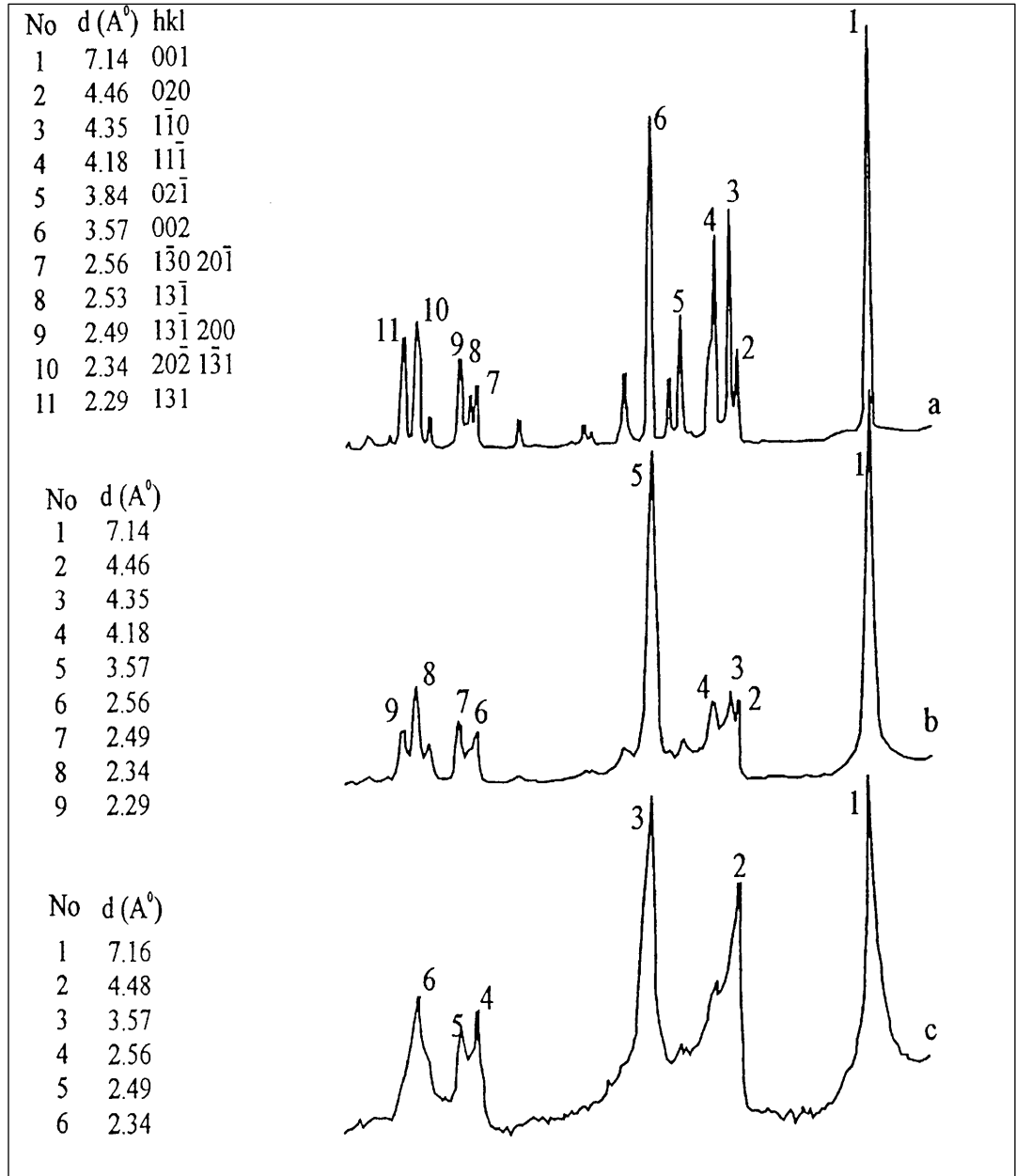
Şekil 4.2 : Alüminyum-Oksijen-OH (Al-O-OH) atomlarının oluşturduğu oktahedra yapısı.



Şekil 4.3 : İdeal kaolinit kafes yapısı (Grim,1962'den değiştirilerek alınmıştır).

Kaolinit kristalleri düzlemsel, tabakamsı olduklarından, mikaya benzerliğinden a ve b eksenleri tablamsı bir düzelemde uzadığı kabul edilir; yönlenmeleri oldukça basit olduğundan dolayı yönlenmiş kristallerin diyagramları şiddetlerinin artmasıyla 001 yansımalarını göstermektedir. İyi kristalin bir kaolinitin tipik X-ışınları örgüsü ve en yoğun pikleri Şekil 4.4'de gösterilmiştir.

Önemli yansımaları 7.06, 3.57, 2.27, 1.78 ve 1.42 Å çizgileriyle sergilenir. Bunların birincisi birim hücre boyu olan 001 yansımasıdır, diğerleri ise 002, 003, 004 ve 005 yansımalarıdır. Bu yansımaların oransal şiddetleri c eksenini boyunca aynı kenar üzerinde bütün silikat tabakalarının varlığını belirtir (Çelik, 2006). Halloysitte ise her bir 1:1 tabakası arasında toplam $d_{(001)}$ basal değeri 10 Å olacak şekilde basit bir su molekülü yer alır. Difraksiyon örgüsü tipik olarak 7.2 - 7.4 Å arasında oldukça geniş bir 001 yansıması gösterir, sık sık düşük açı yönüne doğru belirli bir asimetri vardır ve 3.6 Å daki (002) pikinde de benzer bir genişlik bulunur.



Şekil 4.4 : a: İyi kristalin, b: orta kristalin, c: kötü kristalin kaolinite ait X-ışınları difraksiyon örgüleri (Wilson, 1987).

İdeal kaolen bileşimi: $\text{Al}_2\text{O}_3 + 2\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ olup kaolinitte;

SiO_2 (Silis): % 46,54

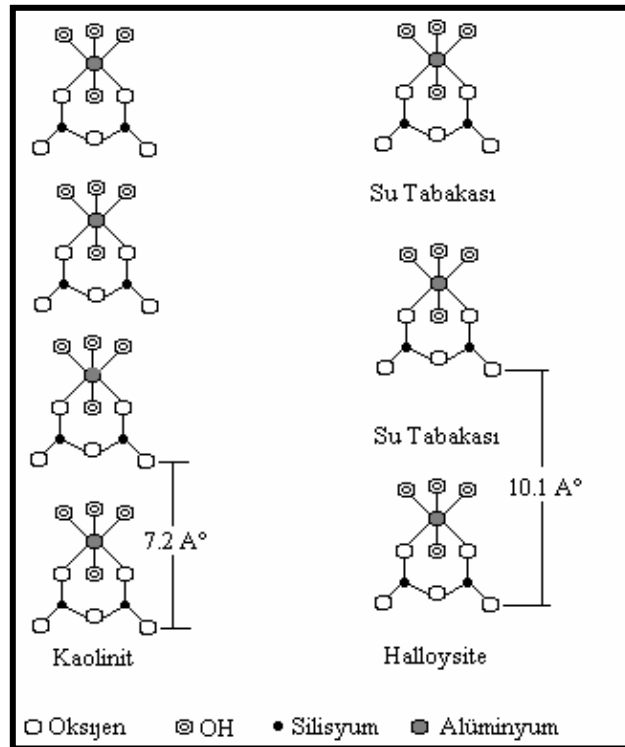
Al_2O_3 (Alüminyum Oksit): % 39,50

H_2O (Su): % 13,96

Toplam: % 100.00 oranlarında bulunur.

Halloysit hariç diğer kaolin minerallerinin mikro kristallerinde tipik olarak gözlenen pseudoheksagonal plaka benzeri morfoloji silis tetrahedral yaprağının bileşimini gösterir. Fakat gerçek simetri monoklinik ve bazı durumlarda triklinik. Bu durum

oktahedral katyon koordinasyonu ve yönelimli dizilim (stacking arrangement) nedeniyle oluşur (Çelik, 2006). Kaolinit düzenli şekilli belirgin hegzagonal görünümde iri kristaller halinde, kitabımsı yığılımlar veya kurtçuklar halinde bulunabilir (Murray, 2007). İki veya tek tabakalı halloysit oluşumu ile halloysit ve kaolinit arasındaki ilişkinin ne olduğu konusunda belirsizlik vardır. Brindley (1980) halloysitin kaolinitin oldukça düzensiz bir türü olduğunu, bu düzensizliğin tabakalar arası boşluğa suyun yerleşimini sağladığını belirtmiştir. Tabakalar arası mesafe kaolinitte 7.2 Å ve hidratlı halloysitte ise 10.1 Å olup bu mineralde tabakalar arasında su bulunmaktadır. 10.1 Å türünde, 7 Å tabakaları arasında 2.9 Å kalınlığında su tabakası olması mineralin 10.1 Å boyutunda olmasını sağlar (Şekil 4.5). Tabakalarının dönmesiyle bu mineral genellikle tüp şeklinde bir morfoloji sunar, fakat farklı morfolojilerde de bulunabilir. Oldukça belirgin ve adım adım gittikçe incelen mum görünümünde tüplerden oluşan morfoloji Tazaki (1979) tarafından Colorado killlerinde ve Çelik vd. (1999) tarafından Konya güneybatısındaki halloysitlerde gözlenmiştir (Çelik, 2006).



Şekil 4.5 : Kaolinit ve halloysit minerallerinin yapısı.

Alunit grubu, benzer kristal yapısına ve kimyasal bileşime sahip minerallerden oluşmaktadır. Bu grubun en yaygın minerali alunittir. Alunit grubunun genel formülü $AB_3(SO_4)_2(OH)_6$ formülü ile ifade edilmekte, OH'ın yapısında H ve O, SO_2 'un

yapısında S ve O olmak üzere dört ayrı kararlı izotop içermektedir. A iyonu K^+ , Na^+ , Pb^{+2} , Ca^{+2} , Ag^{+2} veya NH_4^+ olabilir. B iyonu da Al^{+3} , Cu^{+2} veya Fe^{+3} olabilir. Alunit grubu izomorf mineraller serisi şöyledir (Hendricks, 1937):

Alunit: $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$

Loewigite: $KAl(SO_4)_2(OH)_6 \cdot 1,5H_2O$

Natroalunit: $NaAl_3(SO_4)_2(OH)_6$

Jarosit: $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$

Plumbojarosit: $PbFe_6(SO_4)_4(OH)_{12}$

Argentojarosit: $AgFe_3(SO_4)_2(OH)_6$

Ammoniajarosit: $NH_4Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$

Alunit (alum rock= şap taşı), en önemli şap minerali olup kimyasal bileşimi sulu potasyumalüminyumsülfattır. Alunitin kristal şekli romboedraldır. Sertliği 3,5-4 ve yoğunluğu $2.6-2.9 \text{ g/cm}^3$ 'tür. Saf alunit mineralinin kimyasal bileşimi ise şu şekildedir;

Al_2O_3 : % 37.0

K_2O : % 11.4

SO_3 : % 38.6 ve

H_2O : % 13'dür.

Tabiatta alunit çok defa jarosit ve natrojarosit ile izomorf karışım halinde bulunmaktadır. Birçok alunit cevherlerinin analizlerinde, alüminyumun yanısıra bir miktar da demire rastlanmasının sebebi budur.

4.1 X-Işınlari Kırınımı (XRD) Çalışmaları

Çalışma alanından çoğunluğu kil ocaklarından olmak üzere değişik seviyelere ait 36 adet örnek (Ör. A-3, A-4, A-5, IN-1, IN-3, DD-1, DD-2, DD-3, DD-4, DD-5, DD-6, DD-7, DD-8, DD-18, DD-21, DD-22, AR-6, AR-7A, AR-7B, AR-8, AR-11, AR-12, AR-13, AR-15, AR-16, AR-23, AR-24, AR-25, AR-26, AR-27, AR-29, SAP-1, SAP-2, SAP-3, SAP-4, SAP-12) derlenmiş; bunlar daha sonra $2 \mu\text{m}$ altı boyutuna indirildikten sonra X-ışınları kırınımı difraksiyon (XRD) yöntemiyle incelenmiştir. X-ışınları kırınım yönteminin esası, çok kısa dalga boyuna sahip ($001 - 1 \text{ \AA}$) elektromanyatik radyasyonlardan meydana gelen X-ışınlarının, mineralin atomlarına çarptırılarak yansıtılması ilkesine dayanır. X-ışınları kırınım yöntemi ile kil

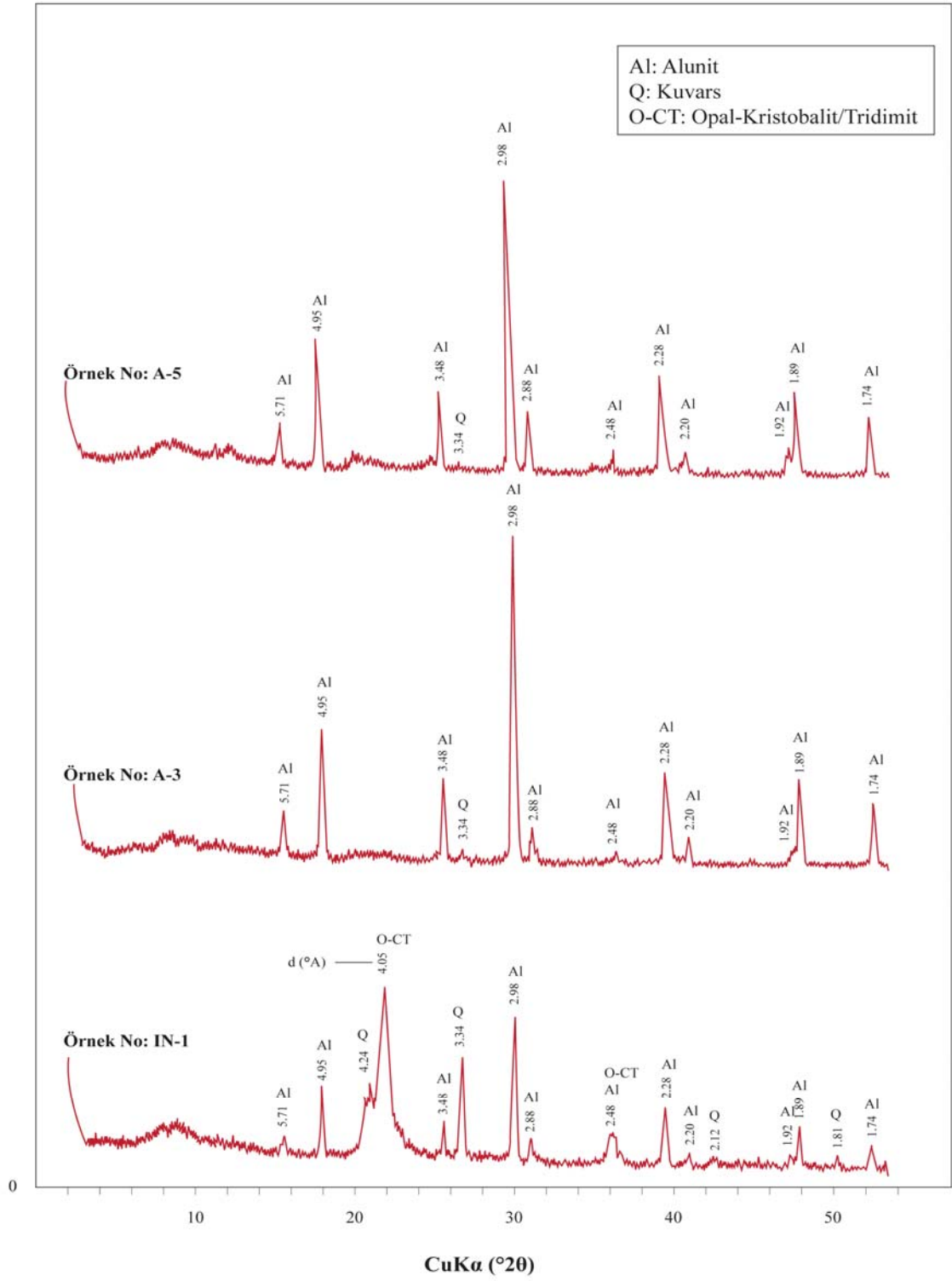
minerallerinin kalitatif ve kantitatif tayini yapılmaktadır. Bilindiği gibi herhangi bir kil malzemesindeki kil mineralini tespit etmek için daha önce saf kil numunelerinin X-ışınları verileri tespit edilmiş standart A.S.T.M. (The American Society for Testing and Materials) kartları kullanılmaktadır. Elde edilen bilgilerle standart kartlardaki bilgiler karşılaştırılarak kil mineralleri tespit edilir. Bu bölümde 15 adet örneğin (Ör. A-3, A-5, IN-1, DD-3, DD-4, DD-5, DD-6, DD-7, DD-18, AR-7A, AR-7B, AR-8, AR-11, AR-13 ve AR-23) XRD paternlerine yer verilmiştir. Yukarıda verilen on beş örneğin üçü Simav Çayı kuzeyindeki İntüstü Tepe mevkiine (Ör. A-3, A-5 ve IN-1), altısı Simav Çayı kuzeyindeki Doren Ocağı'na (Ör. DD-3, DD-4, DD-5, DD-6, DD-7 ve DD-18) ve altısı Simav Çayı güneyindeki Arpatarla Ocağı'na (Ör. AR-7A, AR-7B, AR-8, AR-11, AR-13 ve AR-23) aittir.

XRD çalışmaları sonucu çalışma alanında varlığı ortaya konulan kaolen örneklerinin mineral bileşimlerinin kaolenit+alunit+kuvars, alunit örneklerinin mineral bileşimlerinin ise alunit+opal kristobalit/tridimit+kuvarstan oluştuğu tespit edilmiştir.

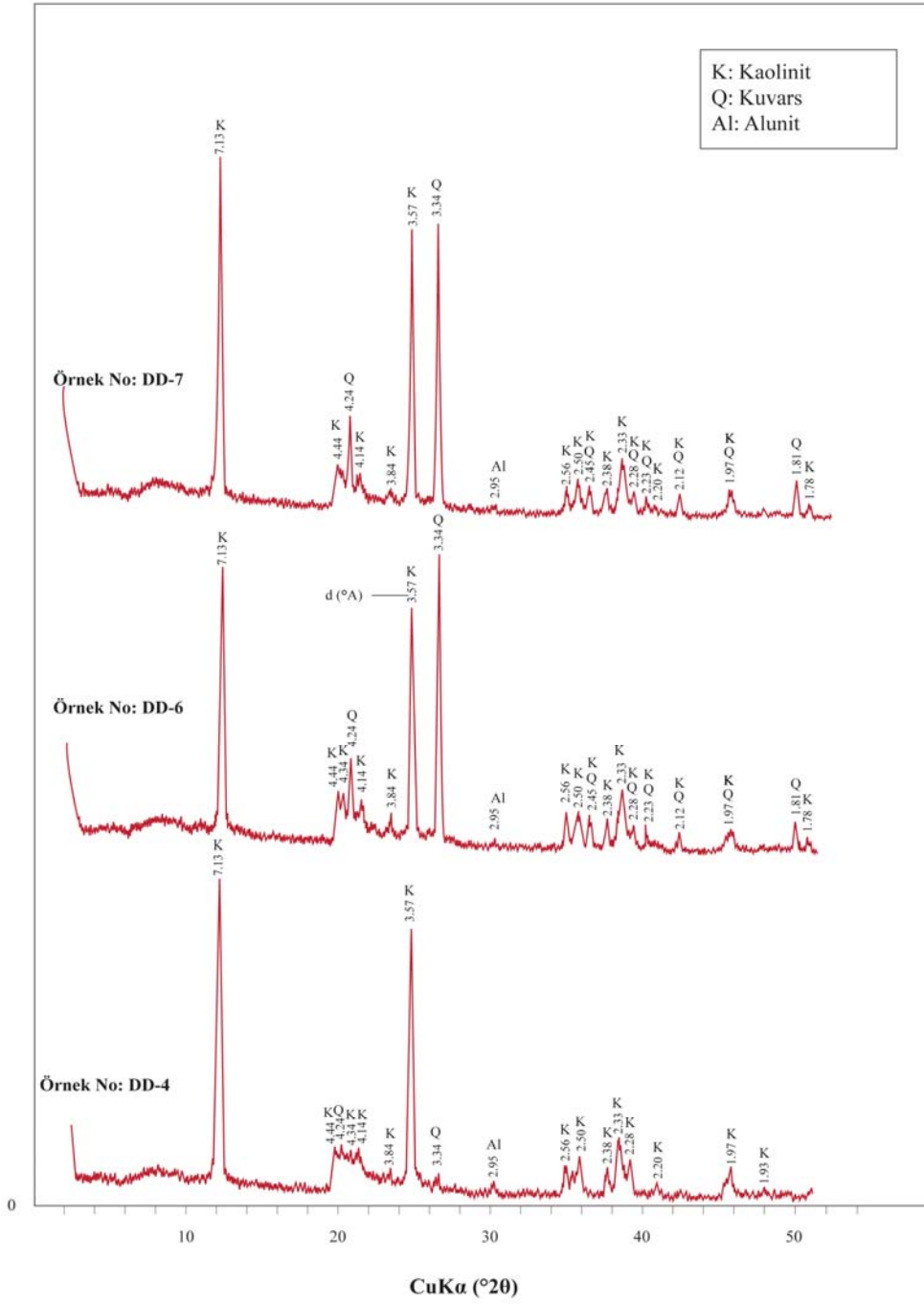
Simav Çayı kuzeyindeki İnüstü Tepe mevkiine ait örneklerde yapılan XRD çalışmaları sonucu örneklerin mineral bileşimi alunit, opal kristobalit/tridimit ve kuvars olarak ortaya konmuştur (Şekil 4.6). Alt kotlardan alınan A-3 ve A-5 nolu örneklerde esas mineral alunitken daha üst seviyeden alınan IN-1 nolu örnekte esas mineral opal kristobalit/tridimit olarak tespit edilmiştir.

Elde edilen XRD paternlerinde alunit mineralinin 4.95 Å (012) , 3.48 Å (110), 2.98 Å (113), 2.28 Å (107) ve 1.89 Å (303) pikleri karakteristiktir. Alunitin özellikle (012) ve (113) yüzeylerine ait yansımaları keskin ve belirleyicidir. Opal kristobalit/tridimit ise 4.05 Å ve 2.48 Å pikleriyle karakteristiktir (Şekil 4.6).

Simav Çayı kuzeyindeki Doren Ocağı'ndan alınan aynı seviyeye ait altı adet örneğin mineral bileşimi XRD çalışmaları sonucunda “kaolinit+alunit+kuvars” olarak belirlenmiştir (Şekil 4.7, 4.8).



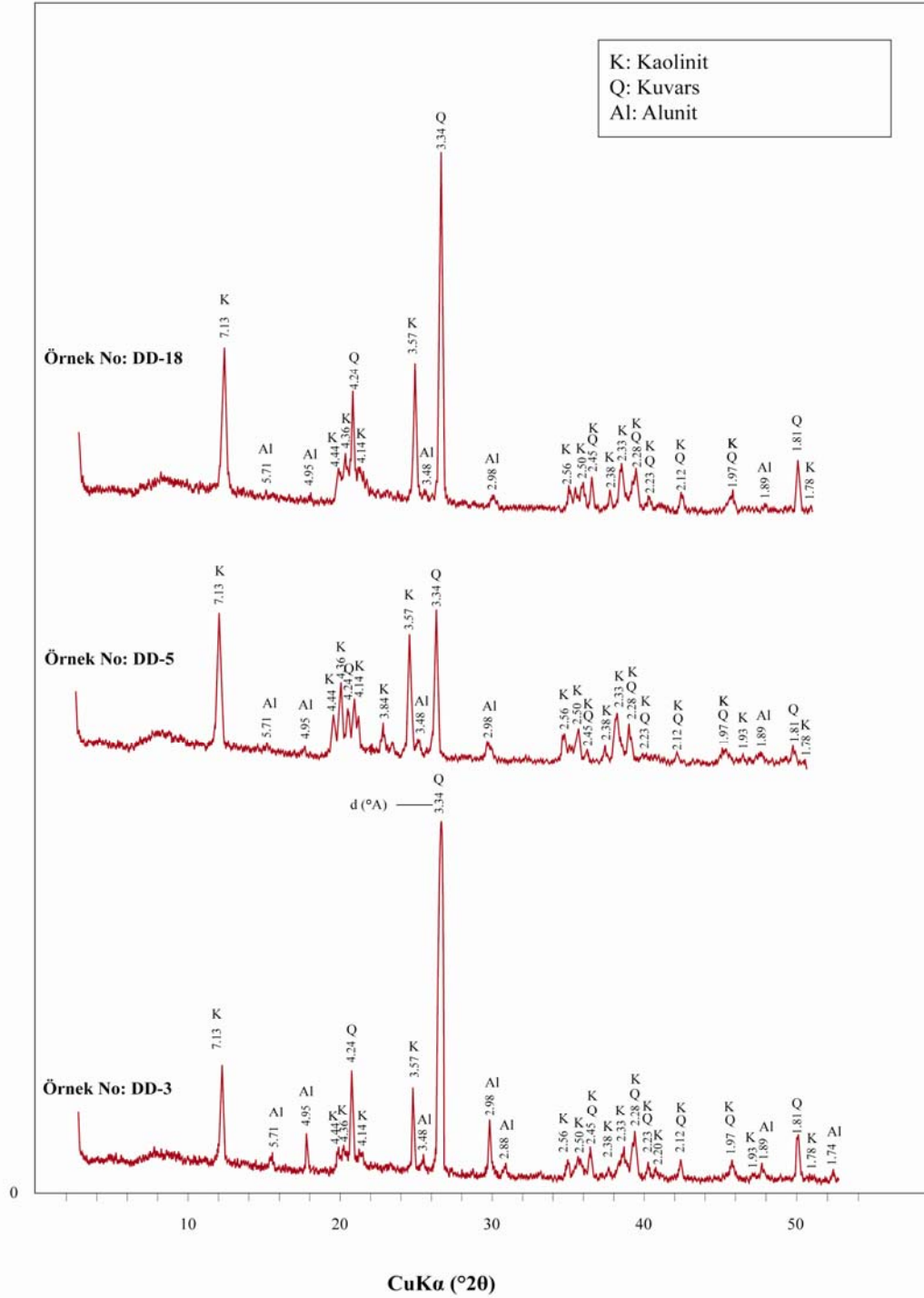
Şekil 4.6 : Simav Çayı kuzeyindeki İnüstü Tepe mevkiinden alınan alunitörneklerine ait XRD paternleri.



Şekil 4.7 : Simav Çayı kuzeyi Doren Ocağı’ndan alınan kaolinitli örneklerle ait XRD paternleri.

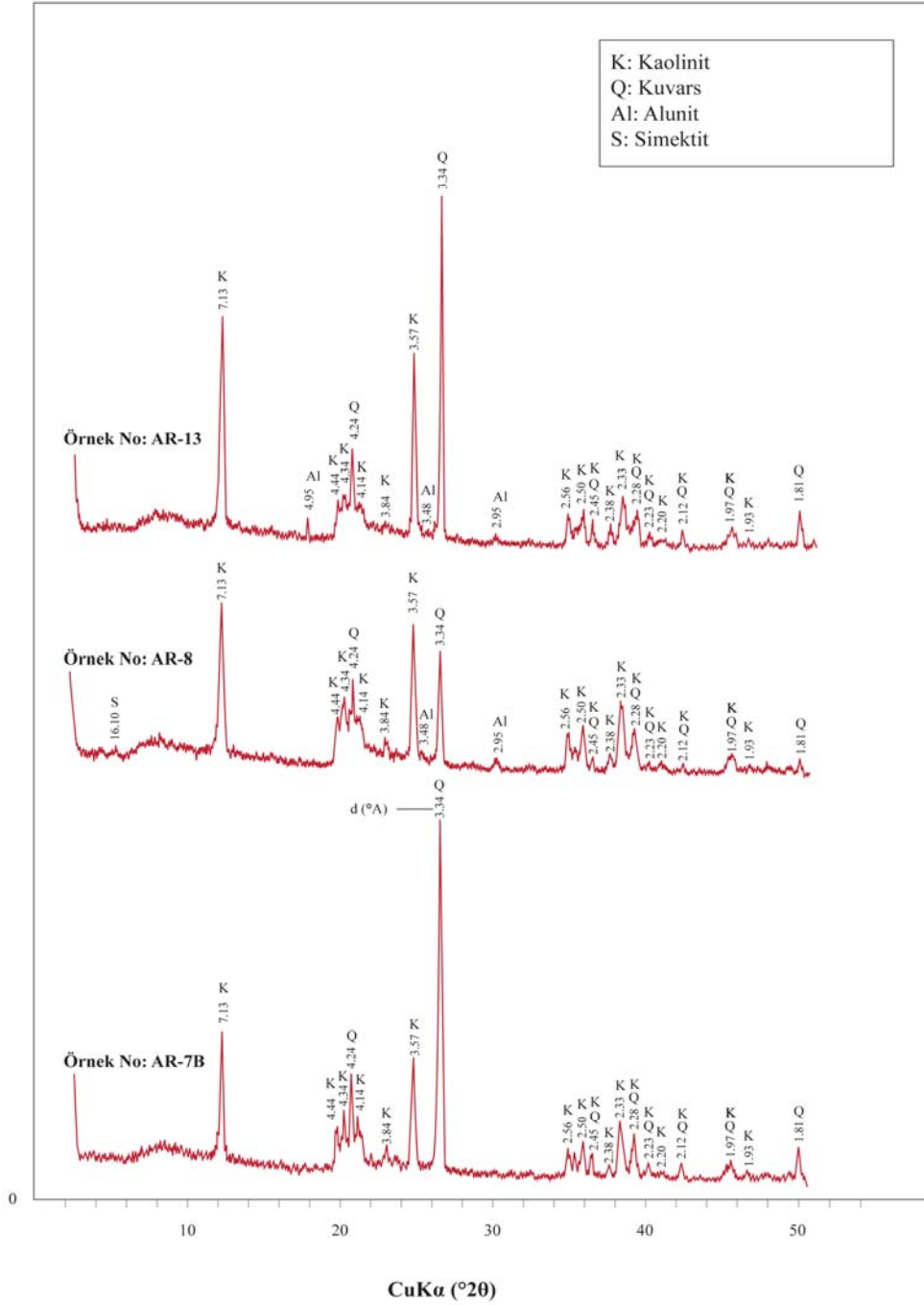
Örnekler önemli oranda kuvars içerir, ancak DD-5 nolu örnekte diğerlerinden farklı olarak çok az oranda kuvars bulunur ve DD-4 nolu örnekte ise kuvars yok denecek kadar az orandadır. Öte yandan, altı adet örnek arasında alunit içeriği bakımından da farklılıklar görülmektedir. Şöyle ki, üç adet örnek (Ör. DD-3, DD-5, DD-18), diğer üç adet örneğe (Ör. DD-4, DD-6, DD-7) nazaran daha fazla alunit içermektedir. Alunit açısından DD-7<DD-6<DD-4<DD-18<DD-5<DD-3 bir dizi işaret edilebilir. Ve, yine kaolinit açısından DD-3, DD-5, DD-18 nolu örnekler diğer üç örneğe

nazaran daha düşük kaolinit içermektedirler. XRD paternlerinde kaolinit sırasıyla (001) ve (002) yüzeylerine ait 7.13 Å ve 3.57 Å yansıma değerleri ile tanımlanırken, alunit sırasıyla (012) ve (113) yüzeylerine ait 4.95 Å ve 2.98 Å yansıma değerleri ile karakteristiktir.



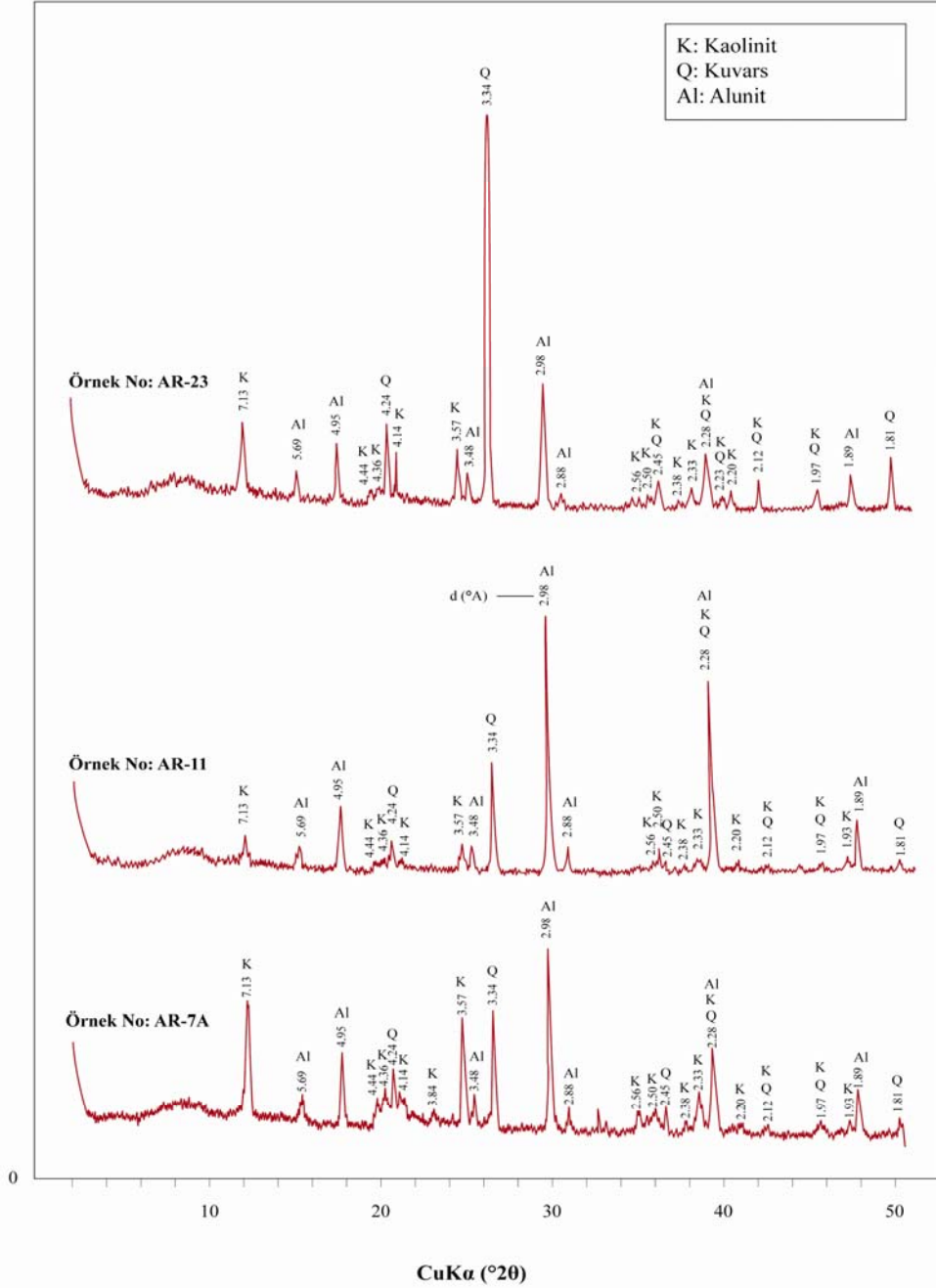
Şekil 4.8 : Simav Çayı kuzeyi Doren Ocağı'ndan alınan alunitli ve kaolinitli örneklere ait XRD paternleri.

Simav Çayı güneyindeki Arpatarla Ocağı'nın farklı seviyelerinden alınan altı adet örneğin (Ör. AR-7A, AR-7B, AR-8, AR-11, AR-13, AR-23) XRD paternleri Şekil 4.9 ve 4.10'da verilmiştir. Buna göre örneklerin mineral bileşimi kaolinit, alunit, kuvars ve simektit olarak saptanmıştır. Simektit sadece farklı olarak AR-8 nolu örnekte bileşime az oranda girmiştir.



Şekil 4.9 : Simav çayı güneyi Arpatarla Tepe mevkiinden alınan kaolinitli örneklere ait XRD paternleri.

X-ışınları çizelgesinden izlendiği gibi üç örneğin (Ör. AR-7A, AR-11, AR-23) alunit içeriği diğer örneklerle göre daha yüksektir. Bu farklılığın dikey ve yanal bir değişimi işaret ettiğine dair veri yoktur. Çünkü alunit içeriği yüksek veya düşük örneklerin belirli bir grup oluşturmadıkları görülmüştür. Örnekler genelinde kaolinit 7.13 Å, 3.57 Å ve 2.28 Å $d_{(hkl)}$ değerleriyle belirgin olup iyi kristalleşmiş, düzenli kaolinit için tipiktirler. Alunit ise sırasıyla (012) ve (113) yüzeylerine ait 4.95 Å ve 2.88 Å yansıma değerleriyle karakteristiktir.



Şekil 4.10 : Simav Çayı güneyi Arpatarla Tepe mevkiinden alınan alunitli ve kaolinitli örneklerle ait XRD paternleri.

4.2. Jeokimya

Tüm kayaç kimyası için Simav Çayı kuzeyi İnüstü Tepe mevkiinden 5 adet alunit (Ör. A-3, A-4, A-5, IN-1, IN-3) ve 34 adet kaolinit (Ör. AR-6, AR-7A, AR-7B, AR-8, AR-11, AR-12, AR-13, AR-15- AR-16, AR-23, AR-24, AR-25, AR-26, AR-27, AR-29, SAP-1, SAP-2, SAP-3, SAP-4, SAP-12, CC-8, CC-13, CC-14, CC-15, DD-1, DD-2, DD-3, DD-4, DD-5, DD-6, DD-7, DD-8, DD-18, DD-22) örneği olmak üzere toplam 39 adet örneğin major oksit, iz ve nadir toprak element analizleri yaptırılmıştır (Çizelge 4.2, 4.3, 4.4, Çizelge A.2). Simav Çayı'nın kuzeyindeki ve güneyindeki ocaklardan alınan kaolen örnekleri ayrı tablolarda kullanılmış ve değerlendirilmiştir.

Çizelge 4.2 : Alunitlerin ana, nadir toprak ve iz element jeokimyası.

Örnek	A-3	A-4	A-5	IN-1	IN-3
Ana Element Analizleri (% ağırlık)					
SiO ₂	11.19	10.92	13.18	67.68	70.92
Al ₂ O ₃	35.94	36.50	36.21	9.13	10.65
Fe ₂ O ₃	0.08	<0.04	0.14	8.28	0.19
MgO	0.19	0.09	0.20	0.01	0.01
CaO	0.08	<0.04	0.14	0.08	0.05
Na ₂ O	0.92	0.71	0.73	0.05	0.08
K ₂ O	8.68	8.87	8.31	2.15	2.85
TiO ₂	0.26	0.13	0.13	0.21	0.18
P ₂ O ₅	0.213	0.171	0.182	0.042	0.026
MnO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cr ₂ O ₃	0.006	0.005	0.006	0.004	<0.002
LOI	41.2	40.2	39.5	12.4	15.0
Total	98.85	97.71	98.76	100.06	99.98
İz Element Analizleri (ppm)					
Ni	4.7	2.2	6.4	3.5	0.7
Sc	7	5	6	6	4
Ba	720	739	927	457	611
Be	<1	<1	<1	<1	<1
Co	10.5	31.9	12.2	9.3	26.5
Cs	0.6	0.3	0.7	9.4	10.7
Ga	27.3	11.2	14.1	13.6	10.7
Hf	2.8	1.2	1.3	4.3	3.6

Çizelge 4.2: (Devamı) Alunitlerin ana, nadir toprak ve iz element jeokimyası.

Örnek	A-3	A-4	A-5	IN-1	IN-3
Nb	6.1	3.5	3.2	12.0	9.8
Rb	94.6	51.5	106.6	28.2	56.6
Sn	2	<1	1	5	5
Sr	1078	1041	1077	129.5	101.4
Ta	0.6	1.1	0.3	1.8	1.9
Th	12.8	9.9	15.3	21.8	11.5
U	5.6	2.8	5.1	4.9	3.8
V	93	91	81	139	17
W	6.6	269.6	10.7	179.6	289.7
Zr	93.4	41.8	42.6	114.7	98.0
Y	6.5	2.2	4.8	12.5	9.0
La	61.2	32.7	44.5	18.2	16.5
Ce	109.4	48.2	69.3	37.0	30.5
Pr	12.21	4.27	6.65	4.03	2.75
Nd	40.8	11.5	20.5	12.2	7.7
Sm	4.32	1.13	2.46	1.59	0.91
Eu	0.68	0.19	0.35	0.22	0.16
Gd	1.96	0.75	1.25	1.13	0.78
Tb	0.24	0.10	0.16	0.20	0.16
Dy	1.25	0.53	0.83	1.61	1.32
Ho	0.22	0.08	0.15	0.35	0.30
Er	0.59	0.20	0.46	1.25	1.05
Tm	0.09	0.04	0.09	0.26	0.22
Yb	0.63	0.24	0.65	1.77	1.45
Lu	0.10	0.04	0.09	0.27	0.21
Total C	0.09	0.08	0.13	0.05	0.03
Total S	11.19	11.48	9.66	2.86	3.81
Mo	1.9	0.9	0.4	40.8	0.4
Cu	1.1	1.0	1.2	3.0	0.2
Pb	4.6	1.0	2.5	8.0	4.0
Zn	2	1	2	4	2
As	19.3	12.3	19.0	201.0	7.6
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	0.3	<0.1	0.2	3.0	0.4
Bi	0.1	<0.1	<0.1	0.5	<0.1
Hg	0.06	0.06	0.06	0.02	0.03
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5

Simav ayı kuzeyindeki İnüstü Tepe mevkiinden derlenen alunit örneklerinin ana, nadir ve iz element analiz sonuçları izelge 4.2’de verilmiştir. Çizelgenin en önemli jeokimyasal verisini SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O ve LOI (ateşte kayıp) değerlerindeki bölgesel farklılıklar oluşturmaktadır. SiO_2 değerleri % 11 - 70 arasında değişirken, Al_2O_3 değerleri % 9 – 37 arasında değişir. Fe_2O_3 örnekler genelinde düşük bir değere (ortalama % 0.10) sahiptir ancak, IN-1 nolu örnekte yüksek değerdedir (% 8.28) . Bu örneğin mineral bileşimi dikkate alındığında (Tablo 4.3) önemli oranda Fe içeren bir mineral varlığının olmadığı görülür. Muhtemel demir oksit getirimi (amorf) bu yüksek Fe değerinin nedeni olmalıdır. CaO ve MgO açısından örnekler genelinde belirgin bir farklılıktan bahsedilemez. A kodlu alunit örnekleri için Na_2O değerleri % 0.71 - 0.92, K_2O değerleri % 8.31 - 8.68 arasındadır. IN kodlu alunit örneklerinde ise Na_2O değerleri % 0.05 - 0.08 ve K_2O değerleri % 2.15 - 2.85 arasındadır. A kodlu örneklerdeki yüksek K_2O içeriği XRD verilerinden de anlaşılacağı gibi yüksek alunit minerali içeriği ile ilişkilendirilebilir.

Tüm örnekler genelinde LOI değerleri yüksektir, bu yüksek LOI değerleri özellikle A kodlu örneklerde daha da belirgindir (% 39.5 - 41.2). IN kodlu örneklerin LOI değerleri, daha düşük alunit içerikleri nedeniyle A kodlu yüksek alunitli örneklerden azdır. Tüm örneklerde LOI değerleriyle Al_2O_3 ve SiO_2 değerleri arasında ters ilişki dikkat çekicidir. Sonuç olarak, A kodlu örnekler ile IN kodlu alunit örnekleri arasında hemen hemen tüm major oksitler bakımından belirgin bir fark vardır. Bu jeokimyasal fark; özellikle Ba, Rb, Sr, Sn, Y, La, Ce gibi iz ve nadir toprak elementler bakımından da belirgindir. Cs, Sr, As, Mo açısından da IN ve A kodlu örnekler arasında farklılıklar vardır. IN kodlu örneklerde bazı elementlerin fazlalıkları muhtemelen hidrotermalitlerdeki farklılıkları ve dönemsel farklılıkları işaret eder.

Simav Fayı’nın güneyindeki Cennet ukuru, Şapçı ve Arpatarla ocaklarından derlenen kaolen örneklerinin jeokimyasal analiz sonuçları izelge 4.3’de verilmiştir. Çizelgeden de görüldüğü gibi SiO_2 değerleri geniş bir aralıktadır (% 43.76 - 72.23). SiO_2 ’deki bu değişkenlik bölgesel farklılıktan ziyade stratigrafik seviye farklarından ve faylardan gelen silis ile sülfat getiriminden kaynaklanmaktadır.

Çizelge 4.3 : Simav Fayı güneyindeki ocaklardan derlenen kaolenlerin ana, nadir toprak ve iz element jeokimyası (CC: Cennet Çukuru Ocağı, SAP: Şapçı Ocağı, AR: Arpatarlası Ocağı).

Örnek	CC-8	CC-14	CC-15	SAP-1	SAP-3	SAP-4	SAP-12	AR-6	AR-13	AR-24
Ana Element Analizleri (% ağırlık)										
SiO ₂	59.06	64.93	62.25	62.86	52.60	52.05	48.24	43.76	59.21	72.23
Al ₂ O ₃	25.10	23.55	26.22	24.96	33.06	33.13	35.44	37.49	28.11	17.08
Fe ₂ O ₃	0.36	0.32	0.96	0.17	0.23	0.18	1.97	0.18	0.11	0.31
MgO	0.02	0.05	0.02	<0.01	0.02	0.02	<0.01	0.02	<0.01	<0.01
CaO	0.05	0.07	0.04	0.11	0.09	0.08	0.03	0.11	0.06	0.05
Na ₂ O	0.06	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	<0.01	0.04	0.02	0.03
K ₂ O	1.13	0.15	0.05	0.27	0.02	0.11	<0.01	0.33	0.19	0.48
TiO ₂	0.35	0.43	0.52	0.33	0.44	0.40	0.34	0.59	0.36	0.20
P ₂ O ₅	0.056	0.140	0.048	0.466	0.205	0.261	0.046	0.339	0.183	0.120
MnO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cr ₂ O ₃	<0.002	0.003	<0.002	<0.002	0.006	0.005	0.003	0.018	0.007	0.004
LOI	13.9	10.2	10.1	10.5	13.2	13.5	13.9	16.7	11.6	9.1
Total	100.08	99.90	100.21	99.65	99.89	99.77	100.02	99.53	99.84	99.59
İz Element Analizleri (ppm)										
Ni	1.7	2.8	0.5	0.3	0.5	0.8	0.9	0.4	0.8	2.0
Sc	11	9	7	7	9	9	11	8	9	5
Ba	569	275	138	1572	330	798	55	638	333	774
Be	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	1.1	1.3	0.2	<0.2	4.5	1.1	0.3	0.9	1.3	0.4
Cs	3.7	10.2	4.4	0.5	0.4	0.3	<0.1	0.1	0.1	1.5
Ga	19.2	24.2	29.8	22.0	49.8	39.3	25.9	62.6	24.2	22.9
Hf	5.8	5.7	7.8	6.2	8.1	7.3	7.0	8.6	4.0	4.3
Nb	12.7	15.0	18.6	14.0	16.2	16.0	12.3	16.7	8.2	8.2
Rb	44.6	9.8	3.5	1.7	0.6	0.6	0.1	0.8	0.7	3.2
Sn	5	6	8	6	3	7	6	7	3	3
Sr	237.0	653.5	249.1	2476	1214	1347	189.4	2530	1288	668.8
Ta	1.2	1.4	1.7	1.4	1.6	1.6	1.4	1.9	0.8	0.8
Th	18.4	25.3	19.0	20.0	26.0	20.9	10.6	24.2	13.0	12.4
U	6.7	5.8	5.1	8.3	11.0	6.8	12.3	8.4	3.3	4.1
V	66	47	24	56	135	86	51	84	76	55
W	3.0	3.1	1.9	5.3	10.2	4.6	2.0	4.5	2.9	4.1
Zr	195.2	191.7	257.4	206.6	310.9	250.7	209.6	294.6	123.1	141.1
Y	8.1	15.2	11.3	22.3	18.3	17.5	11.8	11.1	7.0	9.4
La	44.0	51.6	31.6	51.2	66.4	64.9	17.6	76.8	46.3	41.2
Ce	81.7	100.8	60.9	101.0	69.4	133.3	22.0	85.0	62.6	57.2
Pr	8.46	11.99	6.93	10.83	4.89	12.45	1.57	5.90	5.68	6.30

Çizelge 4.3 : (Devamı) Simav Fayı güneyindeki ocaklardan derlenen kaolenlerin ana, nadir toprak ve iz element jeokimyası (CC: Cennet Çukuru Ocağı, SAP: Şapçı Ocağı, AR: Arpatarlası Ocağı).

Örnek	CC-8	CC-14	CC-15	SAP-1	SAP-3	SAP-4	SAP-12	AR-6	AR-13	AR-24
Nd	25.6	45.1	18.7	32.5	13.3	34.0	4.0	14.9	17.0	25.6
Sm	2.38	7.91	1.24	3.56	1.56	3.46	0.47	1.84	1.94	2.36
Eu	0.32	1.35	0.17	0.63	0.31	0.59	0.17	0.44	0.39	0.35
Gd	1.35	4.82	0.94	2.97	1.46	2.26	0.79	1.60	1.15	1.42
Tb	0.19	0.53	0.18	0.49	0.29	0.32	0.18	0.27	0.18	0.23
Dy	1.32	3.09	1.58	3.31	2.45	2.56	1.58	1.67	1.06	1.54
Ho	0.31	0.57	0.40	0.68	0.58	0.57	0.36	0.38	0.23	0.32
Er	1.04	1.82	1.46	2.11	2.10	1.86	1.30	1.26	0.82	0.99
Tm	0.19	0.32	0.27	0.41	0.40	0.34	0.26	0.24	0.15	0.19
Yb	1.32	2.22	1.99	3.17	3.20	2.47	1.97	1.68	1.14	1.28
Lu	0.23	0.35	0.35	0.50	0.51	0.38	0.31	0.27	0.20	0.21
Total C	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Total S	1.60	0.11	0.05	0.52	0.10	0.22	0.03	0.56	0.32	0.63
Mo	0.3	0.1	0.2	0.2	0.9	0.9	3.9	<0.1	1.3	0.7
Cu	6.3	2.3	1.4	1.7	2.7	3.8	13.7	8.6	5.3	5.4
Pb	6.0	5.7	3.1	20.3	8.7	15.3	10.2	22.5	6.4	7.7
Zn	2	3	<1	1	1	1	3	<1	<1	<1
As	16.6	3.9	20.7	39.1	13.0	31.5	165.6	9.2	6.1	15.4
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	0.8	0.7	1.4	3.0	3.2	4.4	2.1	0.1	0.9	2.1
Bi	0.2	0.2	0.1	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1
Ag	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	6.9	5.4	<0.5	41.9	19.1	6.9	3.5	3.2	1.5	3.1
Hg	5.03	2.04	0.26	0.11	0.05	0.07	0.26	0.18	0.04	0.29
Tl	0.2	0.5	0.4	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5

Şöyle ki; Arpatarla Ocağı'nın alt seviyesinden alınan AR-6 nolu örnekte SiO₂ % 43.76, daha yüksek kottan alınan AR-24 nolu örnekte % 72.23; Şapçı Ocağı'nın alt zonundan alınan SAP-12 nolu örnekte SiO₂ % 48.24, üst kademelerinden alınan SAP-1 nolu örnekte % 62.86 ve aynı şekilde Cennet Çukuru Ocağı'nın alt kademelerinden alınan CC-8 nolu örnekte SiO₂ % 59.05 iken daha üst seviyelerinden alınan CC-14 ve CC-15 nolu örneklerde % 63 civarındadır. Örneklerde Al₂O₃ değeri yaklaşık % 17 - 37 arasında değişmektedir. Fe₂O₃, MgO ve CaO oranları açısından örnekler arasında belirgin bir fark yoktur. CC ve SAP kodlu örneklerde K₂O oranı AR kodlu örneklere nazaran düşük değerlere sahiptir. Tüm örnekler yüksek LOI

değerlerine sahiptir. İz elementlerin dağılımı kaolenleşme derecesiyle doğrudan ilişkilidir. İz elementlerindeki düşük konsantrasyon yüksek kaolenleşmeyi göstermektedir (Sayın, 2007). Rb doğrudan K-feldspat ile, Ba ise K-feldspat, mika ve alunit minerallerinin varlığı ile ilişkilidir. Ba içeriği SAP-1 nolu örnekte yüksek değerde (1572 ppm) iken SAP-12 nolu örnekte ise çok düşük bir değerdedir (55 ppm). Rb değer 0.1 - 44.6 ppm arasında değişir.

Çizelge 4.4 : Simav Fayı kuzeyindeki Doren Ocağı'ndan derlenen kaolenlerin ana, nadir toprak ve iz element jeokimyası (DD: Doren Ocağı).

Örnek	DD-1	DD-2	DD-3	DD-4	DD-5	DD-6	DD-7	DD-8	DD-18	DD-22
Ana Element Analizleri (% ağırlık)										
SiO ₂	71.71	56.24	62.16	46.53	66.02	60.01	59.87	64.77	54.05	60.58
Al ₂ O ₃	18.36	30.68	21.93	37.09	23.96	28.56	28.21	24.65	32.09	27.15
Fe ₂ O ₃	0.50	0.16	1.70	1.49	<0.04	0.24	0.06	<0.04	0.38	0.52
MgO	0.01	0.02	<0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03
CaO	0.08	0.04	0.05	0.08	0.05	0.03	0.04	0.03	0.10	0.07
Na ₂ O	0.01	0.01	0.04	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.02
K ₂ O	0.04	0.03	1.19	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.08
TiO ₂	0.39	0.66	0.47	0.47	0.21	0.43	0.39	0.57	0.64	0.34
P ₂ O ₅	0.251	0.090	0.220	0.320	0.217	0.123	0.134	0.027	0.262	0.188
MnO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cr ₂ O ₃	0.013	0.012	0.015	0.009	0.024	0.006	0.007	0.009	0.002	0.003
LOI	8.5	12.1	12.4	13.8	9.6	11.0	11.3	9.9	12.7	11.2
Total	99.90	100.04	100.18	99.90	100.19	100.39	100.04	99.88	100.32	100.21
İz Element Analizleri (ppm)										
Ni	2.0	2.7	1.0	4.4	1.5	1.0	0.8	0.7	1.6	2.3
Sc	3	5	4	11	1	5	3	5	10	5
Ba	467	1014	1175	2914	229	143	1335	159	475	379
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1
Co	0.4	0.3	0.2	0.5	0.3	0.2	<0.2	0.5	0.6	1.4
Cs	0.2	0.1	0.2	<0.1	0.3	0.1	0.1	0.3	0.5	0.6
Ga	19.9	30.2	16.8	22.9	20.8	23.5	24.1	21.8	31.4	20.1
Hf	4.6	8.0	6.4	5.1	1.2	5.5	5.1	7.0	8.8	4.8
Nb	11.4	24.4	11.9	13.9	4.1	16.1	14.1	19.2	23.7	12.7
Rb	1.1	0.8	2.2	0.6	1.3	0.6	0.8	1.6	0.8	3.8
Sn	5	8	7	3	2	5	6	7	8	5
Sr	1383	342.1	1229	2033	1488	1042	817.4	151.6	652.4	1451
Ta	1.1	2.3	1.0	1.4	0.3	1.6	1.4	2.0	2.4	1.4
Th	29.8	19.3	20.8	27.1	15.6	19.4	14.7	17.5	36.5	28.8
U	12.8	12.6	10.3	16.7	4.2	4.6	6.2	7.4	10.0	5.0
V	49	50	67	105	64	24	32	26	127	29
W	4.6	5.6	6.5	2.8	4.2	4.6	5.1	6.7	2.3	3.0
Zr	152.2	271.0	224.1	177.4	45.6	177.2	157.8	216.7	287.7	154.9
Y	8.4	14.6	10.6	18.2	2.9	5.0	5.0	12.6	20.8	5.5

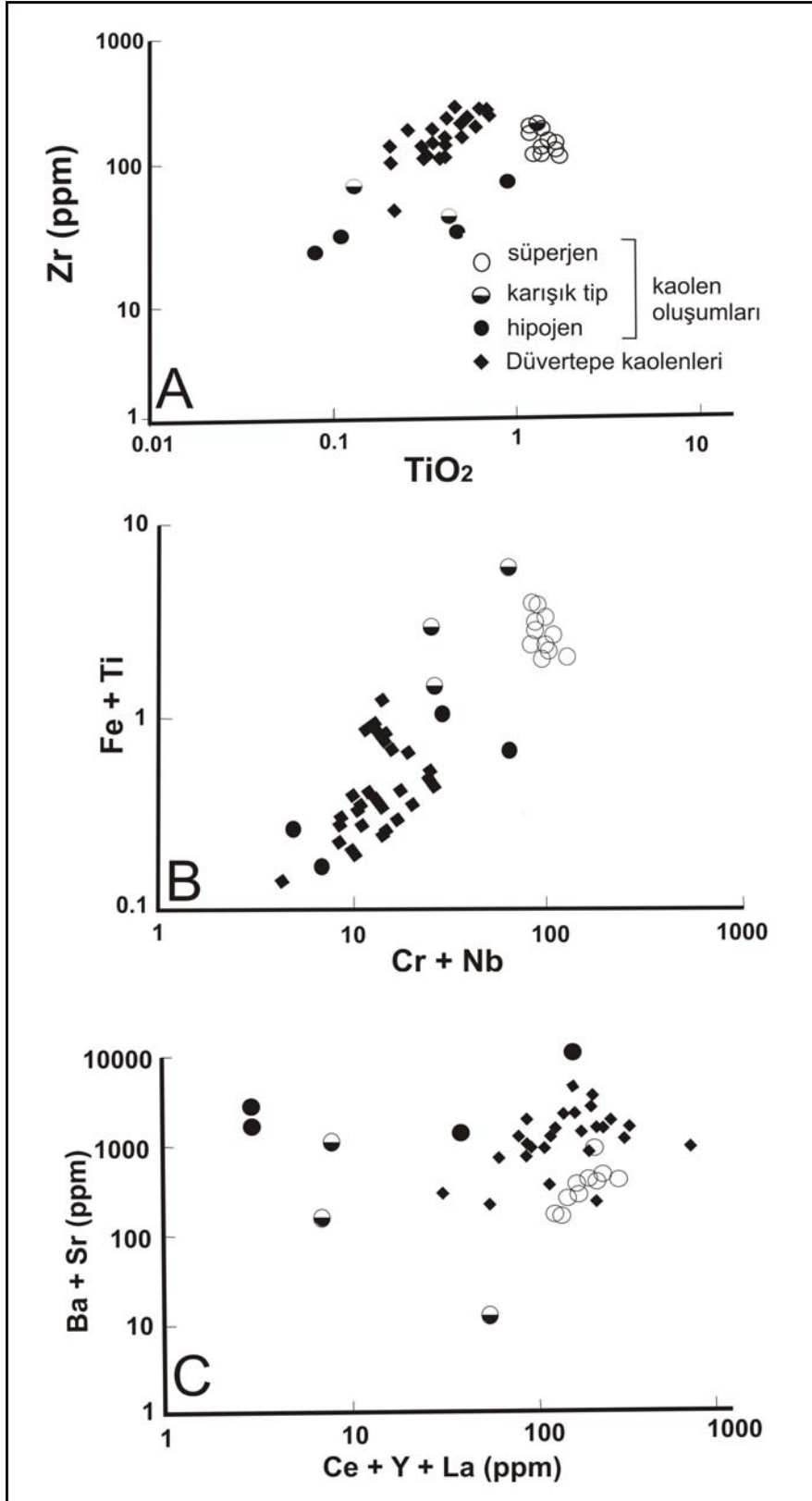
Çizelge 4.4 : (Devamı) Simav Fayı kuzeyindeki Doren Ocağı'ndan derlenen kaolenlerin ana, nadir toprak ve iz element jeokimyası (DD: Doren Ocağı).

Örnek	DD-1	DD-2	DD-3	DD-4	DD-5	DD-6	DD-7	DD-8	DD-18	DD-22
La	70.0	108.3	39.8	49.3	39.8	26.9	26.2	6.5	191.0	62.1
Ce	120.1	132.3	73.2	68.8	69.7	41.9	48.7	9.9	357.9	119.4
Pr	12.47	9.86	8.51	6.35	7.84	4.24	5.87	1.23	31.49	11.32
Nd	39.4	21.9	29.8	21.5	27.6	11.3	20.0	4.4	81.9	31.4
Sm	5.05	1.96	4.51	4.93	4.28	1.36	3.18	1.42	7.58	3.60
Eu	0.70	0.42	0.77	0.94	0.73	0.21	0.54	0.33	1.25	0.51
Gd	2.46	1.85	2.59	4.12	2.77	0.94	2.07	1.42	4.52	2.24
Tb	0.28	0.29	0.32	0.54	0.24	0.13	0.22	0.26	0.53	0.23
Dy	1.70	2.23	2.04	3.61	0.86	0.89	1.21	1.74	3.52	1.11
Ho	0.33	0.50	0.40	0.73	0.11	0.20	0.19	0.40	0.66	0.18
Er	1.02	1.72	1.26	2.39	0.35	0.64	0.61	1.44	2.18	0.62
Tm	0.19	0.32	0.24	0.41	0.05	0.12	0.11	0.25	0.39	0.11
Yb	1.29	2.32	1.64	2.72	0.38	0.83	0.77	1.88	3.05	0.79
Lu	0.20	0.36	0.27	0.42	0.06	0.14	0.13	0.33	0.48	0.12
Total C	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Total S	0.12	0.08	1.68	0.21	0.10	0.07	0.09	0.02	0.13	0.12
Mo	1.5	0.9	2.0	2.5	1.3	0.5	0.8	0.9	0.2	0.2
Cu	7.0	2.1	2.9	19.6	1.8	1.5	1.3	1.6	6.9	2.5
Pb	5.0	18.5	7.2	7.9	2.3	2.5	1.3	0.7	14.5	5.3
Zn	3	1	2	4	1	1	2	1	2	5
As	9.8	1.6	30.4	39.1	1.5	1.8	2.5	10.4	3.6	5.7
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	0.3	<0.1	2.3	0.4	<0.1	<0.1	0.2	0.4	0.2	0.2
Bi	0.3	0.4	0.3	0.4	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	2.9	1.4	2.6	2.7	1.1	6.1	14.8	10.8	3.1	<0.5
Hg	0.14	0.08	0.08	0.07	0.15	0.05	0.08	<0.01	0.12	0.25
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	0.9	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5

Simav Fayı'nın kuzeyindeki Doren Ocağı'ndan derlenen kaolen örneklerine ait jeokimyasal analiz sonuçları yukarıda Çizelge 4.4'te verilmiştir. Örnekler genelinde SiO₂ (% 46.53 - 71.71) ve Al₂O₃ (% 18.36 - 37.09) arasındadır. Ocağın üst seviyelerinden alınan örneklerde Al₂O₃ içeriği % 30 - 37 arasında değişirken, alt seviyelere ait örneklerde bu değer % 18 - 28 arasındadır. Al₂O₃ içeriği kaolenleşme derecesiyle doğrudan ilişkilidir. Yüksek Al₂O₃ kaolen minerallerinin varlığı, düşük Al₂O₃ değerleri kaolen zonlarındaki silisleşmeyle açıklanabilir. Örnekler genelinde Fe₂O₃ düşük değerlere sahiptir (% 0.04 - 1.70). Ancak; daha üst seviyelere ait DD-3

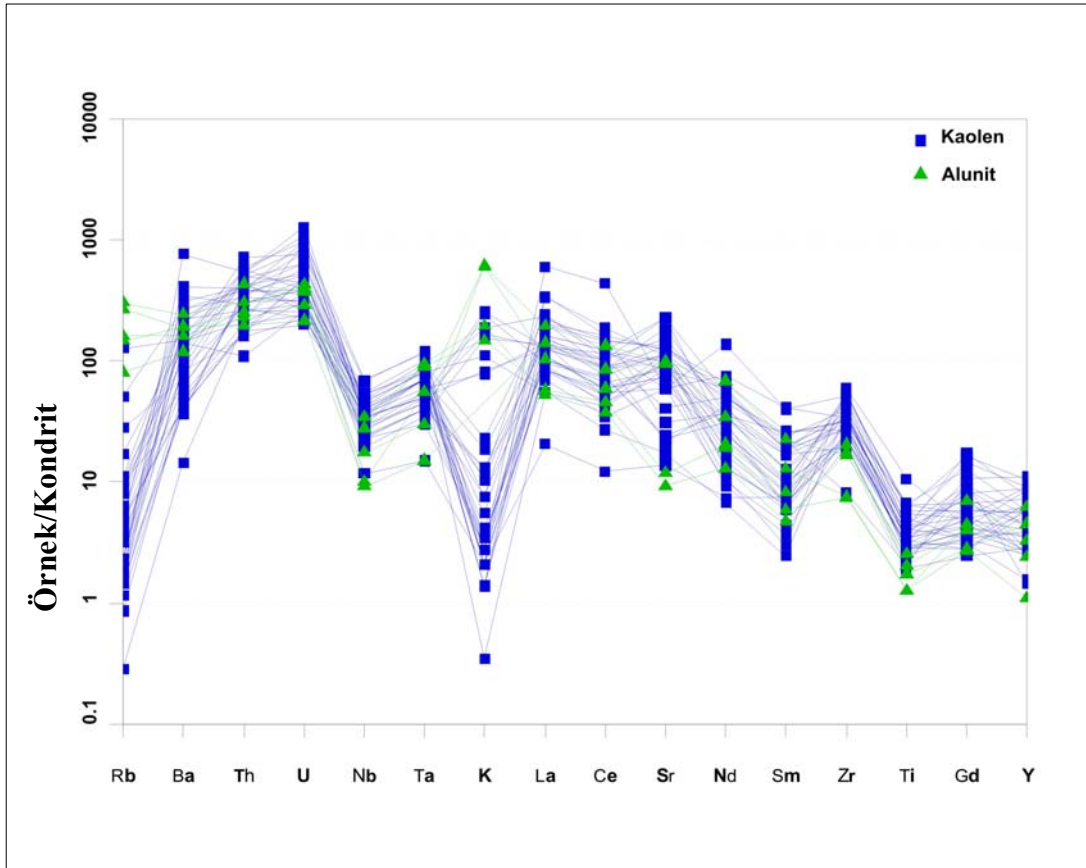
ve DD-4 nolu örnekler yüksek Fe_2O_3 içerikleriyle diğerlerinden ayrılır. Örnekler genelinde CaO , MgO , K_2O ve Na_2O düşük değerlerdedirler. Ancak, DD-3 nolu örnek % 1.19 K_2O değeriyle diğerlerinden farklılık gösterir. K_2O oranı K-feldpat ve alünit varlığı ile ilişkilendirilebilir. LOI değerleri tüm örneklerde nispeten yüksektir. Genelde Al_2O_3 ve kızdırma kaybının artışı kaolenleşmenin derecesini gösterebilir. Buradan hareketle, yüksek Al_2O_3 (% 37) ve LOI (% 13.8) değerlerine sahip DD-4 nolu örnek kaolenleşmeyi en iyi temsil eden örnektir. Tüm örnekler iz elementler açısından benzerlik göstermektedir. Ancak, Ba, Rb, Sr, Zr açısından bazı örnekler diğerlerinden farklıdır. Örneğin, Ba içeriği DD-4, DD-7 ve DD-2 nolu örneklerde aşırı yüksektir. Yine Sr, DD-2 nolu örnekte 342 ppm iken DD-4 nolu örnekte 2033 ppm'dir. Zr değeri ise 45 - 216 ppm aralığı arasında değişir.

Kaolenleşmenin jenezini ortaya koyabilmek için bazı iz elementlerin birbirleriyle ilişkileri incelenmiştir. Dill vd. (1997) hipojen ve süperjen kökenli kaolenleşmeyi ayırmada bazı iz elementleri kullanmıştır. Dill vd. (1997)'e göre, süperjen kökenli kaolen oluşumlarındaki Cr ve Nb konsantrasyonları hipojen kökenlilere göre daha fazladır. Cr+Nb'a karşı Ti+Fe diyagramına (Dill, 1997) baktığımızda örneklerin belli alanda yoğunlaştıkları görülür. Örnekler Dill (1997) tarafından Peru kaolenlerinden hareketle tanımlanmış olan hipojen-süperjen ayrımında hipojen alanına yakın ve bu alan içerisinde yer almaktadır (Şekil 4.11). Bu durum Cr'un TiO_2 modifikasyonlarındaki +4 değerlikli Ti'nin ve süperjen kaolenleşme sırasında götit içindeki +3 değerlikli Fe'in yerini almasıyla açıklanabilir. Benzer iyonik yarıçaplı olduğundan Nb'un Ti mineralleri içerisinde konsantre olduğu bilinir. Saf süperjen kaolen yataklarından derlenen örnekler yüksek Cr ve Nb içermektedirler oysa ki, bu elementler hipojen yataklarda çok düşük orandadırlar (Köster, 1974). Ayrıca, Ba ve Sr birbirinin yerine geçebilen ve hipojen oluşumlarda görülen elementlerdir. Hipojen oluşumlar Dill (1997)'e göre süperjen kaolen oluşumlarına göre daha yüksek Ba+Sr içeriğine sahiptirler. Buna karşın Ce, Y ve La boksitleşme sırasında ve süperjen tip kaolenleşmelerde zenginleşen elementlerdir (Maksimovic ve Panto, 1983). Düvertepe kaolen örnekleri TiO_2 'ye karşı Zr diyagramında hipojen-karışık tip kaolen oluşumları alanında yoğunlaşmaktadır (Şekil 4.11).



Şekil 4.11 : Düvertepe kaolen oluşumunun kimyasal bileşimi (Dill vd., 1997'den alınmıştır).

Kil oluşumlarının kökenini araştırmada ve tektonik ortamlarının belirlenmesinde örümcek diyagramları oldukça faydalıdır. Kaolen ve alunit örneklerinin Sun vd. (1980) tarafından önerilen kondrite göre iz element dağılımları Şekil 4.12’de verilmiştir. Kaolinitlerin kondrite göre normalleştirilmiş iz element diyagramlarında Rb, K, Ti ve Sm’deki fakirleşme oldukça belirgindir. Buna karşın Ba, U, Th, La, Sr ve Zr’deki az da olsa zenginleşme dikkat çekicidir. Alunitlerin kondrite göre normalleştirilmiş iz element dağılımlarında ise U, K, La ve Sr bakımından zenginleşme görülmesine rağmen incelenen diğer elementlerce fakirleşme izlenmektedir.



Şekil 4.12 : Kaolen ve alunit örneklerinin Sun vd. (1980)’e göre normalleştirilmiş iz element dağılımları.

4.3. Taramalı Elektron Mikroskopisi (SEM) Çalışmaları

Bu amaçla toplam yirmi iki adet kayaç örneği seçilmiştir. Bu örneklerden 7 adedi alunit (A-3, A-4, A-5, SAP-20, UT-5, DUV-1 ve IN-1), 12 adedi kaolen (Ör.SAP-1,

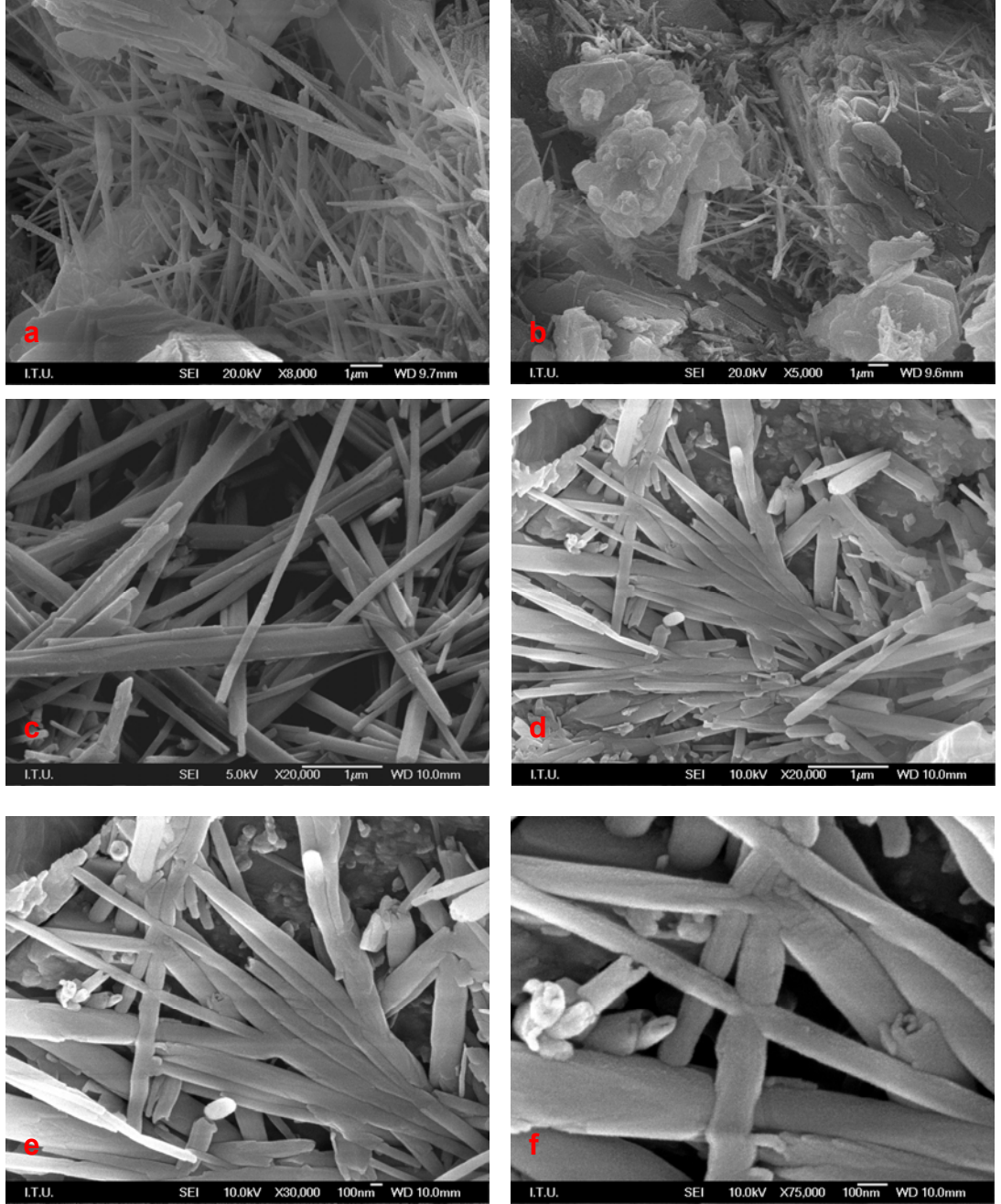
SAP-2, SAP-4, SAP-5, A-3, A-4, A-5, A-6, AR-7A, AR-7B, AR-10 ve AR-15) ve 3 adedi ise riyolit-riyodasit lav (Ör. AR-20, SAP-10 ve CC-11) örneklerine aittir.

Çalışma alanı kuzeyindeki İnüstü Tepe mevkiinden alınan alunit örneklerinde SEM çalışması yapılmış ve örneklerde halloysit mineralinin kristal yapısı, morfolojisi ve kristallerin birbirleriyle olan ilişkileri incelenmiştir. Halloysit kristalleri birbirine paralel olmayan çubuklar halinde gelişmişlerdir. Halloysitlerin incelenen örneklerdeki saptanan morfolojileri genelde iki tiptedir. Birincisinde, halloysitler gelişigüzel dağılmış iğne şekillidirler (needle shaped) ve genellikle düzensiz yığılımlar, daha nadiren ışınal topluluklar halinde bulunurlar (Şekil 4.13a,b). İkinci tip halloysitler ise tüp şekillidirler (tubular structure) ve düzensiz topluluklar halinde görülürler (Şekil 4.13c,d,e,f). Tüp şekilli olanların bir kısmı uzamış (elongate shape) (Şekil 4.13c,d,e,f), bir kısmı ise kısa tüpler (stubby shaped) (Şekil 4.13d,e,f) halindedirler. Uzamış olan halloysit kristallerinin çoğunluğu açık uçlu (long tubular structure with open-ends) tüpler şeklinde görülmektedir (Şekil 4.13e,f,g,h). Tüp şekilli olanların kristal boyutları 2 - 2,5 mikron, iğne şekilli olanlar ise < 0,3 mikron olarak saptanmıştır. Örneklerin bazılarında feldspat minerallerinden itibaren halloysit tüplerinin oluşumu net olarak görülmektedir (Şekil 4.13i,j).

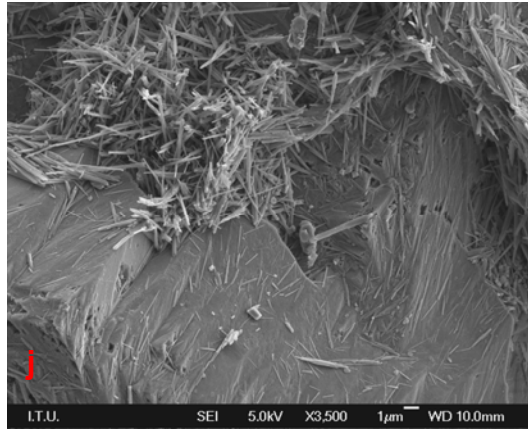
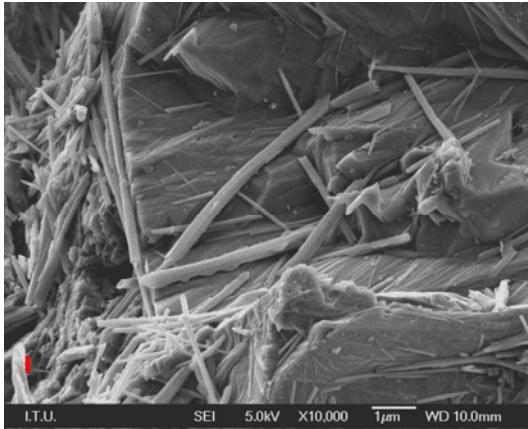
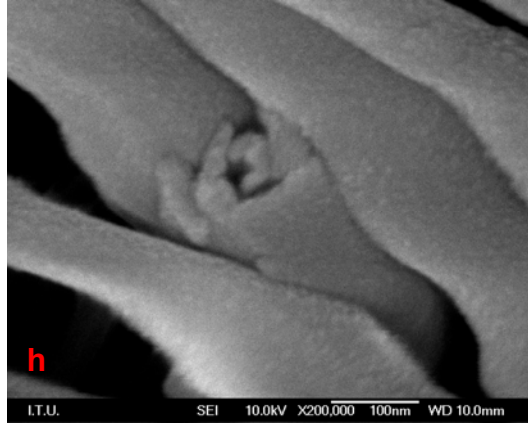
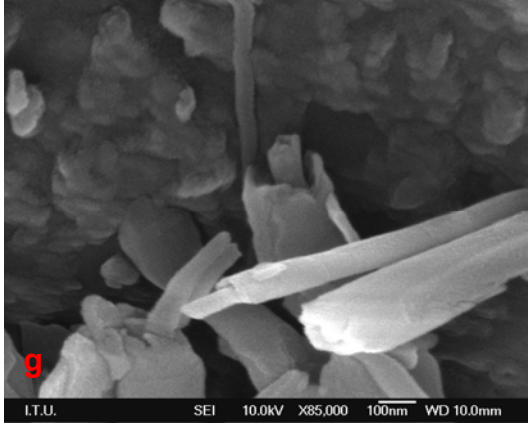
Ayrıca alunit örneklerinde alunit minerallerinin de SEM çalışması yapılmış ve bunların morfolojilerinin rombusal şekilli olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.14). İri tanelerin boyları 10-15 mikron arasında değişirken, ince taneliler 0.5 mikron ve üzeridir. Öte yandan, bir kısım iri taneli alunit kristallerinin etrafı halloysit kristalleri tarafından kaplanmıştır (Şekil 4.14h).

Çalışma alanındaki kaolinitleri temsil edecek şekilde Simav Çayı güneyi ve kuzeyindeki ocaklardan derlenen örneklerin SEM çalışmalarında kaolinit mineralinin morfolojisi incelenmiştir. Bu çalışmalarda kaolinit oluşumu, volkan camının alterasyonu ve kaolinit nüvelerinin oluşumundan itibaren net olarak görülebilmektedir. Bu değişim hem matrikste hem de feldspattan itibaren pulcukların (flake) oluşmasını takiben çok ince taneli kaolinitlerin oluşması şeklindedir (Şekil 4.15b,c). Kaolinitler üzerinde mikro taneli kuvars oluşumları sıklıkla görülmektedir (Şekil 4.15a). Genel görünüm hekzagonal formlardaki kaolinit kristallerinin kitap şeklindeki (book shaped) yığılımları halindedir (Şekil 4.15d,e,f,g,h). Bazen de bu yığılımlar bir merkezden itibaren yelpaze görünümlü yapılar gösterirler (Şekil 4.15d,g). Bazı kaolinit kristalleri ise düzensiz yapıda gelişigüzel dağılmış, birbiriyle

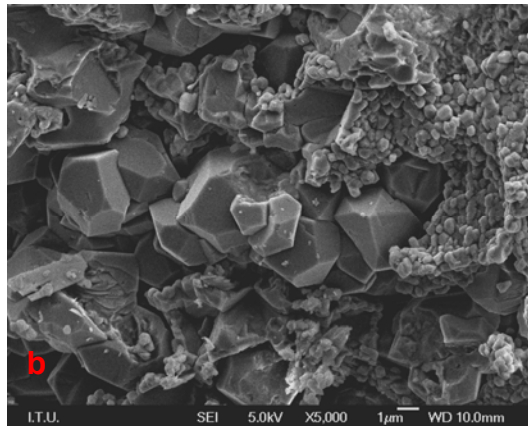
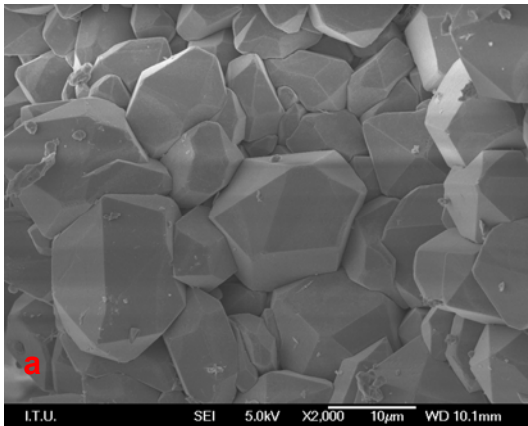
ilişkilendirilemeyen kristaller olarak görülürler (Şekil 4.15a,f). Kaolinit kristalleri yaklaşık 10 mikron boyutlarındadırlar. Yığılımların kalınlığı ise 30 mikrona kadar çıkmaktadır.



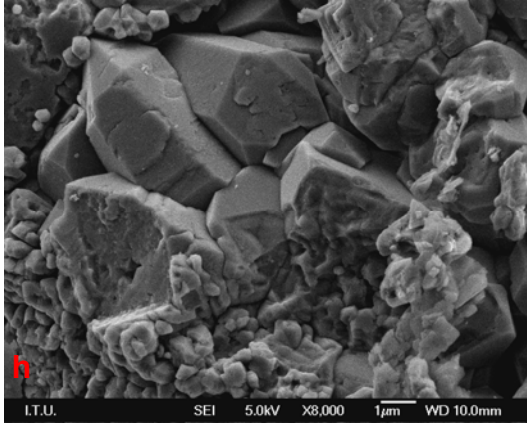
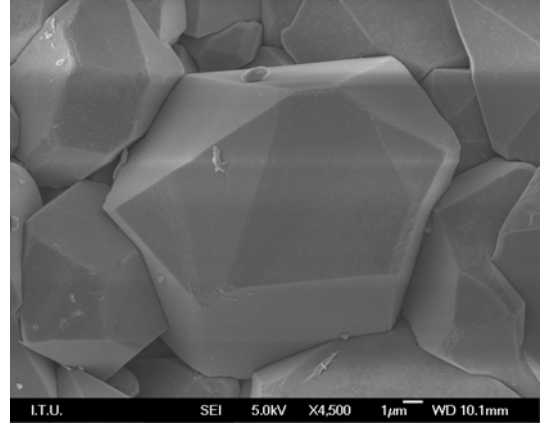
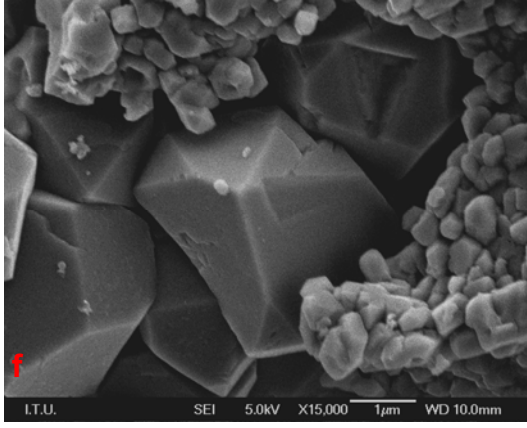
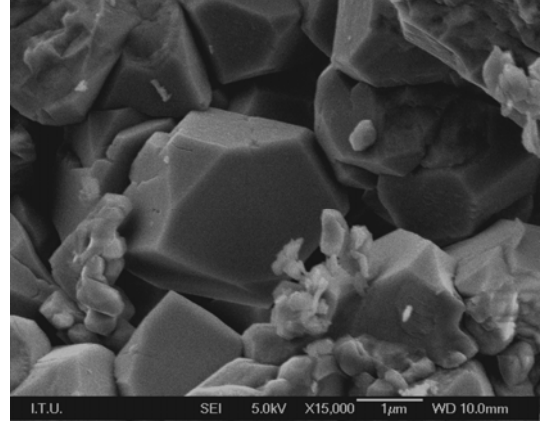
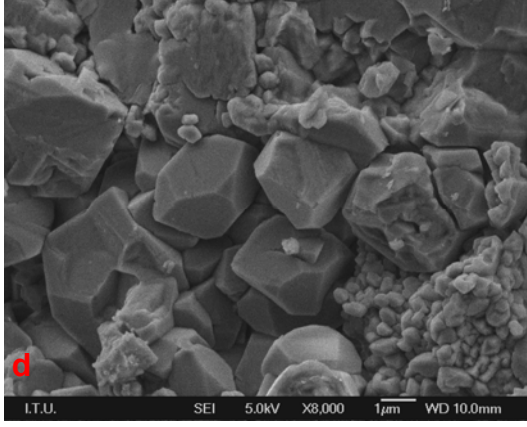
Şekil 4.13 : İntepe mevkiinden alınan alunitli örneklerdeki halloysitlerin taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri (a, b: düzensiz topluluklar ve genelde birbiriyle kesişen çubuklar halinde bulunan iğne şekilli halloysitlerin görünümü, c, d, e, f, g, h: düzensiz topluluklar halinde görülen açık uçlu tüp şekilli halloysitler; i,j: feldspat nüvelerinden itibaren halloysit tüplerinin oluşumu).



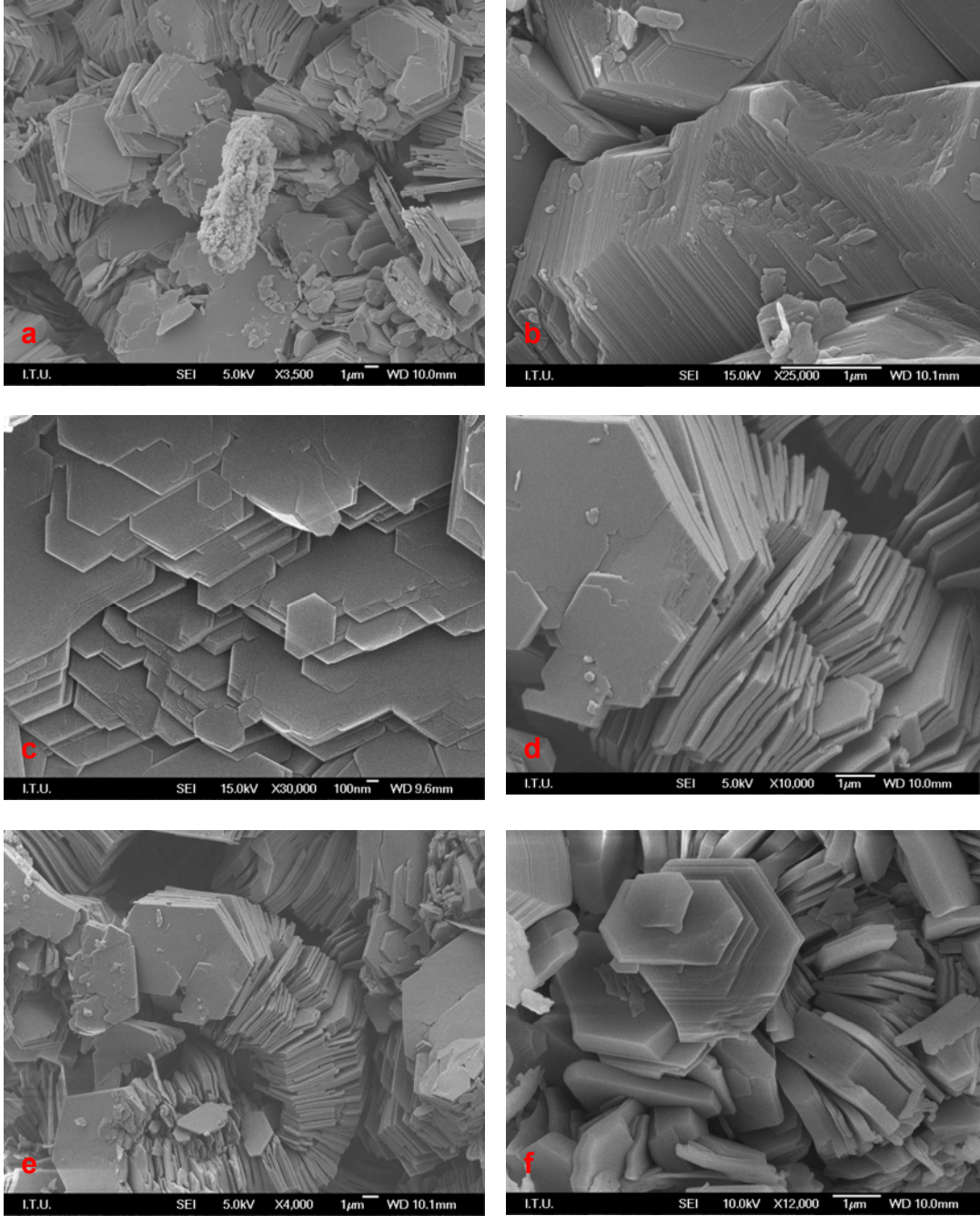
Şekil 4.13 : (Devamı) İtepe mevkiinden alınan alunitli örneklerdeki halloysitlerin taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri (a, b: düzensiz topluluklar ve genelde birbirleriyle kesişen çubuklar halinde bulunan iğne şekilli halloysitlerin görünümü, c, d, e, f, g: düzensiz topluluklar halinde görülen açık uçlu tüp şekilli halloysitler; ı,j: feldspat nüvelerinden itibaren halloysit tüplerinin oluşumu).



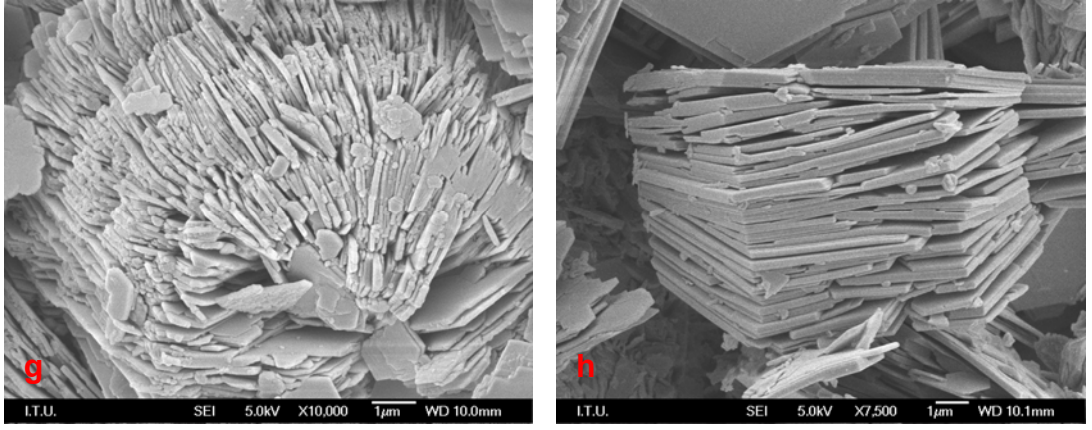
Şekil 4.14 : İnüstü Tepe mevkiine ait idiomorfik rombusal alunit kristallerinin taramalı elektron mikroskop (SEM) görünümleri (a, b, c, d, e, f, g: Rombusal şekilli iri ve ince taneli alunitler; h: Etrafı halloysit tüpleri tarafından kaplanmış olan alunitler).



(mı) İnüstü Tepe mevkiine ait idiomorfik rombusal alunit kristallerinin taramalı elektron mikroskop (SEM) görünümüleri (a, b, c, e, f, g: Rombusal şekilli iri ve ince taneli alunitler; h: Etrafı silika ve oksit tüpleri tarafından kaplanmış olan alunitler).



Şekil 4.15 : Kaolinit kristallerinin taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri (a: Kaolinit kristalleri üzerindeki mikro kuvars oluşumları; b,c: Volkan camında pulcukların (flake) oluşumundan itibaren ince taneli kaolinit kristallerinin oluşumu; d,e,f,g,h: Hekzagonal formlardaki düzenli tip kaolinitlere özgü kitap şekilli (bookshaped) yapıları.



Şekil 4.15 : (Devamı) Kaolinit kristallerinin taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri (a: Kaolinit kristalleri üzerindeki mikro kuvars oluşumları; b,c: Volkan camında pulcukların (flake) oluşumundan itibaren ince taneli kaolinit kristallerinin oluşumu; d,e,f,g,h: Hekzagonal formlardaki düzenli tip kaolinitlere özgü kitap şekilli (bookshaped) yapıları.

4.4 Termal Analizler

İnceleme alanından toplanan 2 adet alunit (Ör. A-3 ve A-5) ve 4 adet kaolen (Ör. DD-4, DD-40, SAP-12 ve SAP-40) örneğinin Diferansiyel Termal analiz (DTA) ve Termogravimetri (TG) analizleri İstanbul Teknik Üniversitesi, Metalurji-Kimya Fakültesi laboratuvarında yapılmıştır.

Diferansiyel termal analiz her ikisi de kontrollü oranda genellikle 0 - 1000 arasında ısıtılan numune ve referans madde arasındaki enerji değişimlerini belirler ve bu enerji değişimi T ile gösterilir. Numunede değişim olduğunda sıcaklık etkisi numune ve referans madde arasında sıcaklıkta bir farklılığa sebep olur. Sıcaklıktaki bu farklılık sıcaklığın bir fonksiyonu olarak ölçülür ve kaydedilir. Deneysel kayıt DTA eğrisidir. ΔT ordinatta yeralır, endotermik pikler aşağı doğru işaretlenirken, apsiste numune veya referans maddenin süre ve sıcaklığı soldan sağa doğru artarak kaydedilir.

Numune ile karşılaştırma için kullanılan madde arasındaki sıcaklık farkı, numunede bir kimyasal reaksiyon, faz değişimi veya yapısal bir olay olduğu zaman gözlenir. Eğer bu olaylarda T negatif ise numune sıcaklığı karşılaştırma maddesinin sıcaklığından daha düşük kalacak ve endotermik reaksiyon gerçekleşecektir; T değeri pozitif ise tersi olacak numunenin sıcaklığı karşılaştırma maddesinden yüksek olacak

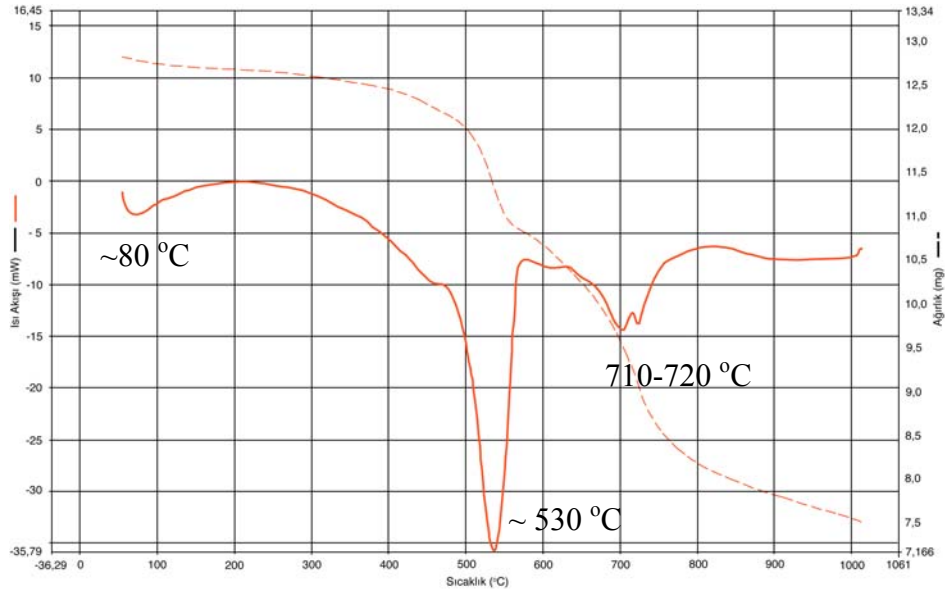
ekzotermik reaksiyon oluşacaktır. Endotermik ve ekzotermik reaksiyonları dehidratasyon, dehidroksilasyon, dekompozisyon, kaynama, süblimleşme, buharlaşma, oksidasyon, füzyon, kristal kafesin çökmesi, kristal yapı dönüşümü şeklindeki reaksiyonlarla ilişkilendirilebilir. Dehidratasyon, dehidroksilasyon, füzyon, buharlaşma ve süblimleşme endotermik reaksiyonları oluştururken, oksidasyon, kristal kafes oluşumu ve bazı dekompozisyon reaksiyonları eksotermik etkileri verir.

DTA yöntemi yanında kil minerallerinin değişen sıcaklık karşısındaki davranışını inceleyebilmek için TG yöntemi de kullanılır. Kütle değişimlerinin olduğu herhangi bir olay termogravimetri olarak tanımlanır ve kütle-sıcaklık eğrilerine termogram adı verilir. Genel olarak kütle değişiminin nedeni uçucu bileşenlerin ayrılması ve maddenin ayrışmasıdır. Örneğin ısıtma sonucu ağırlık kaybı dehidratasyon, dehidroksilasyon veya dekompozisyon nedeniyle oluşur.

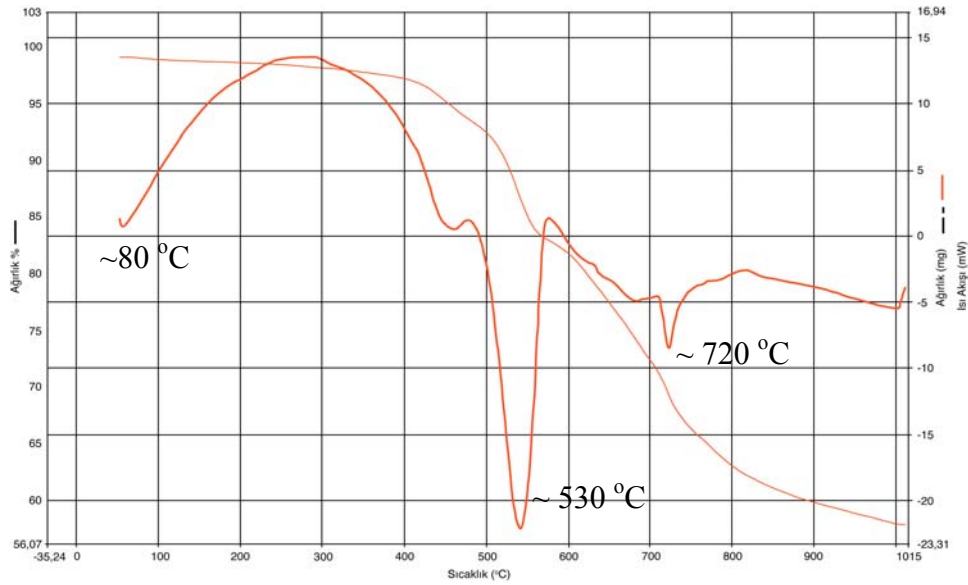
TG yöntemi ile belirlenen ağırlık kayıpları iyi kristalli kaolinit için ağırlık kaybı % 13.11 iken kötü kristalli kaolinit için bu değer % 13.14'tür. Bu değerler kaolinitin kristal su kayıplarından ileri gelen değerlerdir. Adsorbe edilmiş su kayıpları ise % 0.26 (iyi kristalli kaolinit) ve % 0.74 (kötü kristalli kaolinit) dır. İyi kristalli kaolinitin endotermik reaksiyon veren ilk H₂O kaybı 100 – 200°C arasında gerçekleşir. Kötü kristalin kaolinitte ise bu değer 150°C'dir. OH kayıpları iyi kristalli kaolinit için 630°C iken, kötü kristalli kaolinit için 625°C'dir. İyi kristalli kaolinitin ekzotermik pik değeri 1005°C'dir. İyi kristalli kaolinit ile kötü kristalli kaolinitin absorbe su yüzdesi ve kristalin su yüzdesi de farklıdır. Kötü kristalli kaolinitteki ağırlık kayıpları fazladır. Kötü kristalli kaolinitin ilk endotermik piki fazla belirgin değildir.

Kaolinit ve alunit numunelerinin DTA-TG eğrileri Şekil 4.16 ve 4.17'de görülmektedir. Kaolinit mineralleri altıgen plakalar şeklindedir ve ortalama tane çapı 0.1 - 100 µm arasında değişmektedir. Bu sebeple tanelerin yüzey alanı çok büyük olduğundan önemli miktarda su absorblama özelliğine sahiptir. Bu fiziksel bağlı rutubet suyu kilin ısınması sırasında 100 – 200°C arasında yapıdan uzaklaşır. Su uzaklaşırken ortamdan enerji çekeceğinden endotermik pik görülür. Kaolinitler teorik olarak yaklaşık % 14 kristal bağlı su içermektedir. Genellikle 500 – 600°C arasında endotermik pik kristal bağlı suyun yapıdan uzaklaştığını gösterir. Kaolinitlerdeki su kaybı hemen hemen 700°C'de büyük endotermik pik verir. Endotermik

reaksiyonların yüksek sıcaklığa doğru kayması mineralin iyi kristalize olma durumu ile orantılıdır. Farklı tane iriliklerinin varlığı ve dağılımı da endoterm eğrinin başlangıç ve bitiş noktaları üzerinde etkili olur. Geniş eğrilerde iri tane, dar eğrilerde ise ince tanelerin yoğunluk kazandığı saptanır. 950 – 980°C’de metakaolinitte düzlemlerin birbirine yaklaşması ve kristal spinel fazın oluşumu ile büzülmede hızlı artış görülür.



Ör. A-3

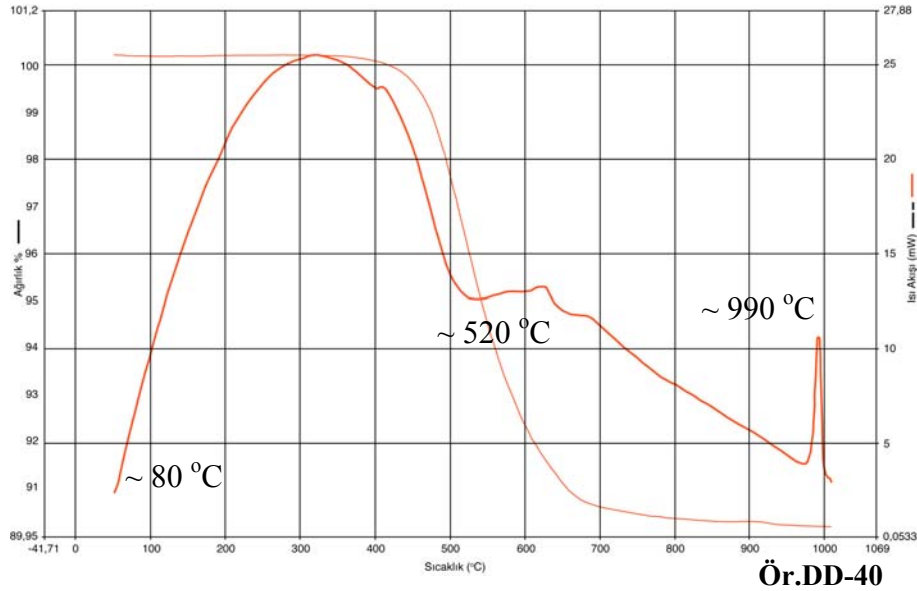
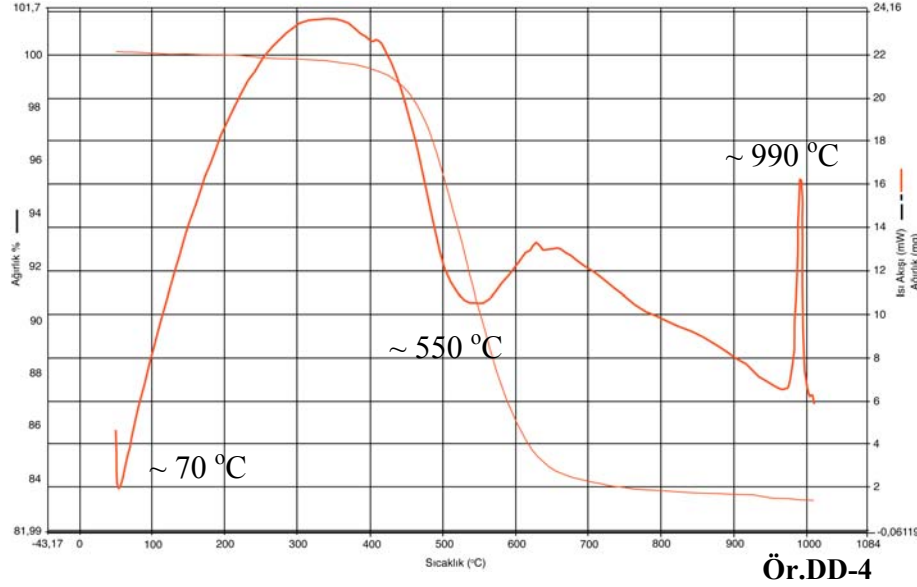


Ör. A-5

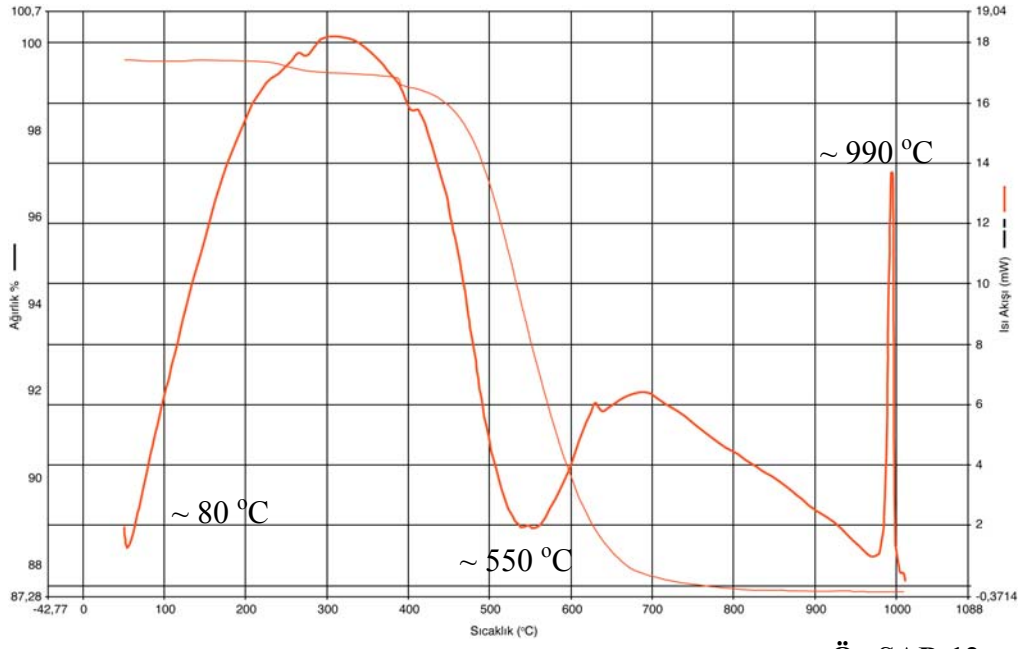
Şekil 4.16: Alunit örneklerine ait DTA-TG eğrileri.

Alunit örneklerinin DTA-TG eğrileri Şekil 4.16’de görülmektedir. DTA eğrilerinden görüleceği gibi alunitlerin ilk endotermik pikleri yaklaşık 80°C, ikinci pikleri 500-

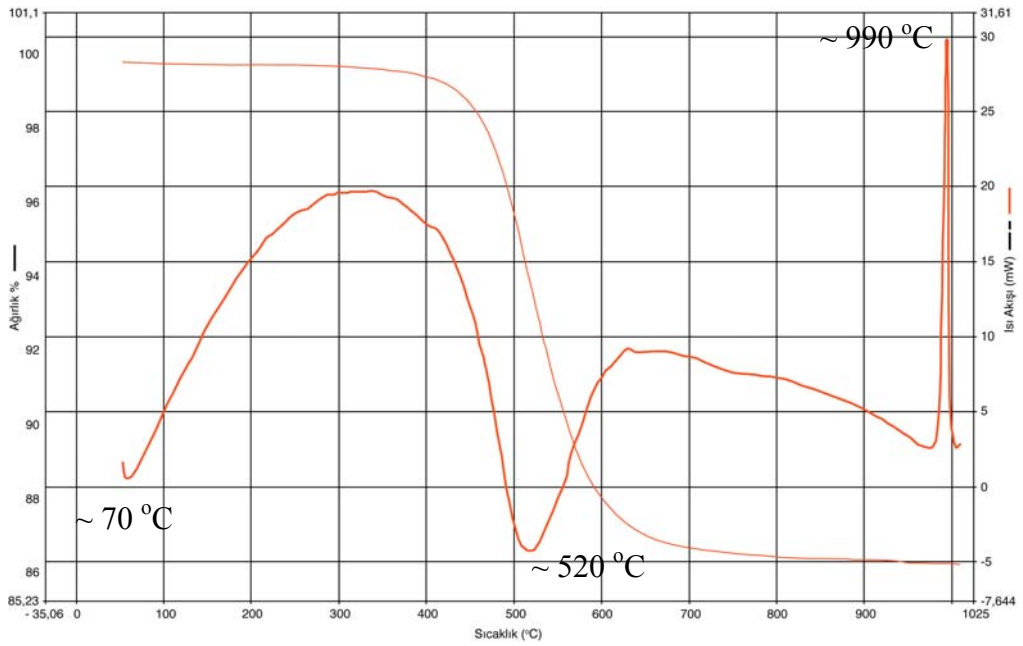
550°C arasında, üçüncü pikler ise 700-750°C arasında gerçekleşmiştir. TG kayıpları ise ortalama % 4 - 9 arasında belirlenmiştir. Kaolen örnekleri üzerinde yapılan DTA analizi neticesinde 70 - 80°C'de bir endotermik pik ve 500 - 550°C arasında da bir endotermik pik görülmüştür (Şekil 4.17). Birinci pik kaolenin yapısındaki zayıf bağlı su moleküllerinin kaybını; ikinci pik dehidroksilasyonu işaret etmektedir. TG kayıpları % 6 – 13 arasında değişmektedir. Kaolen örneğinin kafes yapısının 980-1000°C arasında ise ekzotermik pik vererek çöktüğü görülmüştür.



Şekil 4.17: Kaolen örneklerine ait DTA-TG eğrileri.



Ör.SAP-12



Ör.SAP-40

Şekil 4.17: (Devamı) Kaolen örneklerine ait DTA-TG eğrileri.

5. DÜVERTEPE-ŞAPÇI KAOLEN ve ALUNİT OLUŞUMLARI

Simav Grabeni boyunca görülen çok sayıdaki cevherleşme, Batı Anadolu'nun jeotektonik gelişiminin hüküm sürmüş olduğu iki ana tektono-magmatik dönemle ilgili olarak oluşmuştur (Oygür ve Erler, 2000). Graben gelişiminin daha sonraki evrelerinde K-G yönlü transform fayları ana graben fayını kesmiştir. Graben boyunca görülen çok sayıdaki epitermal cevherleşme bu transform fayları üzerinde gelişmiştir. Düvertepe kaolen (+/-alunit) yatakları tektonik olarak aktif Simav Grabeni üzerinde bulunan bu tür bir cevherleşmedir. Bölgedeki kaolen (+/-alunit) yatakları Ege tektonizmasına ve volkanizmasına bağlı olarak grabenin doğusunda ve batısında gelişmiş asit (sülfat) jeotermal sularıyla ilgili mineralizasyonların bir sonucu olarak oluşmuşlardır. Düvertepe bölgesindeki kaolinit mineralizasyonları ilk olarak 1970'li yıllarda belirlenmiş olmasına karşın önemli kaolen oluşumları 1980'li yıllarda grabenin güneyinde ortaya çıkarılmıştır.

Çalışma sahasının kuzeyindeki Düvertepe ve güneyindeki Şapçı bölgeleri Türkiye'nin kaliteli kaolen kaynağı açısından önem arz etmektedir. Aşağıda ayrıntılı olarak anlatılan bu ocaklardan yaklaşık 20 milyon ton toplam rezerv ve 400,000 ton/yıl üretim sağlanmaktadır.

5.1 Şapçı – Arpatarla Kaolen Oluşumları (Simav Grabeni'nin güneyi)

KKB-GGD yönlü ana fay boyunca oluşan Şapçı–Arpatarla kaolen oluşumları Şapçı Köyü'nün yaklaşık 2 km güneyinde yer almaktadırlar. Simav Grabeni'nin güneyinde yer alan bu bölgede alunitli kaolenler Üst Miyosen yaşlı riyolit-riyodasit tüflerin ana faya olan uzaklıklarına bağlı olarak düşük ya da yüksek şiddetli alterasyonları sonucu gelişmişlerdir. Riyolitik kökenli bu kayalar esas olarak camı matriks ve mineral/kristal parçalarından oluşmaktadır. Birincil mineraller başlıca; plajiyoklas, kuvars, alkali feldspat ile az oranda muskovit kristalleri ve pümis parçalarıdır.

Sondaj verilerine göre silis, tuf ve kaolen+alunit arakatmanlı kaolen zonunun kalınlığı 10 - 20 m arasında değişkenlik gösterir. Bu cevherleşmelerin yaygın mineral topluluğu kaolinit, kuvars ve alunittir. Saçılmış halde bulunan kuvarsa ek olarak silis

çoğunlukla kaolen zonunda opal yuvalanmaları olarak yoğunlaşmıştır. Özellikle Arpatarlası ve Kabaagaçlı Tepe’de belirgin şekilde görülen silis şapkalar ana fay zonları boyunca görülen kaolen oluşumlarının üstünde yer alır. Bu kaolen oluşumlarında alunit tali mineral olarak bulunmaktadır. Kaolen zonlarına göre damarlar silis ve alunit yönünden daha zengindir.

5.2 Düvertepe-Moren Kaolen Oluşumları (Simav Grabeni’nin kuzeyi)

Simav Grabeni’nin kuzeyinde, Düvertepe Köyü’ne yaklaşık 5 km uzaklıkta bulunan Moren Ocağı silisçe zengin iki küçük fay zone boyunca riylit-riyodasit tüflerde gelişen kaolenler içermektedir. Sondaj verilerine göre kaolen zonunun kalınlığı 10 - 40 m arasında değişmektedir. Bu bölgedeki küçük faylar sayıca fayın güneyine nazaran azdır. Bununla beraber kaolen zuhurlarının boyutları küçük fakat bununla birlikte alunit oluşumları daha yaygın görülmektedir. Simav Grabeninin kuzeyindeki İnüstü Tepe’de fay zonları boyunca saf alunit oluşumlarının görülmesi dikkat çekicidir. Moren Ocağı’ndan geçen küçük fay zone ayrıca sülfürce zengin silisli kayalar içerir.

5.3 Kaolen-Alunit Oluşumu

Düvertepe kaolen (+/- alunit) oluşumlarının jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal verileri hidrotermal tip bir oluşum işaret etmektedir. Asit (sülfat) sistemlerinin birçoğu dasitik-riylitik ana kayalarda oluşur ve çoğunlukla alunit grubunun potasik-sodik uç üyelerini içerirler (Heald vd., 1987). Jeotermal buharlar çeşitli oranlardaki CO₂ ve H₂S ile bir arada bulunmaktadır; daha sonra kolaylıkla oksidasyon sonucu oluşan H₂SO₄ meteorik sularla yüzeye getirilir ve asit sıvılar üreterek çevre kayaları ile reaksiyona girer (Browne, 1991). Deneysel çalışmalar (Hemley vd., 1969) ile termokimyasal değerlendirmeler (Knight, 1977), sülfirik asit etkisiyle oluşan ayrışmaların ve bu ayrışma ürünlerinden biri olan alunit oluşumunun, yüksek oranda H₂SO₄ derişimine sahip sıvıların 400°C ve altındaki sıcaklıklarda yan kayalar üzerindeki yoğun kimyasal çözündürme (leaching) etkisi ile gerçekleştiğini ortaya koymuştur. Bu oluşumda düşük pH, yeterli oksidasyon ve sülfat aktivitesi gereklidir. Gerekli H₂SO₄ maden yatakları ile ilgili üç tip ortamda farklı mekanizmalarla üretilmektedir (Rye vd., 1992). Bu ortamlar;

- Yüzeysel ortamlar (süperjen)
- Buharla ısıtılmış ortamlar (aktif veya fosil jeotermal alanlar)
- Magmatik hidrotermal ortamlar (hipojen)

Süperjen ortamda asit-sülfat alterasyonu, sülfid içerikleri yüksek kayaçların alterasyonudur ve genellikle topografik denetimli alterasyon zarflarında gelişir. Burada oluşan ayrışma ürünleri alunit, kaolinit, halloysit, allofan ve jarosit'tir. Ortamda bulunan birincil sülfatların türüne göre oksidasyon kuşağı içinde malakit, azurit, serüzit ve simitsonit gibi ikincil mineraller de gelişebilir. Buharla ısıtılmış ortamlar hidrotermal sistemlerin üst bölümleridir. Ayrışma ürünleri süperjen ortamlarinkine benzerdir. Ancak bu ayrışma zonlarının altında genellikle sülfid cevherleşmesi yoktur (Henley, 1985). Gerekli olan sülfürik asit, sığ derinliklerde kaynama noktasındaki hidrotermal sistemlerden gelen H_2S in yer altı su tablası seviyesinde veya hemen üzerinde oksidasyonu ile oluşur. Bu reaksiyon yüzeye yakın bir seviyede gerçekleştiğinden, oluşum ısısı hiçbir zaman $100^{\circ}C$ 'den fazla değildir (Rye vd., 1992). Bu suretle sülfat aktivitesi artan meteorik suların yüzeyden derine doğru hareketi ile sırasıyla; alunit, kaolinit ve propilitik ayrışma zonları gelişir. Bu ortamlar ayrışma zonlarının derine doğru gelişmesi ve oluşum ısılarının düşük olmasıyla magmatik hidrotermal ortamlardan ayrılırlar. Magmatik hidrotermal ortamlar hidrotermal sıvılarda ciddi miktarda magmatik buharlar içeren ve magmatik ısı tarafından hareket ettirilen bütün hidrotermal sistemleri kapsar (Rye vd., 1992). Magmatik-hidrotermal asit-sülfat sistemleri magmatik ısıyla oluşur ve magmatik akışkan içerikleri önemlidir. Bu ortamlar yoğun sülfidizasyonun geliştiği alunit - kuvars, kaolinit - kuvars mineral çiftleri ile tanınan ortamlardır (Hedenquist, 1987; Berger ve Henley, 1989) ve bu ortamlarda ayrışma süreçleri kırık denetimi altındadır. Magmatik hidrotermal sıvıların yan kayaçlar üzerindeki yoğun kimyasal çözündürme (leaching) işlevi etkin olarak görülür. Bu ortamlarda alunit yataklarının altında, daha derin zonlara doğru sülfid zonuna geçilir. Ancak hiç sülfid cevherleşmesinin görülmediği magmatik hidrotermal ortamlarda da alunitler oluşabilmektedir (Bove vd., 1988). Gerekli olan sülfürik asit, magmadan türeyen SO_2 gazları su buharı sorguçları ile üst seviyelere doğru taşınırken H_2S ve SO_2 'in iki ayrı gaz fazına ayrılarak yoğunlaşması ile üretilir (Henley ve Ellis, 1983; Rye vd., 1992). Magmatik hidrotermal sistemdeki H_2SO_4 , SO_2 ile H_2O arasındaki reaksiyon ($4SO_2 + H_2O = 3H_2SO_4 + H_2S$) tarafından azalan sıcaklıkla oluşur (Rye vd., 1992). Isının

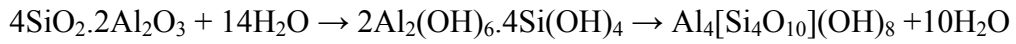
azalmasıyla aşırı miktardaki magmatik SO₂, derine sızmış yüzey kökenli su (denizel veya meteorik) sülfürik asiti oluşturabilir. Bu sistemlerde asit-sülfat alterasyonu genellikle kırık denetimli olup, boşluklu silis zonunun oluşturan aşırı yıkamalar karakteristiktir ve mineral topluluğunda fazla miktarlarda pirit ve feldspat fenokristallerinin yerine yerleşmiş alunit mineralleri bulunur (Rye vd., 1992).

Birçok kimyasal ve fiziksel parametreden bağımsız, basit olarak düşünürsek; hidrotermal tip kaolinitik bir alterasyonun başlangıç noktası hidrotermal çözeltilerin ana kayayı etkileme safhasıdır. Bundan sonra bazı bileşenler için jelleşme meydana gelecektir veya bazı bileşenler doğrudan ayrışacak ve dönüşüm gösterecektir. Asit hidrotermal solüsyonların bir ana kaya içinde etkili olabilmesi için öncelikle bu ana kayaya kadar ulaşabilmesi gerekir. Çalışma sahasında kaolen (+/- alunit) oluşumları Simav Fayı'na yaklaşık dik bir veya birden fazla fayın kesiştiği bölgelerde (Bağkiran Tepe, Arpatarla Tepe, Cehennem Tepe) meydana gelmiştir. Bölgede kaolen (+/- alunit) zuhurları; Simav fayının kuzeyinde (Düvertepe) ve güneyinde (Arpatarla-Şapçı) olmak üzere iki kısımda ele alınabilir. Bu oluşumları karşılaştırdığımızda şu veriler ön plandadır: İki zuhur arasında ana kaya petrografisi ve mineral birlikleri açılarından fazla fark görülmez. Sadece kaolinite eşlik eden alunitin kuzey mevkiinde saf zonlar halinde de bulunması bir farklılıktır; ve bu farklılık yoğun sülfat getiriminden kaynaklanmaktadır. Genellikle kaolen ocaklarında görülen faylanmaların her iki yanında silis ve/veya sülfat getirimi gözlenmiştir (Şekil 5.1).

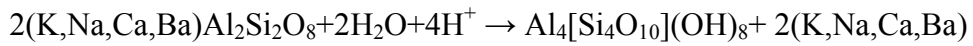


Şekil 5.1 : Simav Fayı güneyi Devletlibaba Köyü doğusunda bir kaolen ocağında fay çatlağı boyunca gelişmiş demir oksit, sülfür ve silisçe zengin zon.

Çalışma sahasındaki kaolinit ve alunit oluşumlarının ana kayasını riylit-riyodasit tüfler oluşturur. Asit hidrotermalitlerin bir ana kaya içinde etkili olabilmesi için; 1) bu ana kayaya kadar ulaşabilmesi gerekir, diğer ifade ile bu ana kayaya dek ulaşabileceği yolların (kırık sistemlerinin bulunması, diğer kayaların geçirirliiliğinin, porozite-permeabilitesinin bu göçe izin verir nitelikte olması ve 2) ana kayanın kendisinin ise hem porozite-permeabilitesinin bu sıvıların dolaşımına, en azından etki sahası yaratabilecek bir kısmında, izin verir nitelikte olması ve nihayet hem de bu sıvılar tarafından kolayca çözülebilecek elemanları içeriyor olması gerekir. O halde hem bu tür yapı ve dokuda olan, özellikle de poröz-permeabl olan hem de çözünmesi kolay eleman içeren kaya grubu öncelikle ve önemli olarak piroklastik kaya grubudur ve en önemli olarak “tüf” tür. Çünkü bu kayalar hem sıvıların dolaşımına izin verir petrografik karakterdedirler hem de doğadaki en kolay çözünen maddelerden birisini, volkanik camı, içerirler. Hatta bu volkanik cam, lavlardaki gibi masif olmadığından dolayı diğer ifade ile parçalı olduğu için de etkilenme yüzey alanı geniş olacak ve dolayısıyla çözünmesi kolay olacaktır. Bu tür cam parçaları bu sıvılarla çok fazla yüzeyde temastadır. Netice olarak volkanik camdan kaolinite geçiş (Volkanik Cam → Sulu Alimünyum Silikat Jeli → Kaolinit) şu kimyasal dönüşümle gösterilebilir (Yalçın ve Bozkaya, 2003; Başbüyük vd., 2007):



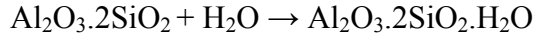
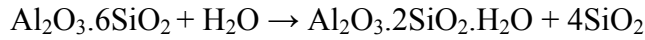
Volkanik camın dışında, örneğin K-feldspat minerallerinin ayrışması da bu etkinlikte rol oynamaktadır. Bu dönüşüm ise şu şekilde gösterilebilir:



Düvertepe kaolen (+/- alunit) oluşumlarının, en önemli olarak; ana kayanın volkanik cam parçalarından dönüşümle gerçekleştiği söylenebilir. Kaolenitleşme üzerinde feldspattan dönüşümün etkisinin volkanik camın yarattığının çok altında olduğu düşünülmüştür. Çünkü çalışma alanında; kısmen ve tümüyle kaolinitleşmiş kayaları (örnekleri) gerek altere olmuş gerekse taze volkanik kayaları (lav veya tüf) incelediğimizde görülmüştür ki; hiçbir kaya grubumuzda büyük çoğunlukta, büyük zenginlikte birincil feldspat varlığı yoktur. Oysa ki; kaolinitik kayalarımıza baktığımızda, bazı zonlar için tümüyle kaolinitizasyon söz konusudur diğer deyimle bazı örnekler tümüyle kaolinitiktir. Bu durumda az oranda birincil feldspat içeren bir kayanın tümüyle kaolinitleşmesi sadece feldspat kaolinit dönüşümüyle açıklanamaz.

O halde, Düvertepe kaolen oluşumu için ana malzeme büyük önemle volkanik camdır. Bu volkanik cam, içerisinde hidrotermal sıvıların dolaşımına ve etkisine uygun poröz ve permeabl özellikte olmuş olmalı, diğer ifade ile tekdüze (masif) olmayan parçalı volkanik cam olmalıdır; yani tüflerin çok kenarlı cam parçaları (glass shards) olmalıdır.

İşte, volkanik camın (ve az oranda feldspatın) asit hidrotermal çözeltiler etkisinden dolayı ayrışması kaolinitik alterasyonda başlangıç noktasıdır. Bu camın çözünmesi ile bir Al-silikat jeli meydana gelir. Bu ara üründen ise kaolinit oluşumu gerçekleşir. Öte yandan, bu dönüşümü kimyasal olarak düşündüğümüzde bu kez kimyasal açıdan uygun ana kayanın ve kimyasal parametreler açısından uygun ortam koşullarının ve dönüşüm sürecinin bulunmuş olması gerekir. Ana kayanın kimyasal kompozisyonu, alterasyon sürecindeki kimyasal kayıp kazançlar, pH, Eh, alkalinite, sıcaklık, basınç, iklim, etkileşim (reaksiyon) süreleri gibi birçok faktör etkin olacaktır ve bu parametreler hem kaolinit oluşumunu denetleyecektir hem de bu dönüşümlerin sürelerini başlama ve bitme noktalarını kontrol edecektir. Genelde Al-silikat jelinden kaolinite dönüşümleri şu kimyasal denklemler ile vermek olasıdır:



Kaolinit oluşumunda bir kısım SiO_2 , Al_2O_3 ile birleşerek kaoliniti meydana getirirken geri kalanı kaolinitleşme ortamının dışına geçer ve çoğunlukla bir silika zonu oluşturur. Bu dışa geçme sonucu genelde yüzeyde-yüzeye yakın zonda silis kabuk (silis şapka) meydana gelir. Hidrotermal kaolen yataklarında sıkça görülen bu oluşumların varlığı Hisarcık kaolenlerinin oluşumlarında (Sayın, 2007) ortaya konulmuştur. Silika gossan (silis şapka) olarak isimlendirilen bu silisli yapılar, serbest hale gelen erimiş haldeki silikanın fay ve diğer tektonik yapılar boyunca doğal olarak yukarılara doğru çıkması ve buralarda tekrar rekristalize olarak çökelmeleri sonucu oluşmuşlardır. Keller ve Hanson (1968) silisli zonlardaki benzer silisleşmelerin kaynağını ana kayaç olarak açıklamıştır. Buna göre başlangıçta sıcak meteorik suların yükselmesiyle silisyum konsantrasyonunun arttığını ve sıcaklığın düşmesiyle de çözünen silisin, fay zonu boyunca çökeliş silis zonunu oluşturduğunu açıklamış, sistemin birden fazla kez kendini yenilediğini ortaya koymuştur. Benzer oluşum söz konusu bu çalışma sahasında da görülür. Özellikle çalışma alanının güneyinde kaolen ve alunit oluşumuna sebep olan hidrotermal alterasyon yukarı

doğru oldukça etkilidir. Bunun sonucu olarak da eriyik haldeki silisin yukarıya doğru hareket etmesi sonucu üsteki kayalar silisifiye olmuş ve kaolen yataklarının üst kesimlerinde büyük ölçekte (Kabağağalı Tepe’de KB-GD yönlü ve Arpatarla Tepe güneyinde KD-GB yönlü faylar boyunca) silis şapkalar oluşturmuştur (Şekil 5.2). Ayrıca, çalışma alanında yeralan Kaya Tepe’de olduğu gibi herhangi bir faya bağlı olmayan silis şapkalar da görülür. Bu husus kaolen oluşumlarının kalitesini de kontrol eden bir parametredir. Silis uzaklaşması ile çok daha kaliteli kaolen oluşumları ortaya çıkmaktadır. Diğer taraftan, ortamdan uzaklaşmayan silis de olacaktır ve bunlar kuvars veya opal türü silis mineralleri olarak, saçılmış veya bantlı şekillerde bulunacaktır (Şekil 5.3). Çalışma alanının kuzeyinde kaolen (+/- alunit) oluşumlarına eşlik eden belirgin bir silis zonu gözlenmemiştir. Bu mevkide, silis oluşum içinde saçılmış durumdadır. Bunun sonucu olarak, bu mevkinin örneklerine ait XRD paternlerinde kuvars varlığı hemen her örnek için saptanmıştır.



Şekil 5.2 : Kabağağalı Tepe civarında KB-GD yönlü fay boyunca yüzlek veren bir demirli silis şapka mostrası.



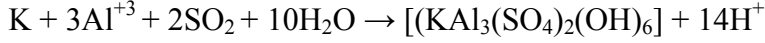
Şekil 5.3 : Simav Fayı güneyinde yer alan Moren Ocağı'nda görülen silis mercekleri.

Düvertepe bölgesinde kaolinit oluşumu ile silis zonları arasındaki ilişki şu şekilde açıklanabilir:

İdeal kaolinitte; SiO_2 : % 46.54, Al_2O_3 : % 39.50 ve H_2O : % 13.96'dir. Al_2O_3 haricindeki bileşenlerin yüksek olması, diğer ifade ile Al_2O_3 oranının azalması ile de kaolinit kalitesi düşer. Feldspatların bozunması ile Na ve K ortamdan uzaklaşır. Bu uzaklaşma ne kadar fazla olursa Al içeriğinde artış o denli olacaktır ve kalite yükselecektir.

Kaolenleşme sürecinde ortamda S bulunması bazı oluşumların nedeni kabul edilir. Her şeyden önce S bulunması nedeniyle H_2SO_4 meydana gelir. Feldspat çözünmesi sürecinde K^+ büyük oranda uzaklaşır, ancak bir kısım potasyum kalabilecektir. Al^{+3} suda çözünen $\text{Si}(\text{OH})_4$ ile birleşerek kaolinit oluşacakken S varlığında ve K varlığında K ile $\text{Al}_2(\text{SO}_3)_3$ birleşerek $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ 'yu (alunit) meydana getirir. Eğer kaolinitli kayada alunit de bulunursa yüksek SO_3 nedeniyle ateş yatağı yüksek olacaktır. Yine S olması durumunda, eğer Fe de ortamda mevcut ise pirit de meydana gelebilecektir. Pirit genellikle kaolinitik zonun kenar ve alt kısımlarında izlenir.

Alunitin K-feldspattan veya doğrudan çözeltiden itibaren SO_2 'nin de katılımıyla oluştuğunu Yalçın ve Bozkaya (2003) şu formülasyonla vermektedir:



Çalışmacılar, ortaç-asidik bileşimli volkanojenik bileşenlerin bozuşmasından açığa çıkan katyonlardan Si ve Al killerin; Fe pirit ve markazitin; K alunitin, illitin; Ba baritin; Ca, Fe ve Mg ankeritin artan silis de kuvarsın oluşumunda kullanıldığını ve S ise hidrotermal akışkanlarla sisteme katılarak cevherleşmelerin yanı sıra; barit, pirit, markazit ve alunitin bileşimine katkıda bulunduğunu açıklamaktadırlar.

Türkiye'deki Tersiyer yaşlı kaolen yatakları başlıca iki farklı jeolojik ortam (sulu ve susuz) ve mekanizma (diyajenez ve alterasyon/bozuşma) ile oluşmuştur: Bunlardan birincisi, sulu ortamlara (gölsel ve sığ denizel) çevredeki feldspatça zengin magmatik (siyenitoyid, granitoyid, trakitoyid ve riyolitoyid) kayaçların malzeme vermesi, özellikle feldspatların hidrolizi ve bunu izleyen diyajenetik süreçlerle oluşmuştur (Yeniyol, 1983; Gençoğlu vd., 1989; Fuji vd., 1995; Yalçın vd., 1997). İkincisi ise, asidik- ortaç bileşimli magmatik (derinlik volkanik-piroklastik) kayaçların hidrotermal bozuşması ile feldspat ve volkanik camın kaolenleşmesi şeklinde gelişmiştir (Gençoğlu vd., 1989; Ece vd., 1993; Fuji vd., 1995; Yalçın, 1991; Çelik vd., 1999; Karakaya ve Karakaya-Çelik, 2001; Yalçın ve Bozkaya, 2003; Ece ve Nakagawa, 2003; Ece ve Schroeder, 2007; Başbüyük vd., 2007). Çalışma alanında bulunan kaolen yatakları daha önceki çalışmalar ışığında bu bakımdan değerlendirildiğinde hidrotermal ayrışma sonucunda oluşmuş yataklardır. Üst Miyosen yaşlı riyolitik tüflerin Neojen sonrasındaki volkanizma ile ilişkili epitermal çözeltilerin aynı volkanizma evrelerine bağlı olarak gelişen faylar yoluyla gelmesi ile hidrotermal alterasyonu sonucu kaolenler oluşmuştur. Kaolen yataklarının tanımlanmasında oluşum ortam ve koşullarına bağlı mineralojik ve jeokimyasal verilerin saptanması etkili bir yöntemdir. Yer kabuğunda yaygın ve çok miktarda bulunan alkali feldspatlar alterasyon sonucu iyonlarına ayrışırlar. Oluşan bu kimyasal eriyiklerden, ortamın pH derecesine göre $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ oranı değişen alüminyum hidro silikatlar oluşmaktadır. Sulu Al_2O_3 ve SiO_2 ikili çözeltisinde, ortamın pH'ına ve $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ oranına göre bentonit veya kaolinit meydana gelmektedir. Kaolinitin meydana gelebilmesi için ortamın pH değerinin 4 - 5, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ oranının ise 1/2 olması gerekirken; montmorillonitin meydana gelmesi için pH değerinin 8 - 9, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ oranının ise 1/3 - 1/4 olması gerekir (Seyhan, 1972). XRD çalışmaları sonucu çalışma bölgesinin güneyindeki Arpatarla Ocağı'ndan alınan AR-8 no'lu

örnekteki az orandaki simektit varlığı ortamın pH şartlarının dönem dönem yükselerek, bentonit oluşumun sağlayan ortam koşullarına ($\text{pH} = 8 - 9$ ve $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2: 1/3 - 1/4$) ulaştığını göstermektedir. Bu durum da piroklast malzemeden çözülen K^+ , Na^+ ve Ca^{++} katyonları ile $(\text{OH})^-$ köklerinin ortamda yoğunlaşıp ortamın pH'nın yükselmesiyle açıklanabilmektedir.

6. TEKTONİK ORTAM

Türkiye, kuzeyde Lavrasya ve güneyde Gondvana arasında bir sınır şeklinde gözlenen Alp-Himalaya Orojenik Kuşağının D-B gidişli bir bileşenidir. Türkiye'nin tektonik ve jeolojik geçmişi Tetis oluşumuna bağlanmaktadır. Şengör ve Yılmaz (1981)'a göre, Türkiye Permien boyunca Gondvana'nın kuzey kesimi üzerinde yer almıştır. Orta-Triyas'dan sonra Gondvana'nın kuzey kenarı ana kıtadan ayrılarak riftleşmeye başlamış ve Kimmeriyen kıtasal parçası şekillenmeye ve Neotetis olarak bilinen okyanusun güney kolu oluşmaya başlamıştır. Kimmeriyen kıtasının daha ileri seviyede riftleşmesi ve parçalara bölünmesi Erken Jura dönemi boyunca sürmüştür ve Neotetis'in iki kolu arasındaki Anatolit-Torid Platformu ve Neotetis'in kuzey kolu şekillenmeye başlamıştır.

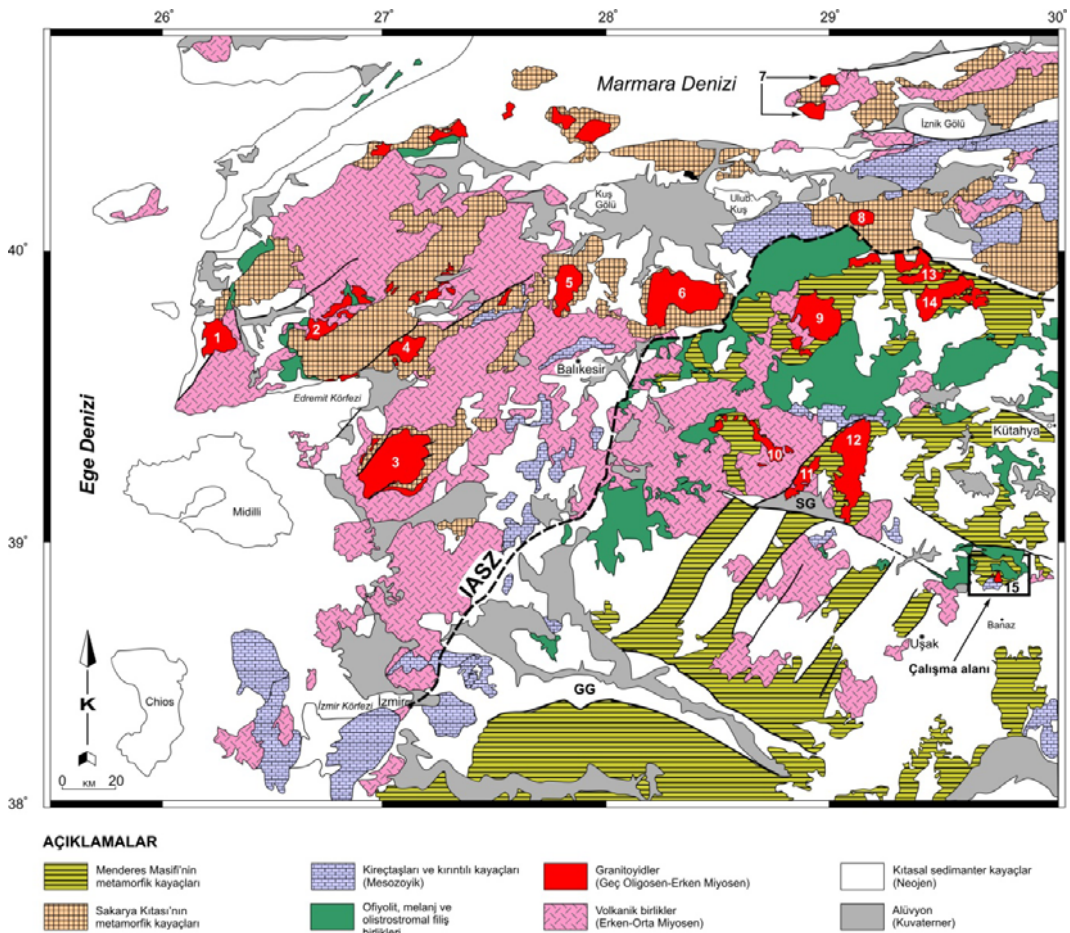
Orta Jura boyunca, Kimmeriyen kıtası Paleotetis okyanusunun kapanmasıyla birlikte Avrasya ile çarpışmış ve bu çarpışma olayı bölgesel bir yükselmeye neden olmuştur. Bu olay Pontid volkanik yayını şekillendiren Geç Kretase'den Paleosen'e kadar kuzey gidişli bir dalma ile devam etmiş ve Neotetisin kapanmasına yol açmıştır.

Türkiye'nin doğusuna doğru, Anadolu ve Arabistan plakaları arasındaki çarpışma Bitlis-Zagros Suture Zonu boyunca meydana gelmiştir (Şekil 6.1). Bu çarpışmanın zamanlaması hakkında da hala ortak bir görüş yoktur. Pearce vd. (1990) bu çarpışmanın Geç Eosen olduğunu belirtmesine rağmen, Innocenti vd. (1982) Geç Miyosen olduğunu savunmaktadır.

Anadolu'nun doğusunda yükselime neden olan bu çarpışma olayı ile birlikte Anadolu plakası, Geç Miyosen-Pliyosen'de (Ketin, 1966; Barka ve Hancock, 1984; Şengör vd., 1985) sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) boyunca bu yanal atımlar ile birlikte batıya doğru tektonik olarak göç etmeye/kaçmaya başlamıştır (McKenzie, 1972; Şekil 6.1).

Miyosen periyodunda ise yaygın bir magmatizma meydana gelmiştir (Bingöl vd. 1982; Innocenti vd. 1982; Keller, 1983). Bu magmatizmanın ürünleri B-KB Anadolu’da yoğun olarak görülebilmektedir (Şekil 6.2). Miyosen zamanından başlayarak çarpışma, çarpışmaya bağlı sıkışma, genişleme, gerilmelere bağlı olarak meydana gelen magmatizma ise Anadolu’nun hemen hemen her bölgesinde etkili olmuştur.

Geç Miyosen-Pliyosen döneminde Batı Anadolu, doğrultu atımlı bileşenler ve onların asılı duvar blokları ile düşük açılı listrik normal faylar ile D-B gidişli oluşumlara neden olan ve hala sebebi belli olmayan geniş bir kabuksal gerilmeye ve litosferik incelmeye maruz kalmıştır (Eyidoğan ve Jackson, 1985; Şengör vd., 1985; Aldanmaz vd., 2000). Jeolojik ve sismolojik çalışmalar, Batı Anadolu’nun Kuvaterner’deki gerilme rejiminin yaygın olarak KKD-GGB ve KD-GB yönlü normal faylar ile ilişkili olduğunu göstermektedir (Zanchi ve Angelier, 1993).



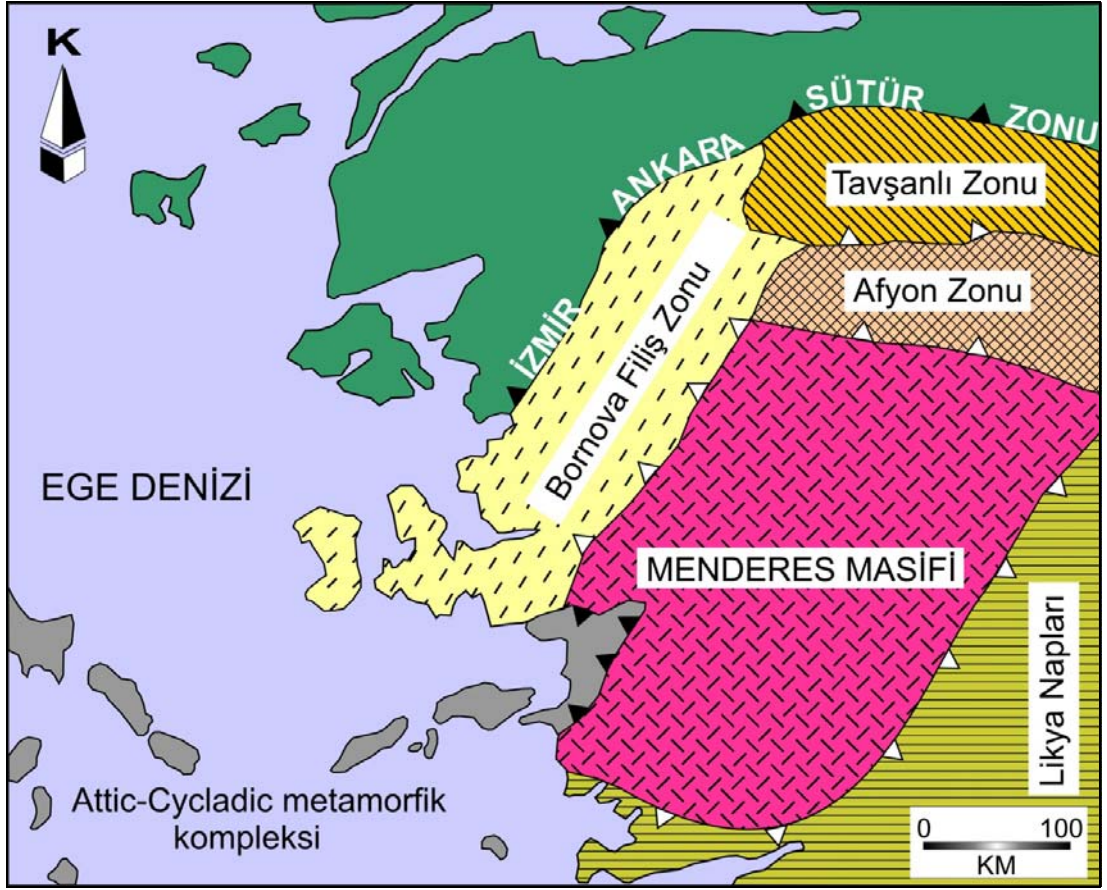
Şekil 6.2: Batı ve kuzeybatı Anadolu’daki granitik plütonlar ve diğer kaya gruplarının dağılımını gösteren jeolojik harita (Bingöl, 1989; Genç, 1998’den değiştirilerek alınmıştır).

Ege bölgesindeki kabuk kalınlığı ve genişleme değerleri araştırmacıların birçoğu tarafından da gözden geçirilmiştir. Akçiğ (1988), Batı Anadolu'nun gerçek kalınlığının 35-40 km olduğunu ve negatif gravite anomalisine sahip olduğunu belirtmektedir. Gerilme zonlarında negatif gravite anomalileri kabuğun incelmelerini işaret etmektedir. Diğer taraftan, sismik verilerin ışığında ortalama kabuk kalınlıkları Anadolu plakası üzerinde yaklaşık olarak 40 km, Batı Anadolu'da sahil bölgesinde yaklaşık olarak 30-35 km, Ege Denizi'nin orta ve güney kısmında ise yaklaşık olarak 25 km ölçülmüştür (Mindevalli ve Mitchell, 1989).

Çalışma alanının da içerisinde bulunduğu Menderes Masifi'nde yapılan incelemeler Menderes Masifi'nin B-GB Anadolu'da yaklaşık olarak 40.000 km²'lik bir alan kaplayan elipsoidal şekilli bir metamorfik masif olduğunu göstermektedir (Bozkurt, 2001b). Paleozoyik veya daha yaşlı (Prekambriyen ?), şiddetli bir şekilde metamorfizmaya uğramış olan temel kayalar ile Menderes Masifi'nin polimetamorfik kor kompleksi, Alpin metamorfizmasından etkilenmiş olan Mesozoyik metasedimanter kaya istifi tarafından çevrelenmektedir (Şekil 6.3).

Buna ek olarak masif, Alpin-Himalaya Orojenik kuşağının Türkiye kısmı içerisinde Anatolid tektonik ünitesinin batı kesimini şekillendirmektedir (Ketin, 1966) ve aktif D-B, KD-GB gidişli horst-graben yapıları tarafından güney, merkez ve kuzey olmak üzere 3 alt masife bölünmektedir (Okay, 2001). Menderes Masifi, tektonik olarak güneyde Likya Napları KD'da Afyon Zonu, KB'da Bornova Filiş Zonu, batıda Attic-Cyladic metamorfik kompleksi tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir.

Genel olarak bakıldığında zaman, Menderes Masifi Ege Denizi'nde Samos Adası civarındaki Attic-Cyladic metamorfik kompleksine doğru uzanmaktadır. Bununla birlikte, son zamanlarda yapılan çalışmalar Menderes Masifi Attic-Cyladic Metamorfik kompleksi'nin karşılaştırılamayacağını işaret etmektedir (Ring vd., 1999; Okay, 2001).



Şekil 6.3: Menderes Masifi'nin basitleştirilmiş tektonik haritası (Okay, 2001'den değiştirilerek alınmıştır).

7. SONUÇLAR

Bu çalışmada, Kütahya-Balıkesir-Manisa illeri arasındaki bölgede izlenen ve daha önceki çalışmalardan Üst Miyosen yaşlı oldukları bilinen volkanik kayaların petrografisi ve jeokimyası ile bu kayalarda önemli ölçüde etkili olmuş hidrotermal alterasyonun mekanizması ve alterasyon sonucu gelişen kaolen (+/-alunit) oluşumlarının mineralojik özellikleri ayrıntılı şekilde incelenmiştir.

Düvertepe-Şapçı (Sındırgı, Balıkesir) köyleri arasında yapılan ayrıntılı jeoloji çalışmaları sonucunda kaolen (+/-alunit) yatakları ve çevresindeki kaya türleri tanımlanmış, birbirleri ile ilişkileri ortaya konulmuş ve sahanın 1/25000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır. Çalışma alanında Paleozoyik yaşlı düşük derecede metamorfizma geçirmiş mikaşist, kalkışist, metakumtaşı ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan metamorfik kayalar temeli oluşturmaktadır. Bu kayalar üzerine uyumsuz olarak gelen Üst Kretase yaşlı karmaşık seri (melanj) birkaç m' den haritalanabilir boyutlara varan metagrovak, kalkışist, serpantin, kireçtaşı, çamurtaşı, diyabaz (meta?) litolojilerinden oluşmaktadır. Karmaşık seri üzerinde, uyumsuz olarak Üst Miyosen yaşlı volkanikler yer almaktadırlar. Çalışma alanında ayırtılan volkanik orijinli litolojiler; riyolit-riyodasit tuf (yerel kaolinitik), riyolit lav, riyodasit-dasit lav, pumisli riyodasit tuf, perlit ve sileks olarak belirlenmiştir. Bu volkanikler jeokimyasal yorumların ışığında, peraluminli, yüksek potasyumlu ve kalkalkalen karakterli ve tektonik ortam açısından volkanik yay bileşenli olarak yorumlanmıştır.

Üst Miyosen yaşlı riyolit-riyodasit tüfler, Düvertepe-Şapçı arasında, kaolen (+/-alunit) oluşumlarının geliştiği başlıca kayaç grubudur. Tüflerdeki kaolen oranı lavlardaki ile kıyaslanmayacak kadar daha yüksektir. Tüfler jeokimyasal olarak diğer volkaniklere göre daha geniş bir petrografik alan verirler. Riyolit ve riyodasit-dasit aralığını işaret ederler. Kaolenleşme ve alunitleşmenin ana kayası olan riyolit-riyodasit tüflerin kalınlığı yaklaşık 300 m civarındadır. Fiziksel görünüm açısından

tabakalı ve farklı seviyelerde farklı renklere sahip bu kayalar alt seviyelerde gri üste doğru yeşilimsi gri ve nefli ve açık sarı-bej renktedirler ve kayanın ilksel yapısı tamamen bozulmuştur. Tüfler bileşim olarak mineral-kristal parçaları, kayalar parçaları, cam ve pumit parçaları ile çok ince boyutlu matriksden oluşur. Mineral-kristal parçaları (kuvars, alkali feldspat, biyotit ve opak mineraller) tüm kayanın % 20 - 30'unu, matriks ise % 70 – 80'ini oluşturur. Hem fenokristallerde itibaren hem de camı maddede silikleşme ve killeşme türü ayrışmalar meydana gelmiştir. Hamur içerisinde ikincil mineraller özellikle genç oluşmuş kuvars dönüşümleri yaygın olarak gözlenmektedir. Kayanın mineral bileşimini oluşturan minerallerin yanı sıra metamorfik kökenli felsik kayalar (metakumtaşı, kuvarsit vb.) parçaları da görülmektedir; ancak bu parçaların oranı kayaya "litik tüf" tanımını getirecek bir orana ulaşmamıştır.

Kaolinit ve alunit minerallerinin tespiti optik mikroskopta mümkün olmamıştır. Ancak yapılan XRD ve SEM çalışmalarında kaolinit ve alunit minerallerinin varlığı kanıtlanmış ve kimyası ortaya konmuştur. Simav Çayı kuzeyindeki Doren Ocağı'ndan alınan aynı seviyeye ait örneklerin mineral bileşimi XRD çalışmaları sonucunda kaolinit, alunit ve kuvars, Simav Çayı güneyindeki Arpatarla Ocağı'nın farklı seviyelerinden alınan örneklerin bileşimi kaolinit, alunit, kuvars ve simektit; Simav Çayı kuzeyindeki İnüstü Tepe mevkiine ait alunit örneklerinin mineral bileşimi ise alunit, opal kristobalit/tridimit ve kuvars olarak belirlenmiştir. Örnekler genelinde kaolinit 7.13 Å, 3.57 Å ve 2.28 Å $d_{(hkl)}$ değerleriyle belirgin olup bu veriler iyi kristalleşmiş, düzenli kaolinit için tipiktirler Alunit minerali ise 4.95 Å (012), 3.48 Å (110) ve 2.98 Å (113) $d_{(hkl)}$ pikleri ile karakteristiktir.

Güneyden derlenen 20 adet örnekte: kaolinit, alunit, kuvars ve simektit; kuzeyden derlenen 16 adet örnekte: kaolinit, alunit, opal kristobalit/tridimit ve kuvars mineralleri saptanmıştır. Bu mineralojik bileşimler kuzey ve güney bölgelerinin arasındaki bir farklılığı ifade eder. Kuzeyde silis mineral varlığı güneye oranla daha ön plandadır. Kuzeyde kaolinit ve alunitlere kuvars ve opal-CT türü silis mineralleri belirgin oranlarda eşlik etmekte; halbuki güneyden derlenen örneklerde opal minerali olmayıp sadece düşük oranlarda kuvars varlığı tespit edilmiştir. Buna karşın, güneyde önemli rezervde sileks oluşumları bulunmaktadır. Diğer bir ifade ile güneyde, silis tüm litoloji içinde silis mineral oluşumunda homojen olarak tüketilmemiş, lokal olarak sileks oluşumunda tüketilmiştir. Kuzeyde ise silis homojen

olarak tüm litolojide tüketilmiş ve kaya içinde belli oranda kuvars ve opal-CT oluşumunda kullanılmıştır. Dolayısıyla güney ve kuzey bölgeler için Si açısından farklı süreç ve miktarlardan bahsedilebilir. Gerek hidrotermal silis getiriminde zenginlik gerek bu getirmenin süresi-hızı farklı olmalıdır. Bu farklılık Simav Çayı Fayı ile denetlenmiş olmalıdır.

Çalışma alanından derlenen alunit ve kaolen örneklerinden ana iz ve nadir toprak element analizleri yaptırılmıştır. Çalışma alanına ait alunit örneklerinin en önemli jeokimyasal verisini SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O ve LOI (ateş zaiyatı) değerlerindeki bölgesel farklılıklar oluşturmaktadır. CaO ve MgO açısından örnekler genelinde belirgin bir farklılıktan bahsedilemez. K_2O değerleri % 2.15 - 8.68 arasında olup yüksek K_2O içeriği XRD verilerinden ve petrografik çalışmalarından da anlaşılacağı gibi Düvertepe bölgesindeki yüksek alunit minerali içeriği ile ilişkilendirilebilir. Tüm örnekler genelinde LOI değerleri yüksektir.

Simav Fayı'nın güneyindeki Cennet Çukuru, Şapçı ve Arpatarla ocaklarından derlenen kaolen örneklerinin jeokimyasal analiz sonuçlarına göre SiO_2 değerleri geniş bir aralıktadır (% 43.76 - 72.23). SiO_2 'deki bu değişkenlik bölgesel farklılıktan ziyade stratigrafik seviye farklarından ve faylardan gelen silis ile sülfat getiriminden kaynaklanmaktadır. Şöyle ki; Arpatarla Ocağı'nın alt seviyesinden alınan örneklerde SiO_2 düşük değerlerde (% 43 - 48) izlenir iken, daha yüksek seviyelerden alınan örneklerde yüksek değerler (% 63 - 72) izlenir. Örneklerde Al_2O_3 değeri yaklaşık % 17 - 37 arasında değişmektedir. Fe_2O_3 , MgO ve CaO oranları açısından örnekler arasında belirgin bir fark yoktur. K_2O oranı orta değerlere sahiptir. Tüm örnekler yüksek LOI değerlerine sahiptir. Ba içeriği 55 - 1572 ppm arasında iken Rb değerleri 0.1 - 44.6 ppm arasında değişir.

Simav Fayı'nın kuzeyindeki Doren Ocağı'ndan derlenen kaolen örneklerine ait jeokimyasal analiz sonuçlarına göre örnekler genelinde SiO_2 % 46.53 - 71.71 ve Al_2O_3 % 18.36 - 37.09 arasındadır. Ocağın üst seviyelerinden alınan örneklerde Al_2O_3 içeriği % 30 - 37 arasında değişirken, alt seviyelere ait örneklerde bu değer % 18 - 28 arasındadır. Örnekler genelinde Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O düşük değerlerdedirler. LOI değerleri tüm örneklerde nispeten yüksektir. Genelde tüm örnekler iz elementler açısından benzerlik göstermektedir. Ancak, Ba, Rb, Sr, Zr açısından bazı örnekler diğerlerinden farklıdır. Örneğin, Ba içeriği 143 - 2914 ppm, Sr 342.1-2033 ppm, Zr değeri ise 45 - 216 ppm aralığı arasında değişir.

Çalışma alanındaki kaolinitleri temsil edecek şekilde Simav Çayı güneyi ve kuzeyindeki ocaklardan derlenen örneklerin SEM çalışmalarında kaolinit mineralinin morfolojisi incelenmiştir. Bu çalışmalarda kaolinit oluşumu, volkanik camın alterasyonu ve kaolinit nüvelerinin oluşumundan itibaren net olarak görülebilmektedir. Genel morfolojisi hekzagonal formlardaki düzenli tip kaolinitlere özgü kitap şekilli (bookshaped) yapılardır. Bazen de bu yığılımlar bir merkezden itibaren ışınsal yapılar bazen de gelişigüzel dağılmış, birbiriyle ilişkilendirilemeyen kristaller olarak görülürler. Kaolinit kristallerinin yaklaşık 10 mikron boyutlarında ve yığılımların kalınlığının ise 30 mikrona kadar ulaştığı tespit edilmiştir.

Çalışma alanının kuzeyindeki İnüstü Tepe mevkiinden alınan alunit örneklerinde yapılan SEM çalışmasında halloysit ve alunit minerallerinin kristal yapısı, morfolojisi ve kristallerin birbirleriyle olan ilişkileri incelenmiştir. Halloysitlerin incelenen örneklerdeki saptanan morfolojileri genelde iki tiptedir. Birincisinde, halloysitler gelişigüzel dağılmış iğne şekillidirler (needle shaped) ve genellikle düzensiz yığılımlar, daha nadiren ışınsal topluluklar halinde bulunurlar. İkinci tip halloysitler ise tüp şekillidirler (tubular structure) ve düzensiz topluluklar halinde görülürler. Tüp şekilli olanların bir kısmı uzamış (elongate shape), bir kısmı ise kısa tüpler (stubby shaped) halindedirler. Tüp şekilli olanların kristal boyutları 2 - 2,5 mikron, iğne şekilli olanlar ise < 0,3 mikron olarak saptanmıştır. Örneklerin bazılarında feldspat minerallerinden itibaren halloysit tüplerinin oluşumu net olarak görülmektedir. Uzamış olan halloysit kristallerinin çoğunluğu açık uçlu (long tubular structure with open-ends) tüpler şeklinde görülmektedir. Bu örneklerdeki alunitler ise idiomorfik rombusal şekilli olarak tespit edilmiştir. İri tanelerin boyları 10 - 15 mikron arasında değişirken, ince taneliler 0.5 mikron ve üzeridir. Bir kısım iri taneli alunit kristallerinin etrafı halloysit kristalleri tarafından kaplanmıştır.

Kaolen ve alunit örneklerinde TG-DTA çalışması yapılmış ve buna göre alunitlerde ilk endotermik pik yaklaşık 80°C, ikinci pik 500-550°C arasında, üçüncü pik ise 700-750°C arasında gerçekleşmiştir. Bunlara karşılık gelen TG kayıpları ise ortalama % 4 - 9 arasında belirlenmiştir. Kaolen örnekleri üzerinde yapılan DTA analizi neticesinde ise 70 - 80°C'de bir endotermik pik ve 500 - 550°C arasında da bir endotermik pik görülmüştür. Birinci pik kaolenin yapısındaki zayıf bağlı su moleküllerinin kaybını; ikinci pik dehidroksilasyonu işaret etmektedir. TG kayıpları

% 6 – 13 arasında değişmektedir. Kaolen örneğinin kafes yapısının 950-1000°C arasında ise ekzotermik pik vererek çöktüğü görülmüştür.

Simav Grabeni'nin kuzey ve güneyinden derlenen toplam 6 adet alunit ve kaolen (+/- alunit) örneklerinde yapılan tüm kaya K-Ar değerleri; alunitler için 17.3 ± 0.5 ve 19.2 ± 0.5 My, kaolen (+/- alunit) örnekleri için 20.4 ± 0.6 My olarak elde edilmiştir. Buradan hareketle alunit ve kaolen örneklerinin aynı yaşta olmadığı görülmektedir. Bu sonuç alunitleşme ve kaolenleşme arasında dönemsel bir farklılık olduğunu gösterir. Kaolenleşme alunitleşmeden belirgin olarak daha önce gelişmiştir.

Çalışma sahasında kaolen (+/- alunit) oluşumları Simav Fayı'na yaklaşık dik bir veya birden fazla fayın kesiştiği bölgelerde (Bağkır Tepe, Arpatarla Tepe, Cehennem Tepe) meydana gelmiştir. Fay ve çatlak zonlarından çıkan hidrotermal suların ana kayayı alterasyona uğratması sonucu feldspat mineralleri ve volkanik camın bozunmasıyla kil mineralleri meydana gelmiştir. Ayrıca silikat minerallerinin hidrolizi esnasında açığa çıkan silisin, artan sıcaklıkla solüsyon içerisindeki konsantrasyonu artmış ve sıcaklığın düşmesiyle fay zonları boyunca veya yeryüzüne çıkararak kil oluşumlarını takiben silisli şapkaları oluşturmuştur. Ve yine hidrotermal suların Eh ve pH'ına bağlı olarak da demiroksit ve sülfat getirimleri oluşmuştur.

KAYNAKLAR

- Akçiğ, Z.**, 1988. Analysis of the Tectonic Problems of Western Anatolia with the Gravity data., *Geolog. Bull. Turkey*, **31**, 63-70.
- Akdeniz, N. ve Konak.,** 1979. Menderes masifinin Simav dolayındaki kaya birimleri ve metabazik, metaultrabazik kayaların konumu, *TJK Bülteni*, **22**, 175-184.
- Akkuş, M.F.**, 1962. Kütahya-Gediz arasındaki sahanın jeolojisi, *MTA Dergisi*, **58**, 21-30.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G.**, 2000. Petrogenetic Evolution of Late Cenozoic, Post-collision Volcanism in Western Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **102**, 67-95.
- Arıtan A.E., Kılıç, A.M. ve Kılıç, Ö.**, 2005. Söğüt seramik sanayi A.Ş.'ye hammadde sağlayan ocaklarda üretilen ürünlerin incelenmesi, *Türkiye J9. uluslar arası madencilik kongresi ve fuarı*.
- Bailey, S.W.**, 1980. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals, *American Mineralogist*, **65**, 1-7.
- Barka, A.A.**, 1992. The North Anatolian Fault Zone, *Annales, Tectonicae*, **6**, 164-195.
- Başbüyük, Z., Yalçın, B., Bozkaya, Ö.**, 2007. Eosen yaşlı Köseadağ magmatiklerinin hidrotermal alterasyonla ilişkili kil mineralojisi (Sivas Kuzeydoğusu). *13. Ulusal Kil Sempozyumu*, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta, 5-9 Eylül, Bildiri Özleri.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P.**, 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, *Chemical Geology*, **48**, 43-55.
- Berger, B.R. and Henley, R.W.**, 1989. Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits: R.R. Keays, W.R.H. Hansay ve D.I. Groves (ed.), *The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*, *Economic Geology*, **6**, 405-423.
- Bingöl, E., Delaloye, M., Ataman, G.**, 1982. Granitic intrusions in western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area: *Eclogae Geologicae Helveticae*, **2**, 437-446.
- Bingöl, E.**, 1989. Geological map of Turkey, scale 1:2 000 000, Mineral Research and Exploration Institute Publications, Ankara, Turkey.
- Bove, D., Rye, R.O. and Hon, K.**, 1988. Evolution of the Red Mountain alunite, Lake City, Colorado, *Geol. Soc. America Abstracts with programs.*, **20**, p. A353

- Boynton, W. V.**, 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), Rare earth element geochemistry, Elsevier, 63-114.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H.**, 1991. An approach to Upper Cretaceous-Tertiary transition by using clay and carbonate mineralogy, Malatya-Hekimhan province, Eastern Turkey, 7th Euroclay Conference, Dresden, 26-30 August, Proceedings, **1**, 141-146.
- Bozkurt, E.**, 2001a. Neotectonics of Turkey – synthesis, *Geodin. Acta.*, **14**, 3-30.
- Bozkurt, E.**, 2001b. Late Alpine evolution of the central Menderes Masif, western Anatolia, Turkey, *Int. J. Earth Sci.*, **89**, 728-744.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J.**, 1979. The interpretation of igneous rocks, *George Allen & Unwin*.
- Çelik, M., Karakaya, N., Temel, A.**, 1999. Clay minerals in hydrothermally altered volcanic rocks, Eastern Pontides, Turkey, *Clays and Clay Minerals*, **47**, 708-717.
- Çelik, M. ve Karakaya, N.**, 2001. Şaplıca (Şebinkarahisar, Giresun) volkanitlerinin hidrotermal alterasyon türlerinin mineralojik ve jeokimyasal özellikleri, *TJK Bülteni*, **44**, 89.
- Çelik, M.**, 2006. Kil minerallerinin özellikleri ve tanımlama yöntemleri, 640s.
- Dill, H. G., Bosse, R., Henning, H. ve Fricke, A.**, 1997. Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of northwern Peru, *Mineralium Deposita*, **32**, 149-163.
- Ece, O. I., Nakagawa, Z. E. and Schroeder, P.A.**, 2003. Alteration of volcanic rocks and genesis of kaolin deposits in the Şile region, Northern Istanbul, Turkey, *Clays and Clays Minerals*, **51**, 675-688.
- Ece, O.I. and Schroeder, P.A.**, 2007. Clay mineralogy and chemistry of halloysite and alunite deposits in the Turplu area, Balıkesir, Turkey, *Clays and Clay Minerals*, **55**, No. 1, 18-35.
- Elmacı, M.**, 1989. Balıkesir ili-Sındırgı ilçesi-Düvertepe nahiyesi güneyi ve Çıkrıkçı kuzeyi 1930 no'lu MTA alüminyum (kaolen) sahasına ait maden jeolojisi raporu, *MTA raporu*, No. 2889.
- Ercan, T., Günay, E. ve Savaşçın, M.Y.**, 1982. Simav ve çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanizmanın bölgesel yorumlanması, *MTA dergisi*, 97/98, 86-101.
- Ercan, T., Ergül, E., Akçören, F., Çetin, A., Granit, S. ve Asutay, J.**, 1990. Balıkesir-Bandırma arasının jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrolojisi ve bölgesel yayılımı, *MTA Dergisi*, **110**, 113-130.
- Erler, A.**, 1979. Karakoca (Simav-Kütahya) kurşun çinko yatağı kükürt izotoplarının incelenmesi, *TJK Bülteni*, **22**, 117-119.
- Eyidoğan, H., Jackson, J.**, 1985. A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969-1970 in Western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **81**, 569-607.

- Fuji, N., Kayabak, İ. and Saka, A.H.,** 1995. Data book of ceramic raw materials of selected areas in Turkey, *MTA Monography Series*, 1, 144 p.
- Genç, Ş.C.,** 1998. Evolution of the Bayramiç Magmatic Complex, Northwestern Anatolia, *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **85**, 233-249.
- Gençoğlu, H., Bayhan, H. ve Yalçın, H.,** 1989. Bilecik-Söğüt yöresi kaolin yataklarının mineralojisi ve kökeni, *IV. Ulusal Kil Sempozyumu*, C.Ü. Sivas, 20-23 Eylül, Bildiriler Kitabı , 97-112.
- Grim, M.,** 1962. Applied Clay Mineralogy, McGraw Hill, New York.
- Grim, M.,** 1968. Clay Mineralogy, McGraw Hill, New York.
- Gruner, J. W.,** 1932. The crystal structure of Kaolinite, *Z Krist*, **83**, 75–88.
- Gürer, Ö.F., Özburan, M., Sanğu, E. ve Doğan, B.,** 2005. Kütahya dolayının neotektonik incelemesi, *KOU Bilimsel Projeler Araştırma Birimi*, Proje No. 2005/14.
- Harris, N.B.W., Kelley, S., Okay, A.,** 1994. Post-collision magmatism and tectonics in northwest Anatolia, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **117**, 241-252.
- Heald, P., Foley, N.K. and Hayba, D.O.,** 1987. Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand. Their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization, *Economic Geology*, **80**, 1640-68.
- Hedenquist, S.,** 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific, *Transactions, 4th Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore, American Association of Petroleum Geologists*, 513-524.
- Hemley, J.J. Hostetler, P.B. Gude, A.J. and Mountjoy, W.T.,** 1969. Some stability relations of alunite, *Economic Geology*, **64**, 599-612.
- Hendricks, S.,** 1937. The crystal structure alunite and the jarosites, *Am. Mineral*, **22**, 773-184.
- Henley, R.W. and Ellis, A.J.,** 1983. Geothermal systems ancient and modern: a geological review, *Earth Science Review*, **19**, 1-50.
- Henley, R.W.,** 1985. The geothermal framework of epithermal deposits, *Economic Geology*, **2**, 1-24.
- Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Rita, F., Villary, L.,** 1982. Acid and basic Late Neogene volcanism in central Aegean Sea: its nature and geotectonic significance, *Bull. Volcanol.*, **45**, 87-97.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A.,** 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**, 523–548.
- Işık, İ. ve Savaşçın, M.Y.,** 1987. Düvertepe nahiyesi (Sındırgı –Balıkesir) çevresinin jeolojisi ve kaolinize tuf yataklarının incelenmesi, *Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi*, **3**, 105- 114.
- Kahraman, S.** 2002, Kaolinlerde silika polimorflarının araştırılması, *Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Kimya Anabilim dalı yüksek lisans tezi*.

- Kalafatçioğlu, A.**, 1964. Balıkesir Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisi, *TJK Bülteni*, **9**, 46-62.
- Keller, W.D. and Hanson, R.S.**, 1968. Hydrothermal alteration of a rhyolite flow breccias near San Luis Potasi, Mexico, *Clays and Clay Minerals*, **16**, 223-229.
- Keller, J.**, 1983. Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area, *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **18**, 321-335.
- Ketin, İ.**, 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, *MTA Dergisi*, **66**, 20-34.
- Knight, J.E.**, 1977; A thermochemical study of alunite - enargite - luzonite - tennantite deposits, *Economic Geology*, **72**, 1321-1336.
- Koç, Ş., Erdoğan, S. ve Kadioğlu, Y.K.**, 1994. Havran (Balıkesir) güneydoğusunda yer alan volkanitlerin epitermal cevherleşme potansiyeli, *MTA Dergisi*, **116**, 65-80.
- Koster, H.**, 1974. Einbeitrag zur geochemie und entstehung der oberpfälzischen kaolin-feldspat-lagerstätten, *Geol. Runds*, **63**, 655-689.
- Maksimovic, Z. and Panto, Gy.**, 1983. Mineralogy of yttrium and lanthanide elements in karstic bauxite deposits, *Trav ICSOBA*, **18**, 191-200.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M.**, 1989. Tectonic discriminations of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, **101**, 635-643.
- Mason, B., Moore C. B.**, 1982. Principles of Geochemistry, John Wiley, New York.
- McKenzie, D.**, 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, **30**, 109-185.
- Mindevalli, Y.Ö., Mitchell, J.B.**, 1989. Crustal structure and possible anisotropy in Turkey from seismic surface wave dispersion., *Geophys. J. Int.*, **98**, 93-106.
- Mutlu H., Sariiz, K. and Kadir, S.**, 2005. Geochemistry and origin of the Şaphane alunite deposit, Western Anatolia, Turkey, *Ore Geology Reviews*, **26**, 39-50.
- Okay, Aİ.**, 2001. Stratigraphic and metamorphic inversions in the central Menderes Massif: a new structural model: Int J Earth Sciences, Special Issue, Menderes Massif (Western Turkey): Structural, metamorphic and magmatic evolution, **4**, 709-727.
- Okut, M.D., Demirhan, M. ve Köse, Z.**, 1978. Kütahya ili Emet-Simav ilçeleri kaolen zuhurları ve dolaylarının jeoloji raporu, *MTA raporu*, No. 6309.
- Oygür, E.**, 1997. Bir epitermal cevherleşmenin anatomisi: Mumcu (Balıkesir-Sındırgı), iç- batı Anadolu, *MTA Dergisi*, **119**, 63-72.
- Oygür, V. ve Erler, A.**, 1999. Jasperoid tipi epitermal cevherleşmeye Batı Anadolu'dan bir örnek: Değirmenciler antımuhan cevherleşmesi (Simav, Kütahya), *MTA Dergisi*, **121**, 97-113.
- Oygür, V. ve Erler, A.**, 2000. Simav grabeninin metalojenisi (İç-Batı Anadolu), *TJK bülteni*, **43**, No.1, 7-19.

- Özgenç, İ., 1993.** Şaplıca (Şebinkarahisar-Giresun) alunit yatağının jeolojisi ve alunit oluşumuna kükürt izotop verileri ile bir yaklaşım, *TJK Bülteni*, **36**, 25-36.
- Öztunalı, Ö., 1973.** Uludağ (Kuzeybatı Anadolu) ve Eğrigöz (Batı Anadolu) masiflerinin petrolojileri ve jeokronolojileri, *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monog.*, No. 23, 115.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G., 1984.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, **25**, 956–983.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J.J., 1990.** Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **44**, 189-229.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**, 63–81.
- Ring, U., Gessner, K., Güngör, T., Passchier, C.W., 1999.** The Menderes Massif of Western Turkey and the Cycladic Massif in the Aegean – do they really correlate?, *J. Geol. Soc. Lond*, **156**, 3-6.
- Rollinson, H.R., 1993.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, *Longman Scientific&Technical*, 352s.
- Rye, R.O., Bethke, P.M. and Wasserman, M.D., 1992.** The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration, *Economic Geology*, **87**, 225-262.
- Sayın, S.A., 2007.** Origin of Kaolin Deposits: Evidence From the Hisarcık (Emet-Kütahya) Deposits, Western Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **16**, 77-96.
- Shand, S. J., 1943.** Eruptive Rocks. Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite, John Wiley & Sons, Newyork.
- Sun, S.S., 1980.** Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid – ocean ridges, ocean islands and island arcs, *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A297**, 409-45.
- Soykan, A., 2000.** Sındırgı-Bigadiç depresyonları arasında Simav Çayı vadisinin jeomorfolojisi, *Balıkesir Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, **3**, s. 4.
- Stoffregen, R., 1987.** Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado, *Economic Geology*, **82**, 1575-91.
- Şener, M. ve Gevrek, A.İ., 1986.** Simav-Tavşanlı yörelerinin hidrotermal alterasyon zonları, *MTA raporu*.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981.** Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach., *Tectonophysics*, **75**, 181-241.

- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F.,** 1985. Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, T.R., Christic-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*, Soc. Econ. Paleontol. Min. Spec. Publ., **37**, 227-264.
- Uz, B.,** 1978. Sındırgı-Akhisar bölgesi ofiyolit birliğinin petrografik, petrojenetik ve jeokimyasal incelenmesi, *Doçentlik Tezi*, İTÜ Maden Fakültesi.
- Wilson, M. J.,** 1987. X-ray powder diffraction methods, in M.J Wilson,. (ed.), *A handbook of determinative methods in clay mineralogy*, Chapman and Hall, New York, 26-98.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A.,** 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiations products using immobile elements, *Chemical Geology*, **20**, 325-340.
- Yalçın, H.,** 1991. Hidrotermal kaolinitlerin morfolojisi ve kimyası: Eskişehir ve Malatya yörelerinden örnekler, *V. Ulusal Kil Sempozyumu, Anadolu Üniversitesi, Eskişehir, 16-20 Eylül, Bildiriler Kitabı (Ed. M.Zor)*, 74-86.
- Yalçın, H.,** 1997. Eosen yaşlı denizaltı volkanizması ile ilişkili İç Kuzey Anadolu zeolit oluşumları, *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi*, Seri A-Yerbilimleri, **14**, 43-56.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö.,** 2003. Sivas Batısındaki (Yıldızeli-Akdağmadeni) Hidrotermal Kaolin ve I-S Oluşumlarının Mineralojisi ve Jeokimyası. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, **46**, 1-23.
- Zanchi, A., Angelier, J.,** 1993. Seismotectonics of western Anatolia: regional stress orientation from geophysical and geological data, *Tectonophysics*, **222**, 259-274.

EKLER

Çizelge A.1 : Volkanik kayaçların ana, iz ve nadir toprak element kimyası

Çizelge A.2 : Kaolenlerin ana, iz ve nadir toprak element kimyası

Şekil A.1 : Çalışma alanının jeoloji haritası

Çizelge A.1 : Volkanik kayaların ana, iz ve nadir toprak element kimyası.

(Prtf: Pumisli Riyodasit Tüf, Rdtf: Riyolit-Riyodasit tüf, Rdl: Riyodasit-Dasit Lav, Ryl: Riyolit Lav, Slk: Sileks, Prl: Perlit)

Örnek	14 Prtf	16 Prtf	19 Rdtf	22 Rdtf	33 Rdtf	51 Rdl	55 Rdl	56 Rdl	59 Rdl	61 Rdl	3 Ryl	63 Ryl	36 Slk	13 Prl	15 Prl
Er	3	2,5	1,8	2,1	2	2,03	1,88	2,19	2,67	1,72	1,94	1,89	1,58	2,6	2,9
Tm	0,47	0,38	0,26	0,34	0,32	0,34	0,32	0,35	0,45	0,27	0,32	0,3	0,3	0,39	0,46
Yb	3,1	2,5	1,6	2,3	2,1	2,11	1,89	2,12	2,5	1,68	1,9	1,73	1,99	2,5	3
Total C						0,06	<0.02	<0.02	0,32	<0.02	<0.02	0,03	<0.02		
Total S						<0.02	<0.02	<0.02	0,03	<0.02	<0.02	<0.02	0,02		
Lu	0,46	0,37	0,24	0,34	0,31	0,32	0,32	0,33	0,4	0,33	0,33	0,31	0,36	0,37	0,44
Mo	< 2	2	< 2	< 2	< 2	1,2	0,7	0,7	0,7	0,5	0,5	0,6	0,7	2	2
Cu	< 10	220	< 10	< 10	< 10	2,5	2,9	2,1	4,5	4,9	1,2	1,6	2,1	< 10	< 10
Pb	41	32	26	32	11	9,5	2,7	3	5,5	4,5	2,1	9,7	3,3	30	24
Zn	40	80	<30	<30	30	19	24	16	45	46	3	11	2	50	40
As	13	31	115	7	< 5	17,1	1,2	5,4	1,9	1,5	4	26,2	1,3	15	41
Cd						<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1		
Sb	2,2	1	55,3	0,6	1,3	0,5	0,2	0,2	0,2	<0.1	0,3	5,5	1,1	0,9	<0.5
Bi	97,1	35,2	33,1	<0.4	<0.4	0,1	<0.1	<0.1	0,2	0,2	<0.1	<0.1	0,2	2,1	0,4
Ag	< 0.5	7,8	< 0.5	< 0.5	< 0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,1	<0.1	11,7	< 0.5	< 0.5
Au						1,2	<0.5	<0.5	1,9	0,5	<0.5	0,6	2,1		
Hg						0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	<0.01	<0.01	2,41		
Tl	1,4	2	9,9	2,4	7	<0.1	0,2	0,1	0,2	0,2	<0.1	0,2	<0.1	1,9	1,4
Se						<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5		

Çizelge A.2 : Kaolenlerin ana, iz ve nadir toprak element kimyası.

Örnek	CC-13	SAP-2	AR-7A	AR-7B	AR-8	AR-11	AR-12	AR-13	AR-15	AR-16	AR-23	AR-25	AR-26	AR-27	AR-29	DD-21
Ana Element Analizleri (%)																
SiO₂	53.25	63.65	43.72	65.36	65.93	48.05	69.02	59.21	64.99	62.14	55.46	69.20	58.16	68.44	56.77	58.01
Al₂O₃	20.90	24.51	31.63	24.21	24.11	24.94	21.43	28.11	24.60	26.90	22.40	21.00	23.79	21.60	22.06	28.76
Fe₂O₃	0.40	0.16	1.69	0.38	0.27	0.18	0.22	0.11	0.47	0.11	0.22	0.44	0.16	0.06	0.35	1.22
MgO	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.01	<0.01	0.03	0.01
CaO	0.05	0.10	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.06	0.07	0.01	0.03	0.08	0.08
Na₂O	0.14	0.06	0.09	0.03	0.02	0.07	0.02	0.02	0.01	0.01	0.08	0.04	0.02	0.01	0.03	0.02
K₂O	3.53	0.16	2.20	0.05	0.02	3.69	0.06	0.19	0.04	0.05	2.70	0.11	1.60	0.19	2.43	0.02
TiO₂	0.24	0.25	0.29	0.39	0.30	0.66	0.32	0.36	0.20	0.31	0.26	0.29	1.10	0.30	0.69	0.44
P₂O₅	0.083	0.219	0.216	0.089	0.154	0.219	0.126	0.183	0.090	0.141	0.201	0.106	0.170	0.127	0.197	0.250
MnO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cr₂O₃	<0.002	0.003	0.010	0.008	0.010	0.008	0.007	0.007	0.004	0.008	0.006	0.002	0.021	0.005	0.013	0.007
LOI	21.0	10.7	19.9	9.5	9.0	21.7	8.6	11.6	9.5	10.3	18.4	8.7	14.6	9.1	17.0	11.4
Total	99.61	99.85	99.79	100.04	99.85	99.61	99.81	99.84	99.99	100.06	99.74	100.02	99.68	99.82	99.64	100.19
Iz Element Analizleri (ppm)																
Ni	1.4	0.8	0.9	0.8	1.0	1.3	1.1	0.8	0.8	0.7	1.1	1.7	0.8	1.0	1.6	0.7
Sc	9	8	5	5	5	14	6	9	9	5	4	8	8	6	17	6
Ba	1037	624	552	155	159	872	187	333	157	199	831	240	544	317	557	768
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1
Co	1.4	1.1	2.9	0.6	1.1	0.9	0.8	1.3	<2	0.3	<2	0.9	0.3	<2	0.4	<0.2
Cs	1.8	0.5	<0.1	<0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.5	0.2	0.2	1.7	0.5	0.8	0.8	0.2
Ga	14.9	22.5	32.1	27.4	27.2	17.9	24.7	24.2	21.5	24.2	28.0	20.5	55.5	31.9	22.0	21.4
Hf	3.4	5.9	4.1	3.8	4.3	5.4	4.3	4.0	3.6	3.3	5.5	4.3	9.9	4.4	5.4	5.2
Nb	8.4	9.3	6.8	10.1	10.7	12.3	13.3	8.2	8.0	8.0	14.1	10.2	18.8	9.7	12.2	14.8
Rb	17.8	3.3	1.8	0.4	0.5	1.9	0.3	0.7	1.7	0.5	3.9	3.5	2.8	1.6	6.0	0.5
Sn	3	5	2	4	4	5	3	3	3	3	3	4	5	4	3	4
Sr	267.2	1224	1330	658.6	1183	931.6	950.3	1288	648.5	1009	1092	819.3	948.6	843.1	446.9	1703

Çizelge A.2 : (Devamı) Kaolenlerin ana, iz ve nadir toprak element kimyası.

Örnek	CC-13	SAP-2	AR-7A	AR-7B	AR-8	AR-11	AR-12	AR-13	AR-15	AR-16	AR-23	AR-25	AR-26	AR-27	AR-29	DD-21
Ta	0.8	1.0	0.7	1.1	1.5	1.0	1.4	0.8	0.8	0.6	1.4	0.9	1.6	0.9	1.0	1.7
Th	17.1	21.9	10.5	9.0	8.7	21.5	8.9	13.0	9.1	10.1	13.1	15.1	5.5	8.0	13.3	27.4
U	4.0	3.7	4.6	4.0	6.4	3.4	2.6	3.3	6.3	3.1	3.8	5.0	3.4	3.0	3.0	14.1
V	46	54	153	81	93	82	55	76	64	117	81	36	117	43	101	103
W	3.1	1.9	3.0	5.0	2.8	7.1	1.4	2.9	2.2	4.4	3.2	5.5	8.1	4.1	9.0	2.9
Zr	107.5	203.5	141.7	123.7	125.4	191.4	128.6	123.1	111.7	118.3	174.9	148.1	331.1	149.1	180.3	173.2
Y	8.8	10.8	5.2	7.2	6.2	5.2	5.2	7.0	5.7	3.1	7.9	13.3	17.2	10.6	11.7	9.0
La	30.5	105.9	43.3	26.6	29.6	40.9	33.1	46.3	21.9	35.1	72.9	34.4	17.0	25.9	40.7	47.7
Ce	57.9	154.2	39.6	44.1	35.5	95.3	54.5	62.6	28.0	46.8	98.1	48.0	34.0	37.3	82.8	83.7
Pr	6.71	9.24	2.71	4.25	2.78	11.12	5.08	5.68	2.09	3.77	7.56	3.51	3.22	2.64	8.92	7.60
Nd	22.9	20.2	8.0	13.6	7.7	35.7	14.9	17.0	6.1	9.9	16.8	9.0	6.5	5.5	29.8	24.1
Sm	3.26	2.48	1.23	1.63	1.24	3.80	1.91	1.94	0.85	1.31	1.19	1.12	0.57	0.70	4.79	3.37
Eu	0.61	0.41	0.21	0.22	0.24	0.65	0.45	0.39	0.21	0.28	0.23	0.24	0.10	0.15	0.75	0.58
Gd	1.83	1.67	1.09	1.20	1.10	1.51	1.37	1.15	0.68	0.88	0.96	0.95	1.19	0.78	3.58	2.04
Tb	0.25	0.25	0.15	0.19	0.17	0.17	0.17	0.18	0.11	0.11	0.18	0.23	0.28	0.15	0.47	0.25
Dy	1.65	1.71	0.85	1.11	1.01	0.92	0.95	1.06	0.79	0.56	1.18	1.78	2.54	1.40	2.60	1.54
Ho	0.33	0.35	0.18	0.25	0.20	0.17	0.17	0.23	0.20	0.11	0.25	0.44	0.63	0.35	0.49	0.29
Er	1.05	1.13	0.61	0.79	0.67	0.55	0.47	0.82	0.66	0.38	0.66	1.51	2.02	1.28	1.31	1.00
Tm	0.18	0.20	0.10	0.12	0.11	0.09	0.09	0.15	0.14	0.07	0.11	0.26	0.35	0.23	0.20	0.21
Yb	1.20	1.48	0.77	0.85	0.75	0.58	0.48	1.14	0.99	0.52	0.69	1.86	2.14	1.46	1.23	1.53
Lu	0.18	0.24	0.13	0.14	0.11	0.10	0.08	0.20	0.17	0.08	0.10	0.31	0.37	0.23	0.18	0.25
Total C	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.02	<0.02
Total S	3.54	0.38	2.47	0.09	0.07	4.83	0.12	0.32	0.06	0.11	3.72	0.13	2.16	0.26	3.36	0.12
Mo	0.3	0.3	22.6	56.3	1.3	3.2	0.9	1.3	0.5	2.3	0.4	1.0	0.5	0.4	0.3	0.9
Cu	5.3	3.2	6.0	4.4	3.2	2.7	6.5	5.3	2.6	2.5	2.2	3.4	2.7	2.4	4.7	3.6
Pb	6.9	8.8	10.7	7.7	8.7	4.5	4.9	6.4	6.5	7.3	3.3	12.4	9.9	13.0	9.7	5.7
Zn	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	1

Çizelge A.2 : (Devamı) Kaolenlerin ana, iz ve nadir toprak element kimyası.

Örnek	CC-13	SAP-2	AR-7A	AR-7B	AR-8	AR-11	AR-12	AR-13	AR-15	AR-16	AR-23	AR-25	AR-26	AR-27	AR-29	DD-21
As	23.9	15.5	137.0	32.5	18.5	12.0	6.3	6.1	20.5	5.1	10.3	8.5	14.1	14.5	5.4	79.0
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	1.4	0.8	8.5	3.3	2.4	1.7	0.9	0.9	1.9	1.8	0.7	3.2	1.4	2.5	2.1	1.0
Bi	<0.1	0.1	0.2	0.4	0.3	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	<0.1	0.2	0.1	0.3	0.2	0.2
Ag	4.9	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	215.6	0.6	3.0	8.9	8.4	48.8	2.5	1.5	4.5	2.7	1.6	7.0	2.9	2.8	<0.5	0.8
Hg	0.71	0.13	0.15	0.12	0.18	0.05	0.03	0.04	0.25	0.08	0.05	0.17	0.06	0.06	0.09	0.08
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	1.0	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.8

ÖZGEÇMİŞ



Ad Soyad: Bala Ekinci

Doğum Yeri ve Tarihi: Lüleburgaz, 02.02.1982

Adres: İ.T.Ü. Ayazağa Kampüsü Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü
34469 Maslak/İSTANBUL

Lisans Üniversite: Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Bala Ekinci 1982 yılında Lüleburgaz'da doğdu. Orta öğrenimini Ankara'da Gölbaşı Anadolu Lisesi ve lise öğrenimini Ankara'da Özel Yüce Fen Lisesi'nde tamamladı. 2001 yılında Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümünde üniversite öğrenimine başladı. 2006 Mayıs ayında bölüm birincisi olarak mezun olan Bala Ekinci aynı yıl İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsünde Uygulamalı Jeoloji programında yüksek lisans eğitimine başladı. Aralık 2008'de İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Mineraloji - Petrografi Anabilimdalı'nda Araştırma Görevlisi oldu. Halen bu görevde olan Ekinci iyi düzeyde İngilizce bilmektedir.

