

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ÇAN-ÇANAKKALE KAOLEN YATAKLARININ KÖKENSEL İNCELEMESİ, DURAYLI İZOTOP
VE MİNERAL KARAKTERİZASYONU**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Hatice ÜNAL ERCAN

505091313

Uygulamalı Jeoloji Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Ö. Işık ECE

Eş Danışman: Doç. Dr. Zekiye KARACIK

OCAK 2013

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans tezimin hazırlanması süresince bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım değerli hocalarım Prof. Dr. Ö. Işık Ece ve Doç. Dr. Zekiye Karacık' a sonsuz teşekkürler ederim.

Kimyasal analiz çalışmalarım için laboratuvarlarını bana açan ve her türlü teknik desteği sağlayan hocalarım Doç. Dr Murat Budakoğlu ve Doç. Dr. Mustafa Kumral' a ve çalışmalarım esnasında bana yardımcı olan Teknisyen Mehmet Öztürk'e, Araş. Gör. Burak Karabel ve Uzman Serena Uzaşçı Sultanyan' a teşekkürü borç bilirim.

İzotop analizlerimi yapmak için bana izotop laboratuvarının tüm imkânlarını açan Prof. Dr. Paul A. Schroeder ve Prof. Dr. Douglas Crowe' a ayrıca laboratuvar çalışmalarımda yardımcı olan teknisyen Julia Cox' a teşekkür ederim.

Tez çalışmalarım sırasında karşılaştığım petrografik verilerin yorumlanmasında yardımcı olan arkadaşım Araş. Gör. Fatma Gülmez' e, zor arazi çalışmalarım süresince yanımda bana destek olan arkadaşım Ayça Aydın' a ince kesit çalışmalarımda yardımcı olan teknisyen Mehmet Ali Oral' a teşekkür ederim. Ayrıca çalışmalarımda yardımcı olan Serkan Güçlü' ye teşekkür ederim.

Eğitim hayatımın destekçisi anneme ve babama ve kardeşlerim Hasibe ve Mübahat' e, eşim Haluk' a ve bana varlıklarıyla destek olmuş tüm arkadaşlarıma ve yakınlarıma çok teşekkür ederim.

Aralık 2012

Hatice ÜNAL ERCAN
Jeoloji Mühendisi

İÇİNDEKİLER

Sayfa

TEŞEKKÜR	v
İÇİNDEKİLER	vii
KISALTMALAR	ix
ÇİZELGE LİSTESİ	xi
ŞEKİLLER LİSTESİ	xiii
ÖZET	xvi
SUMMARY	xix
1. GİRİŞ	1
1.1 Çalışmanın Amacı	1
1.2 Çalışma Alanı.....	2
1.3 Yer ve Ulaşım.....	2
1.4 Morfoloji.....	3
1.5 İklim ve Bitki Örtüsü.....	3
2. MATERYAL ve METOD	5
2.1 Arazi Çalışmaları	5
2.2 Laboratuvar Çalışmaları.....	5
2.2.1 Mikroskop çalışmaları.....	5
2.2.2 X Işınları difraktometre çalışmaları.....	6
2.2.3 Taramalı elektron mikroskobu çalışmaları.....	6
2.2.4 Duraylı izotop çalışmaları.....	6
2.2.5 Kimyasal analizler.....	8
2.2.6 Ar/Ar yaş analizleri.....	8
2.2.7 Diferansiyel termal analizi-termal gravimetri analizi.....	8
2.3 Büro Çalışmaları.....	8
2.4 Önceki Çalışmalar.....	8
2.4.1 Jeolojik ve petrografik çalışmalar.....	9
2.4.2 Batı anadolu epitermal oluşumlarıyla ilgili yapılmış çalışmalar....	11
3. BİGA YARIMADASI BÖLGESEL JEOLJİSİ	13
3.1 Biga Yarımadası Pre-Tersiyer Temel Kayalar.....	14
3.2 Biga Yarımadası Tersiyer Kayalar.....	14
3.2.1 Neojen sedimanları.....	14
3.2.2 Senozoyik volkanizması.....	15
4. ÇALIŞMA ALANI VE ÇEVRESİ JEOLJİSİ	17
4.1 Tersiyer Öncesi Metamorfik Kayaçlar.....	18
4.2 Tersiyer Kayaçlar.....	19
4.2.1 Çan volkanitleri (Tçv).....	19
4.2.1.1 Lavlar (Tçva)	20
4.2.1.1.1 Lavların petrografik incelemeleri.....	24
4.2.1.2 Tüfler (Tçvt).....	27
4.2.1.2.1 Tüflerin petrografik incelemeleri.....	31
4.2.1.3 Silisifiye Kayaçlar (Tçvs)	32

4.2.1.3.1 Silisifiye kayaçların petrografik incelemesi.....	34
4.2.1.4 Çan volkaniklerinin jeokimyası.....	35
4.2.2 Çan formasyonu (Tç).....	46
4.2.3 Kulfa formasyonu (Tk).....	48
4.2.3.1 Kulfa formasyonunun petrografik incelemesi.....	49
4.2.4.Kuvaterner birim (Q).....	50
6.YAPISAL JEOLJİ.....	51
6.1 Uyumsuzluklar.....	51
6.2 Faylar.....	51
6. KAOLEN OCAKLARININ İNCELENMESİ.....	53
6.1 Ocakların Genel Tanımlanması.....	53
6.1.1 Sarıbeyli-Sığırılı ocakları genel tanımlama.....	53
6.1.2 Bodurlu ocağı genel tanımlama.....	59
6.1.3 Tepeköy ocağı genel tanımlama.....	61
6.2 X-Ray Mineraloji İncelemeleri.....	63
6.2.1 Sarıbeyli-Sığırılı kaolinitocağı xrd incelemeleri.....	63
6.2.2 Bodurlu kaolinit ocağı xrd incelemeleri.....	71
6.2.3 Tepeköy ocağı xrd incelemeleri.....	75
6.3 Taramalı Elektron Mikroskobu (FE-SEM) Çalışmaları.....	76
6.3.1 Sarıbeyli-Sığırılı ocağı FE-SEM çalışmaları.....	76
6.3.2 Bodurlu ocağı FE-SEM çalışmaları.....	80
6.3.3 Tepeköy ocağı FE-SEM çalışmaları.....	82
6.4 Diferansiyel Termal Analizi -Termal Gravimetri (DTA-TG).....	84
6.5 Duraylı İzotop İncelemeleri.....	87
6.5.1 Sarıbeyli-Sığırılı ocaklarının izotop bileşimi.....	87
6.5.1.1 Sarıbeyli-Sığırılı ocaklarının O ve H izotop bileşimi.....	87
6.5.1.2 Sarıbeyli-Sığırılı ocaklarının kükürt izotop bileşimi.....	88
6.5.2 Bodurlu ocağı ocaklarının izotop bileşimi.....	89
6.5.3 Tepeköy ocağı ocaklarının izotop bileşimi.....	89
6.6 Ocakların Jeokimyasal Özellikleri.....	91
6.6.1 Sarıbeyli-Sığırılı ocağı jeokimyasal analizleri.....	91
6.6.1.1 Sarıbeyli-Sığırılı ocağı kütle denge hesapları.....	98
6.6.2 Bodurlu ocağı jeokimyasal analizleri.....	100
6.6.2.1 Bodurlu ocağı kütle denge hesapları.....	103
6.6.3 Tepeköy ocağı jeokimyasal analizleri.....	104
6.6.3.1 Tepeköy ocağı kütle denge hesapları.....	106
6.7 Jeokimyasal Verilerle Ocakların Kökensel yorumlaması.....	107
6.8 Yaş Analizleri.....	112
7. TARTIŞMA ve SONUÇLAR.....	117
KAYNAKLAR.....	123
EKLER.....	130

KISALTMALAR

XRD	:X-ışınları Difraksiyonu
XRF	: X-ışınları Flüoresans
SEM	:Taramalı Elektron Mikroskobu
Plj	: Plajiolaz
Prx	: Piroksen
Bio	: Biyotit
Km	: Kilometre
M	: Metre
REE	: Nadir Toprak Elementi
LREE	: Hafif Nadir Toprak Elementi
HREE	: Ağır Nadir Toprak Elementi
ppm	: Milyonda Bir Miktar
My	: Milyon Yıl
HS	: Yüksek Sülfidasyonlu
LS	: Düşük Sülfidasyonlu

ÇİZELGE LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Çizelge 4.2.1.1a : Çan Volkanitlerine ait lavların petrografik özellikleri.....	23
Çizelge 4.2.1.4a : Çan Volkanikleri jeokimyasal analiz sonuçları.....	39
Çizelge 6.2.1a : Sarıbeyli-Sığırlı kaolinit ocaklarından alınan örneklerin mineralojik dağılımını gösterir tablo.....	70
Çizelge 6.2.2a : Bodurlu kaolinit ocağından alınan örneklerin mineralojik dağılımını gösterir tablo.....	74
Çizelge 6.5.1.2a : Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarından alınan alunit minerallerinin sülfür izotop bileşimi.....	89
Çizelge 6.5.3a : Sarıbeyli-Sığırlı, Bodurlu ve Tepeköy kaolinit ocaklarından alınan örneklerin oksijen ve döteryum duraylı izotop bileşimi.....	90
Çizelge 6.6a : Tepeköy ve Bodurlu örneklerinin jeokimyasal analiz verileri.....	91
Çizelge 6.6.1a : Sarıbeyli-Sığırlı kaolinit ocaklarının major elementlerinin kütle kazanç ve kayıpları.....	100
Çizelge 6.6.2.1a : Bodurlu kaolinit ocağının major elementlerinin kütle kazanç ve kayıpları.....	103
Çizelge 6.6.3.1a : Tepeköy kaolinit ocağının major elementlerinin kütle kazanç ve kayıpları.....	106
Çizelge 6.8a : Biga Yarımadası magmatizması ve epitermal alterasyon arasındaki ilişkiyi gösterir tablo.....	114

ŞEKİL LİSTESİ

	Sayfa
Şekil 1.1:	Çalışma alanın yer bulduru haritası..... 2
Şekil 3.1:	Biga Yarımadası bölgesel jeoloji haritası..... 13
Şekil 4.1:	Çalışma alanının ölçeksiz dikme kesiti..... 17
Şekil 4.2.1:	Biga Yarımadası'ndaki Çan Volkanitlerinin yayılımı ve yaş verileri..... 19
Şekil 4.2.1.1a:	Çan-Yenice yolu bol eklem çatlaklı Çan Volkanitleri lav akıntıları..... 21
Şekil 4.2.1.1b:	Çanakkale-Çan yol yarmasında Çan Volkanitlerine ait altere lavlarda çatlaklar boyunca gelişen demirli alterasyon. 21
Şekil 4.2.1.1c:	Çanakkale-Çan yol yarmasında Çan Volkanitlerine ait altere andezitlerde çatlaklar boyunca gelişen demirli alterasyon..... 22
Şekil 4.2.1.1d:	Çanakkale-Çan yol yarmasında altere lav-kaolenleşmiş tufufaylı dokanağı..... 23
Şekil 4.2.1.1e:	Plajiyoklas fenokristalleri b) karbonatlaşmış plajiyoklas..... 25
Şekil 4.2.1.1f:	Zonlanma gösteren plajiyoklas fenokristalleri a) kristal ortasından itibaren alterasyon başlangıcı..... 26
Şekil 4.2.1.1g:	Porfirik dokulu mikrokristalen hamur içinde plajiyoklas ve piroksen mineralleri..... 26
Şekil 4.2.1.1h:	a) öz şekilli, dilinim izleri boyunca demiroksitlenmiş biyotit b) piroksen ve plajiyoklaslardan oluşan mineral kümesi..... 27
Şekil 4.2.1.2a:	Sarı, pembe, beyaz ve kırmızı renkli bantlı tufün Tepeköy ocağından alınmış görüntüsü..... 28
Şekil 4.2.1.2b:	Pembemsi görünümlü bloklu tuf (Tepeköy)..... 28
Şekil 4.2.1.2c:	Tepeköy ocağı içerisinde masif görünümlü beyaz renkli kül tufü..... 29
Şekil 4.2.1.2d:	Tuf ve lav dokanağı 30
Şekil 4.2.1.2e:	Mor renkli bloklu tüfler, Bodurlu kaolen ocağı civarı..... 31
Şekil 4.2.1.2.1a:	Demir oksitli altere tuf a) mikrokristalen ve demiroksitlenmiş taneler içinde ponza kristalleri ve demir oksitlenmiş biyotit kristali, b) Tepeköy ocağının üst kesimlerinden alınmış örnek içinde mikrokristaller içinde gelişigüzel dağılmış altere plajiyoklas ve biyotit kristalleri..... 32
Şekil 4.2.1.3a:	Sa2 kaolen ocağındaki silisli kütle 33
Şekil 4.2.1.3b:	Çan kömür termik santrali yol üzerigrimsi ve kırmızımsı silisifiye tuf..... 33

Şekil 4.2.1.3c:	Silisifiye kayaç optik mikroskop görüntüleri.....	34
Şekil 4.2.1.4a:	Çalışma alanında Çan Volkanitleri' ne ait kayaçların Middlemost (1994) $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ diyagramında adlanması.....	41
Şekil 4.2.1.4b:	Çalışma alanında Çan Volkanitleri' ne ait kayaçların Le Bas ve diğ. $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ diyagramında adlanması.....	41
Şekil 4.2.1.4c:	Çalışma alanında çan Volkaniklerine ait granitik kayaçların Le Maitre(1989) SiO_2 / K_2O diyagramında sınıflandırılması.....	42
Şekil 4.2.1.4d:	Çalışma alanında çan Volkaniklerine ait granitik kayaçların Shand (1943) diyagramında aliminyum doyunlarının belirlenmesini gösteren diyagram.....	42
Şekil 4.2.1.4e:	Çalışma alanında çan Volkaniklerine ait granitik kayaçların Irvın ve Baragar (1971) $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ gösteren diyagram.....	43
Şekil 4.2.1.4f:	Çalışma alanında çan Volkaniklerine ait granitik kayaçların Irvın ve Baragar (1971) $(FeO - Na_2O + K_2O - MgO)$ AFM üçgen diyagramı.....	43
Şekil 4.2.1.4g:	Bölgedeki Çan volkaniklerine ait Harker diyagramları.....	44
Şekil 4.2.1.4h:	Bölgedeki Çan volkaniklerine ait kayaçların iz element Harker diyagramı.....	45
Şekil 4.2.1.4ı:	Çan volkanitlerine ait lav ve tuf örneklerinin REE içeriklerinin örümcek diyagramındaki şematik görünümü...	46
Şekil 4.2.2a:	Çan Linyit İşletmesinin genel görünümü.....	47
Şekil 4.2.2b:	Çan Formasyonu stratigrafik dikme kesiti.....	48
Şekil 4.2.3a:	a) Kulfa formasyonuna ait kumtaşı b) Kulfa formasyonuna ait konglomera.....	49
Şekil 4.2.3b:	Kulfa formasyonuna ait kumtaşı ince kesiti.....	50
Şekil 6.1a:	Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarının faylarla ilişkisini gösterir ölçeksiz şema.....	54
Şekil 6.1b:	Sa1 ocağında mineralojik zonlanmadan genel görünüm.....	55
Şekil 6.1c:	Sa1 ocağı içerisinde bulunan dayk.....	56
Şekil 6.1d:	Sa2 ocağı mineralojik zonlanma genel görünümü.....	57
Şekil 6.1e:	Sa3 ocağı mineralojik zonlanmasından genel görünüm.....	58
Şekil 6.1f:	Sa4 ocağı ve mineralojik zonlanması genel görünümü.....	58
Şekil 6.1.2a:	Bodurlu ocağı içinde bulunan silis dolgulu altı çatlak zonu ve aralarında bulunan kaolinit zonu.....	59
Şekil 6.1.2b:	Bodurlu ocağı içinde demirli ve silisli zonlanmalar.....	60
Şekil 6.1.3a:	Tepeköy ocağı genel görünümü.....	61
Şekil 6.1.3b:	Tepeköy ocağı üst sınırından geçen fayın izi.....	62
Şekil 6.1.3c:	Tuzluk ocağı genel görünümü.....	62
Şekil 6.1.3d:	Çan formasyonu ve Çan volkanikleri arasındaki basamak faylı ilişkiyi gösterir ölçeksiz kesit.....	63
Şekil 6.2.1a:	Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarından alınan silisifiye örneklerin XRD verileri.....	64
Şekil 6.2.1b:	Sa1 ocağından alınan örneklerin XRD verileri.....	65
Şekil 6.2.1c:	Sa2 ocağından alınan örneklerin XRD verileri.....	66
Şekil 6.2.1d:	Sa3 ocağına ait örneklerin XRD verileri.....	67
Şekil 6.2.1e:	Sa4 ocağına ait örneklerinin XRD verileri.....	68

Şekil 6.2.1f:	2 µm altı saf kaolen örneklerinde dikit mineralinin varlığının belirlenmesi.....	69
Şekil 6.2.2a:	Bodurlu ocağında bulunan çatlak zonları, aralarındaki kaolenleşmiş alanları ve örnekleme sırasını gösterir grafik..	72
Şekil 6.2.2b:	Bodurlu ocağı XRD verileri.....	73
Şekil 6.2.2c:	Bodurlu ocağı kaolinit örneklerinin XRD verileri.....	74
Şekil 6.2.3a:	Tepeköy ocağı tüflerinin XRD verileri.....	76
Şekil 6.3.1a:	Sa2 ocağından alınan SIG2-5K kaolinit örneğinin FE-SEM görüntüleri.....	77
Şekil 6.3.1b:	Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarından alınan örneklerin FE-SEM görüntüleri.....	78
Şekil 6.3.1c:	Sarıbeyli-Sığırlı ocakları alümit minerallerinin mikromorfolojik görüntüleri.....	79
Şekil 6.3.1d:	Sarıbeyli-Sığırlı ocaklığı halloysit minerallerinin SEM görüntüleri.....	80
Şekil 6.3.2a:	Bodurlu ocağı halloysit ve kaolinit minerallerinin FE-SEM görüntüleri.....	81
Şekil 6.3.3a:	Tepeköy ocağına ait FE-SEM görüntüleri.....	82
Şekil 6.3.3b:	FE-SEM gözlemlerine dayanarak farklı fiziksel ve kimyasal ortamlarda mika, feldispat ve volkanik camın çözünmesi, yeni minerallerin oluşum ortamları ve mikromorfolojik özelliklerini gösteren şema.....	83
Şekil 6.4a:	Sarıbeyli-Sığırlı ocağı SIG2-5K örneğinin DTA-TG eğrisi..	84
Şekil 6.4b:	Sarıbeyli-Sığırlı ocağı SA3-6 örneğinin DTA-TG eğrisi.....	85
Şekil 6.4c :	SA2-19 örneğinin DTA-TG eğrisi.....	85
Şekil 6.4d:	SIG4-10 örneğinin DTA-TG eğrisi.....	86
Şekil 6.4e:	Bodurlu ocağı B8 örneğinin DTA-TG eğrisi.....	86
Şekil 6.5.3a:	Sarıbeyli-Sığırlı, Bodurlu ve Tepeköy kaolinit ocakları örneklerinin izotopik bileşimlerinin δD'a karşılık δ ¹⁸ O diyagramı.....	91
Şekil 6.6.1a:	Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarının SiO ₂ 'ye karşı major oksit değişim diyagramları.....	96
Şekil.5.6.1b:	Zr' a göre majör oksit değişim diyagramları.....	97
Şekil 6.6.1c:	Ocakların Zr'ye karşı Ba ve Sr değişim diyagramları.....	98
Şekil 6.6.1.1a:	Sarıbeyli-Sığırlı kaolinit ocaklarının tüm kaya major elementlerinin kütle değişim diyagramı.....	99
Şekil 6.6.2a:	Bodurlu ocağı kaolen örneklerinin SiO ₂ 'ye karşı major oksit değişim diyagramları.....	102
Şekil 6.6.2.1a:	Bodurlu kaolinit ocağının tüm kayaç major elementlerinin kütle değişim diyagramları.....	103
Şekil 6.6.3a:	Tepeköy ocağı altere tuf örneklerinin SiO ₂ 'ye karşı major oksit değişim diyagramları.....	105
Şekil 6.6.3.1a:	Tepeköy kaolinit ocağının major elementlerinin kütle değişim diyagramları.....	106
Şekil 6.7a:	Sarıbeyli-Sığırlı ve Bodurlu ocakları kimyasal verilerine göre kökensel incelenmeleri.....	108
Şekil 6.7b:	Bodurlu ve Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarının regresyon oranlarının belirlenmesi.....	109
Şekil 6.7c:	Bodurlu ve Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarının sınıflama diyagramları.....	111

Şekil 6.8a:	Alunit minerali Ar/Ar yaş analizi verileri.....	113
Şekil 6.8b	: Sarıbeyli-Sığırlı ocağından yapılan Ar/Ar yaş analizleri ve çevre volkanik kayalardan ve altere kayalardan daha önce belirlenmiş yaş verileri.....	115
Şekil 6.8c:	Çalışma alanı ve çevresi altere kayalar ve volkanik kayaların yaş verileri.....	116
Şekil 7a:	Sarıbeyli-Sığırlı kaolinit ocağının mineralojik değişimlerini gösterir kesit.....	121

ÇAN-ÇANAKKALE KAOLEN YATAKLARININ KÖKENSEL İNCELEMESİ, DURAYLI İZOTOP VE MİNERAL KARAKTERİZASYONU

ÖZET

Bu tez çalışması Kuzeybatı Anadolu' da Biga yarımadasında Çanakkale Çan - Atikhisar barajı arasında kalan üç epitermal kaolen ocağının mineralojik, petrografik, jeokimyasal ve kökensel incelemesini konu edinmiştir. Arazi çalışmaları ile birlikte mineralojik, petrografik, jeokimyasal ve izotopik laboratuvar çalışmalarını kapsamaktadır.

Bölgede hakim olan Oligosen-Miyosen volkanizmasına bağlı olarak çalışma alanındaki yaygın birim andezitik bileşimli lavlar ve proklastik kayalardır. Belirtilen kaolen ocakları bu volkanizmayla ilişkili olarak gelişen tüfler içerisinde yer almaktadır. Bölgede yer alan aktif tektonik birlikler nedeniyle kayalarda faylanma ve kırık ve çatlaklar meydana gelmiştir. Bu kırık düzlemler boyunca yükselen asidik bileşimli hidrotermal çözeltiler yaygın bir alterasyona neden olmaktadır. Sarıbeyli-Sığırlı, Bodurlu ve Tepeköy kaolen ocakları da bu alterasyon neticesinde oluşmuşlardır.

Ocaklarda belirlenen alterasyon birlikleri şu şekilde sıralanmaktadır; Sarıbeyli-Sığırlı ocağı belirgin dört ana alterasyon zonuna sahiptir: i) kuvars±alunit, ii) alunit+kuvars±kaolenit±dikit, iii) kaolenit+alunit±kuvars±dikit ve iv) kaolenit+feldispat+illit. Silis zonunda α-kuvars hakimdir ve genellikle masif yapı sunmaktadır. Ocaklarda herhangi bir sülfid mineraline rastlanılmamıştır, fakat yaygın olarak demiroksit mineralleri bulunmaktadır. Ocaklardan alınan sülfat minerali olan alunitlerden yapılan kükürt izotop analizleri $\delta^{34}\text{S}$: 4.9 / 1.7 ‰ aralığında değişmekte olup, $\delta^{18}\text{O}$ - 92 / - 61 ve δD 6.7 / 12.6 ‰ aralığındadır. Alunitlerden yapılan Ar/Ar yaş analizlerinden 32.7 ± 0.17 My ve 34.2 ± 0.20 My.

Bodurlu kaolen ocağı ortaç bileşimli tüf içine yerleşmiş olup, ocak içerisinde bulunan altı çatlak zonu etrafında alterasyon gerçekleşmiştir. Bu ocakta belirlenen zonlanma ise; i) kuvarsii) kaolenit+halloysit+kuvars±jarosit±alunit ve iii) kaolinit+halloysit+illit+feldispat. Silisleşme vuggy kuvars yapısında yer yer masif görünümlüdür. Bu ocaktan kükürt izotop analizi yapılacak kadar. Duraylı izotop analizleri ise; $\delta^{18}\text{O}$ - 99 / - 90 ve δD 24.5 / 17.6 ‰ aralığındadır.

Tepeköy ocağı asidik tüfler içerisinde yer alır ayrıca yapılan incelemelerde bu ocakta alterasyon gelişiminin çok sınırlı olduğu ve buna bağlı olarak killeşmenin %5-10 aralığında olduğu belirlenmişti. O ve H duraylı izotop analizlerinin sonuçları; $\delta^{18}\text{O}$ - 74 / - 88 ve δD 10.3 / 14.5 ‰ şeklindedir.

Mineralojik, jeokimyasal ve duraylı izotop verilerine dayanarak Sarıbeyli-Sığırlı ve Bodurlu ocaklarının asidik hidrotermal çözeltilerle beslenen kaolinit mineralince zengin sıg epitermal sistemler oldukları söylenebilir. Bu ortamlar sıcak-su çıkışlarında bulunduğu buhar ısıtmalı ortamlardır ve H_2S ' ce zengin buharın

yüzeye yakın noktalar olan vadoz zonda yeraltı sularıyla ile karışarak soğuyup oksidize olması, ortamı asidikleştirip, çökmesiyle oluştuğu kabul edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Epitermal Sistemler, Oksijen,Hidrojen ve Kükürt İzotopları, Alunit, Kaolen, Hidrotermal Çözelti.

GENESIS, STABLE ISOTOPE AND MINERAL CHARACTERIZATION OF SARIBEYLI – SIĞIRLI, BODURLU AND TEPEKÖY KAOLIN DEPOSITS, ÇANAKKALE, TURKEY

SUMMARY

Saribeyli-Sığırılı, Bodurlu and Tepeköy kaolinite deposits located in the Çanakkale Volcanics (Oligo-Miocene), which composed of lavas and tuffs. Kaolinite deposits were formed as a result of hydrothermal alteration of tuffs.

Development of hydrothermal alteration is related to Miocene tectonism and magmatism. Geodynamic evolution of the Aegean Region began with the first closure of the Neotethys along the Aegean-Cyprus subduction zone. During this episode, the Afro-Arabian and Anatolian plates started to collide in the Eastern Anatolia.

Biga Peninsula raised during the Oligocene, and then started the erosion. Calc-alkaline volcanism began during the Early-Middle Miocene and magmatic activity affected the beginning of new regional tectonic stress. Extension of the Biga Peninsula started as the result of right-lateral movement of North Anatolian Fault during Late Upper Miocene and has continued to the present day. Many fractures and fault zones formed as a result of tectonic activity and simultaneously widespread magmatism in the region, geothermal waters ascending up through the cracks and faults which related to magmatism. These acidic waters altered tuffs, feldspars, micas and volcanic rocks which transformed into clay minerals.

Tuffs have more porosity and permeability than other volcanic rocks because they are amorphous, so they can be affected easily from sulfuric acidic solutions. Dissolved silica in ascending geothermal waters precipitate when they reach to the surface as the result of increasing of pH and decreasing of temperature. With the changes of the temperatures, the accumulation of silica started in the fault zones, cracks and pores of the rocks and/or formed on the surface of silica cap-rocks.

Kaolinite samples were analyzed by XRD to determine their mineralogical compositions, which are as follows;

- Saribeyli-Sığırılı deposit minerals are kaolinite, alunite, quartz, halloysite and dickite.
- Bodurlu kaolinite deposits minerals are kaolinite, quartz, halloysite and illite.
- Tepeköy tuff deposits minerals are plagioclase, sanidine, quartz, kaolinite and halloysite.

XRD analyses ($<2\mu\text{m}$, 2θ 69-73°) were identified pure kaolinite and pure dickite minerals, but the same samples have mixture of dickite and kaolinite minerals.

DTA-TG analyses have given us information about mineral identification and structure analysis. DTA analysis determined the presence of well-crystallized kaolinite and similar grain-size distributions but, in some samples show vice versa.

Micro-morphology of samples was determined from FE-SEM studies. There are two different forms of kaolinite minerals. The first of those randomly scattered kaolinites and their widths between 500-2000 nm. The second type kaolinites are book-shaped, which have widths between 1000-2000 nm. The grain sizes of rhombohedral alunite minerals range from 3000 to 9000 nm. Some alunites have begun to dissolve by the surface conditions and it has small holes on their surface. Halloysite minerals are of two types and they are scarred randomly. The first type halloysite is a hollow-end tube, the internal diameter of tubes 10-20 nm and the outer diameter of tubes 45-200 nm. Second halloysite minerals are in spiral-shape tubes. Anhedral small quartz crystals are scattered on the other mineral surfaces.

Geochemical analysis revealed that Al_2O_3 values are very high but the other values of major oxides (CaO, Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 and MnO) are very low, compared to fresh volcanic rocks. This is a characteristic feature of kaolinization due to chemical leaching. Some kaolin samples have high TiO_2 and Fe_2O_3 values because of the presence of Fe-oxide minerals (hematite, limonite ext.). While the feldspar altered, K^+ leaves the system and, alunite and jarosite minerals were formed by the presence of SO_4^{2-} and K^+ in micro-environments.

Sarıbeyli-Sığırılı deposits are rich in REE and Ba+Sr elements. Using Dill's (1996) classification diagram, many samples are located in the supergene area, but only alunite sample located in the hypogene area. Samples of the Bodurlu deposit are located in the supergene environment. Information obtained from Zr/ TiO_2 binary diagram, Sarıbeyli-Sığırılı and Bodurlu deposits located in the supergene and mix type environment, but alunite-rich samples of Sarıbeyli-Sığırılı deposits located in hypogene type environment. The presence of silica-rich samples in the deposits interpreted as the result of silicification.

Four alunite samples were analyzed for Ar/Ar age dating. All samples collected from Sarıbeyli-Sığırılı deposits range from 32.7 ± 0.17 Ma to 34.2 ± 0.20 Ma. These ages are very similar to the Kuşçayırı granitic intrusion age (28-38 Ma), which is very close to our study area. This suggests that hydrothermal alteration of Sarıbeyli-Sığırılı deposits is related with this granitic intrusion. Çamyayla Granitic intrusion is very close to the Bodurlu deposits, Çamyayla intrusion age is 28 Ma and Bodurlu hydrothermal alteration should be related to this intrusion.

Alteration mineral assemblages give idea about alteration genus. Quartz, alunite, pyrophyllite/kaolinite and dickite mineral assemblages are indicating advanced argillite alteration. Vuggy quartz and quartz form are found in the center of the alteration zones and they have erosion-resistant. Quartz –alunite and quartz – pyrophyllite / dickite /kaolinite associations located near the quartz zone. This mineral associations reflect the gradual neutralization of acidic solutions when ascended through fracture zones.

Sarıbeyli-Sığırılı deposits located between two fault zones and fracture zones which filled with α -quartz. Mineral assemblages change when getting away from the fault zones as follows:

- Quartz±alunite±kaolinite/dickite/halloysite
- Alunite+kaolinite/dickite/halloysite±quartz
- Kaolinite±alunite±quartz
- Kaolinite+feldspar+illite

Six fault zones are observed in the middle of the Bodurlu kaolinite deposit, these faults fill with vuggy quartz. Bodurlu deposits mineral assemblages as follows:

- Quartz±alunite±jarosite
- Kaolinite+quartz ±alunite±jarosite±halloysite
- Kaolinite+halloysite+illite

Tepeköy deposits have very little alteration; mineral assemblages of these deposits are plagioclase, sanidine and quartz.

These deposits include iron oxide minerals. According to mineralogical composition of the deposits, geothermal solutions change from acidic to neutral when it getting away from the fault zones and through time.

Sillitoe (1999) distinguished deep and shallow epithermal systems using mineral composition of the deposits. He identified shallow epithermal systems with quartz+alunite+vuggy quartz and silicifications, but this system is poor for metals and sulphide minerals. Bodurlu kaolinite deposit is a shallow epithermal system, because it has the same mineral assemblages. Sarıbeyli-Sığırlikaolinit deposits located between deep and shallow epithermal systems, because it has dickite mineral and this deposit is rich alunite minerals.

Alunite occurs highly acidic and oxidized conditions. Quartz+alunite+kaolinite+pyrite composed of geothermal waters in environments where pH is usually between 2 and 3. Alunite, kaolinite and sulphide can give information on the ambient temperature. Kaolinite, silica minerals and alunite are characteristic minerals of the advanced argillitic alteration.

These formations around the world have been considered to be a steam-heated environment if it in the vadose zone and it considered to supergene environment if it above the water table. Kaolinite-alunite system is defined as high-sulphidation and sulphide minerals are defined as low-sulphidation.

Cu-Au mineralization found in hypogene magmatic environments, these minerals are not common in steam-heated and supergene environments. However, the steam-heated environments has coarse grained alunite (<20µm) and with kaolinite and opaque minerals. Alunite is typically found in the low temperature and steam-heated environments, grain size < 50µm but grain sizes of high sulphidation alunites are 50-100 µm.

Alunite particle size in the study area is between 3-9 µm. Thus, Sarıbeyli-Sığırli and Bodurlu deposits mineralogical composition indicate steam-heated and/or supergene epithermal systems.

S-O-H stable isotopes were analyzed from the Sarıbeyli-Sığırli, Bodurlu and Tepeköy deposits. The sulfur isotope values of 10 alunite samples were determined from Sarıbeyli-Sığırli deposits. Sarıbeyli-Sığırli $\delta^{34}\text{S}$ isotopic values range from +4.1 to +1.7 ‰ and these values reflect its formation from magmatic-hydrothermal derived sulfur. The O- and H-isotopic values of these deposits range from $\delta^{18}\text{O}$ +6.7 to +12.7 ‰ and from δD - 61 to -97 ‰, which are very close to the line of primitive magmatic water. Isotopes data suggest that original geothermal waters were the mixture of magmatic and meteoric waters. O- and H-isotopic values of the Bodurlu kaolin deposit are between $\delta^{18}\text{O}$ +14.5 / +17 ‰ and for δD -90 / -99 ‰, which data reflect genesis of supergene origin and enriched regarding $\delta^{18}\text{O}$ values.

According to model paleo-temperature calculation, which is depending to kaolin-water oxygen isotope fractionation, formation temperatures of Sarıbeyli-Sığırlı deposit ranges from 104 to 179°C and formation temperature of Bodurlu deposit range from 67 to 87°C. The results are based on data from mineralogical, geochemical and S-H-O isotopes.

Consequently, Sarıbeyli-Sığırlı and Bodurlu kaolin deposits are similar to steam-heated shallow-epithermal systems described in tectonically active other regions of the world.

1. GİRİŞ

1.1 Çalışmanın Amacı

Bu çalışma İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Tez çalışması olarak hazırlanmıştır. Çalışmanın amacı Çanakkale -Çan ilçesi ve çevresinde yer alan Sarıbeyli-Sığırlı, Bodurlu ve Tepeköy kaolen ocaklarının jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal olarak incelenmesi ve bu ocakların oluşum ortamlarına yaklaşımda bulunmaktadır.

Biga Yarımadası tarihi boyunca endüstriyel minerallerin, ticari taşların ve temel metallerin çıkarılıp işletildiği bir bölge olmuştur ve halende bu özelliğini korumaktadır. Bölgede yerli ve yabancı birçok şirket maden aramaları yapmaktadır.

Çalışma alanı Batı Anadolu' nun kuzeyinde Türkiye' nin temel paleotektonik unsurlarından biri olarak kabul edilen Sakarya zonunda yer alır. Bölgenin tüm jeolojik yapısı İzmir-Ankara sutur zonu boyunca Neotetis okyanusunun kapanması ve sonrasında Doğu Anadolu ve Kafkaslarda Anadolu ve Afro-Arap plakalarının kıtasal çarpışması sonucunda şekillenmiştir. Bunun sonucu "Batı Anadolu Genişleme Rejimi" olarak adlandırılan DB ve KD-GB yönlü grabenlerin gelişmesine neden olmuştur.

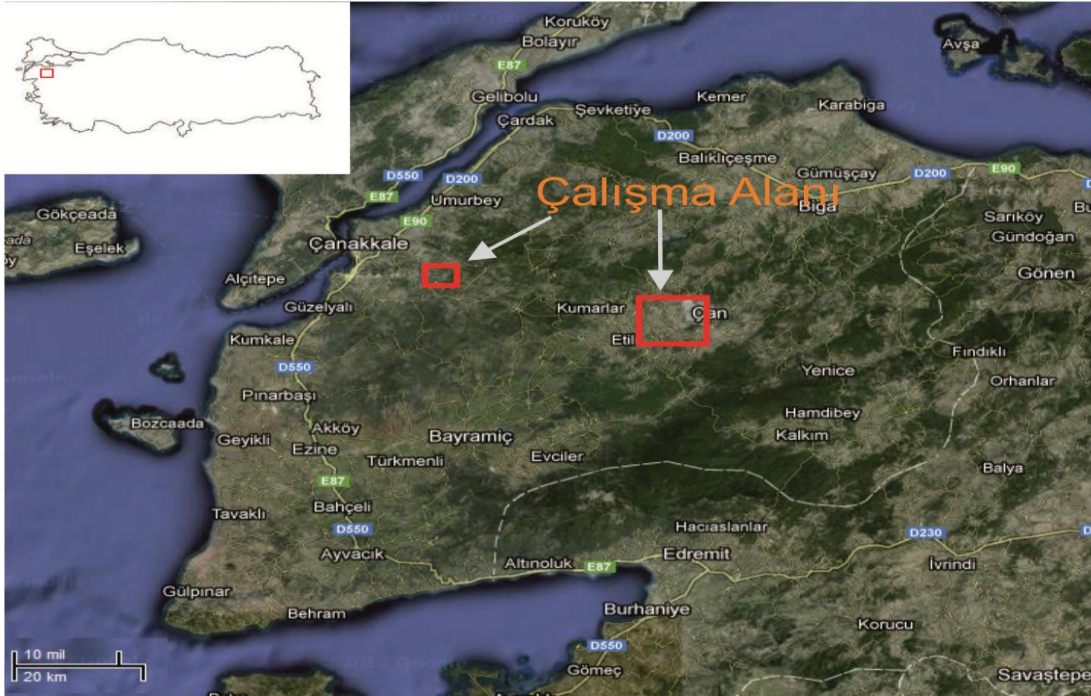
Biga Yarımadası'nda yüzlek veren birimler genel olarak Pre-Tersiyer ve Tersiyer birimleri olarak gruplandırılmıştır. Temel kayalar metamorfik birimlerden oluşur ve bunların üzerine ise Eosen ve Oligo-Miyosen granodiyoritleri ve bunların Geç Miyosen-Pliyosen' e kadar kesintilerle devan eder.

Bölgeye hakim olan tektonizma ve ilişkili volkanizma nedeniyle kırık ve çatlak zonları boyunca yükselen yüksek sıcaklıklı hidrotermal sular çevre kayaları ile etkileşime girmiştir. Bu etkileşimle birlikte birçok alterasyon zonu oluşmuştur. Bu zonlarda gelişen zengin mineral birlikleri tarihin ilk zamanlarından beri Biga Yarımadası'nın ekonomik ve jeolojik olarak ilk sıralara yerleşmesine neden olmuştur.

1.2 Çalışma Alanı

Çalışma alanı Kuzeybatı Anadolu' da Biga Yarımadası' n da Çanakkale ili içerisinde 1/25.000 ölçekli Türkiye topoğrafya haritasının Ayvalık H17-d1, H17-d4, İ17-b2, Bandırma İ18-a1ve Çanakkale H17-c3 paftalarında yer almaktadır ve toplamda 215 km² lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1.1).

Çalışma alanı iki bölgeden oluşmaktadır; birinci bölge batıda yer alır ve Atikhisar Barajı ile sınırlı olup, sınırları içerisinde kuzeyden güneye doğru Sarıbeyli, Sığırlı, Akçalı, Bodurlu ve Haliloğlu köyleri bulunmaktadır. Batıda yer alan bölgede ise en önemli yerleşim yeri Çan ilçesi olup bu bölgede yer alan yerleşim yerleri batıdan itibaren Kulfa, Duralı, Kurma, Mallıdere, Kalburcu, Yuvalar ve en Doğuda Yeniçeri köyleridir.



Şekil 1.1 : Çalışma alanı yer bulduru haritası.

1.3 Yer ve Ulaşım

Çalışma alanının batıda bulunan bölümü Çanakkale-Balıkesir yoluna 15,8 km uzaklıkta bulunmaktadır. Bu yol Çan ilçesine 68.4 km uzaklıkta bulunmaktadır. çalışma alanına genellikle ulaşım bu yolla sağlanırken bir başka tercih edilen yol ise Balıkesir Bandırma Feribot iskelesine deniz yolu ile ulaşım'dır. Bandırma iskelesinin Çan ilçesine olan mesafesi 105 km'dir.

1.4 Morfoloji

Çalışma alanını oluşturan jeolojik birlik temelde metamorfikler, bunları kesen granitik kayalar, Oligo-Miyosende hakim olan volanizmayı temsil eden kayalar ve daha sonraki zamanlarda çökelmiş sedimanlardan oluşmaktadır. Bu farklı birlik bölgede hakim olan tektonik rejimin ve akarsuyun aşındırma etkilerine farklı tepkiler vermektedirler.

Çalışma alanının bu günkü morfolojisini kazanmasında bölgenin tektonik yapısı ve akarsuların etkisi büyüktür. Akarsuların farklı aşındırma, taşıma ve biriktirme süreçleri ile ilgili olarak çeşitli derinliklerde vadiler gelişmiştir. Çalışma alanının doğu bölümünde yer alan Kocaçay' ın şekli KD-GB doğrultulu Çan-Etili fayı tarafından kontrol edilmiştir ve bu çay bölge morfolojisinin şekillenmesinde önemli yere sahip birçok küçük dere tarafından beslenmektedir. Bu dereler geçtikleri yerlerde içinde buldukları kayacın türüne bağlı olarak değişik morfolojilerde vadiler oluşturmuşlardır.

Çalışma alanı içerisinde bulunan yükseltiler; Düz mevki (703 m), Denizgözüken Tepe (663 m), Dededağı (636 m), Tartam Tepe (574 m), Karaağaç Tepe (402 m), Sivri Tepe (355 m), Erenler Tepe (341 m).

Çalışma alanında bulunan dereler; Atikhisar barajının şu an bulunduğu yeri temsil eden Kocadere, ve bu dereye dökülen Ekşi Dere, Sarp Dere, Nurkayası Dere ve Koyucuk Çayı. Bölgede bulunan bir diğer büyük dere ise Çan ilçesinden geçen Kocaçay olup buna dökülen dereler, İnceçay, Domuz Dere, Yuvalar Deresi'dir.

1.5 İklim ve Bitki Örtüsü

Çanakkale' de genel olarak ılıman bir iklim hakimdir. Akdeniz ve Karadeniz iklimi arasında bir geçiş iklimi gösterir. Kar yağışı azdır fakat don olayları fazladır. Yıllık yağış miktarı 600-1200mm aralığındadır. Sıcaklık ise -10° ile +38°C arasında değişir.

Çanakkale'nin ancak % 3'ü ekime elverişli değildir. % 53'ü ormanlarla ve % 10'u çayır ve meralarla örtülüdür. Ormanlar iç bölgelerde daha kesiftir. % 34 arazide çeşitli tarım ürünleri ekilir. Orman bakımından en zengin illerimizden biridir.

2. MATERYAL VE METOT

2.1 Arazi Çalışmaları

Bu çalışmada bölgenin jeoloji haritası (MTA 1/100.000'lik haritası) ve genelleştirilmiş stratigrafik kesiti hazırlanmıştır. Jeolojik harita için 1/25.000 ölçekli H18.d4, H17.d2, H17.d3, H17.d4 paftaları kullanılmıştır. Bunun yanında gerekli olduğu durumlarda ölçekli ya da ölçeksiz kesitler hazırlanarak bölgenin jeolojisi ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bu çalışmada bölgenin jeolojisi, kaolenleşmenin egemen olduğu birimler ve yan kayaçların litolojik, petrografik ve mineralojik özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu birimleri ve yan kayaçları temsil eden taze, kısmen altere ve altere birimlerden toplam 168 örnek alınmıştır.

Bunun yanı sıra mineralojik zonlanmayı belirlemek amacıyla numune alımı sırasında hidrotermal alterasyonu sağlayan fay zonları boyunca ve faydan uzaklaşarak uygun görülen litolojilerden sistematik örnekleme yapılmıştır. Sarıbeyli-Sığırlı ve Tepeköy ocaklarında genellikle 2-3 m aralıklarla örnek alınırken, uygun görülen yerlerde bu aralık daha da daralmış yada artmıştır. Bodurlu ocağında ise ocak içerisinde bulunan altı adet çatlak sisteminden ve bunların arasındaki kaolenleşmenin gerçekleştiği bölümlerden seri örnekler alınmıştır.

2.2 Laboratuvar Çalışmaları

Çalışma alanının jeolojik ve mineralojik özelliklerini ortaya koyabilmek için birçok laboratuvar tekniğine başvurularak alınan numuneler üzerinde incelemeler ve analizler yapılmıştır.

2.2.1 Mikroskop çalışmaları

Çalışma alanındaki kayaç türlerini saptamak amacıyla 50 adet örneğin ince kesitleri yaptırılmıştır. Bu örneklerden 25 tanesi Pamukkale Üniversitesi ince kesit laboratuvarında ve diğer 25 kesit ise İTÜ laboratuvarında yaptırılmıştır. İnce kesit

örnekleri İTÜ Dedeman Optik Mineraloji Laboratuvarında DM 750P Leica marka polarizan mikroskobunda ve Leica DM4500P araştırma mikroskoplarında incelenmiştir.

2.2.2 X-Işınları difraktometre (XRD) çalışmaları

Sarıbeyli-Sığırlı-Bodurlu ve Tepeköy kaolen ocaklarından alınan 99 adet kayaç ve kil örneğinden mineralojik açıdan irdelenmesi için X-ışınları Difraktometre (XRD) analizleri İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü XRD laboratuvarında Bruker D8 Advance markalı cihazda yapılmıştır. XRD analizlerinde $CuK\alpha$ radyasyonu, LynxEye detektörü, 40 mA, 40 KV kullanım şartları ve $< 2 \mu m$ altı yönlendirilmiş numunelam üzerine pasta gibi yayılarak $4^\circ 2\theta/dk$ tarama hızı ile çekim yapılmıştır. Tüm kayaç örneklerinin tozlarından normal çekim yapılmıştır. Kristallografik özelliklerini ve kaolen alt gruplarını belirlemek amacıyla kaolen mineralleri $2 \mu m$ altına indirilerek XRD çekimleri yapılmıştır.

2.2.3 Taramalı elektron mikroskobu (FE-SEM) çalışmaları

Kil ve alüinitce zengin tüm kayaç örneklerinin mikromorfolojik özelliklerini belirlemek için 14 adet örneğin ESEM analizi Georgia Üniversitesi'nde (UGA) Zeiss 1450EP ESEM marka cihazla yapılmıştır. Ayrıca üç adet kil örneği İTÜ Kimya-Metalürji Fakültesi Laboratuvarında JEOL JSM 7000F model taramalı elektron mikroskobu (FE-SEM) kullanılarak tanımlanmıştır.

2.2.4 Duraylı izotop çalışmaları

16 adet kaolenit örneğinin O ve H duraylı izotop analizi Georgia Üniversitesi duraylı izotop laboratuvarında çalışılmıştır. Bu örneklerden 4 tanesi Bodurlu, 3 tanesi Tepeköy, 9 tanesi Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarına aittir. H izotobu numunelerinin analizi için örnekler cam tüp içerisine yerleştirilip kuvars yünü ile kapatılmış ve daha sonra sıralı olarak hidrojen konvensiyonel vakum hattına yerleştirilmiştir. Vakum hattında Ni alevi ile ısıtılan numune tüplerden ile H_2O elde edilmiştir. Vakum hattının diğer ucunda içerisinde küçük Zn metal parçaları içeren tüpler bulunmaktadır, bu tüple aktarılmış ve Zn tüpleri vakum hattından ateşle kesilmiştir. Bu tüpler kütle spektrometresinde ölçüm yapılmadan önce $480^\circ C$ 'de 10 dk bekletilip kütle spektrometresinde ölçüm yapılmıştır. Standart olarak V-SMOW kullanılmış ve bu V-SMOW standardı binde (‰ , permil) cinsinden sunulmuştur. δD değeri KGA

standart sapma binde 2.8 (n=14) dir. Hidrojen analizleri Finnigan MAT 252 veya Finnigan Delta E kütle spektrometresinde çalışılmıştır.

O izotop analizi için kullanılan tekniğin adı Rapid Heating Defocused Beam (RHD) olup Wisconsin Univeritesi tarafından geliştirilmiştir. Bir mg mineral hassas terazide ölçülerek 2 mm genişliğinde 1 mm derinliğinde nikel numune kalıplarına koyulup, sıkıştırılır. Bu numune kalıpları 5 mol HCl ve % 95 lik etanol ile temizlenmiş 105°C fırında kurutulmuştur. Ayrıca non-manyetik olmalarını sağlayan bir cihazla olası kontaminasyonlardan korunmuştur. Numune kalıpları numune kutusuna yerleştirilip 10^{-4} den 10^{-5} e vakum uygulanır. Sisteme bir miktar BrF_5 70-100 torr basınçta (~1000-1300 μmol) ilave edilir. Bu gaz sisteme girip reaksiyonu tetikledikten sonra diğer bişenlerle reaksiyona girmeden uzaklaştırılır. CO_2 lazer kullanılarak toz halindeki mineral ısıtılır, önce düşük watt'a enerji ile başlanır ve aşamalı olarak artırılır (>17 W). Isıtılan mineral çok kısa bir süre içerisinde eriyik haline gelir. Ergime sonucu oluşan gazdan diğer izotop O konvensiyonel vakum hattından geçirilerek CO_2 elde edilir. Burada dikkat çeken grafit çubuğu kullanılmasıdır. Yaklaşık 2000°C ye kadar ısıtılan grafit % 70-80 oranında reaksiyona girerek CO_2 bileşimini oluşturur ve numune tüpüne aktarılıp kütle spektrometresinde ölçüm gerçekleşir. Kullanılan KGA standardı için sapma binde 0.28 dir. Oksijen analizleri Finnigan MAT 252 kütle spektrometresi kullanılmıştır.

Bodurlu ocağından yeterli miktarda sülfat minerali elde edilemediği için S izotop analizleri Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarından alınan 9 alümit minerallerinden yapılmıştır. Örnekler V_2O_5 , SiO_2 ve saf Cu metali tozu ile karıştırılmış cam tüp içerisine kuvars yünü ile ağzı kapatılarak yerleştirilmiştir. Bu oluşturulan bileşim 1050°C'de reaksiyona sokulmuş ve konvensiyonel vakum hattı yardımı ile çeşitli sıcaklık değerleri kullanılarak SO_2 çıkartılmıştır. Saf halde elde edilen SO_2 Finnigan MAT 252 kütle spektrometresinde ölçülmüştür. Standartlar yine laboratuvarında IAEA-S1 ($\delta^{34}\text{S}=-0.3\text{‰}$) and NBS-123 ($\delta^{34}\text{S}=+17.44\text{‰}$)'ye göre kalibre edilerek hazırlanmıştır. Örneklerin izotop sonuçları bu standartlar kullanılarak normalize edilmiştir ve Canyon Diablo Troilit Meteoriti (VCDT) izotopsal bileşimi ile karşılaştırılarak verilmiştir.

2.2.5 Kimyasal analizler

Seçilen 17 adet tüm kayaç ve 28 adet kaolinit örneğinden majör oksitler ve minör oksitler TIGER model Bruker cihazı kullanılarak XRF (X-Ray Fluoresans) yöntemiyle ölçülmüştür. Toprak elementleri ise Laser Ablation Perkin Elmer SCIEX/ELAN DRC-e cihazı kullanılarak ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) cihazı İTÜ Jeokimya Araştırma Laboratuvarından yararlanılarak ölçülmüştür.

19 kaolen numunesi ACME analitik analiz laboratuvarına gönderilmiş iz ve nadir toprak elementleri analizleri yapılmıştır.

2.2.6 Ar/Ar yaş analizleri

Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarından alınan saf alünit mineralleri University of Michigan - Ann Arbor laboratuvarında Ar-Ar metodu ile yaş analizleri yapılmıştır.

2.2.7. Diferansiyel termal analizi-termal gravimetri (DTA-TG) analizi

İnceleme alanına ait 3 kaolinit ve 2 alünit örneklerinin İTÜ, Kimya Metalurji Fakültesi laboratuvarlarında DTA-TG analizleri yapılmıştır.

2.3 Büro Çalışmaları

Arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen verilerin düzenlenmesi ve yorumlanması bu aşamada gerçekleştirilmiştir. Öncelikli olarak veriler değerlendirilmek üzere Microsoft Excel ve Word programları ile oluşturulmuş tablolara aktarılmış ve Microsoft Excel ve GCDkit programlarında diyagramlar oluşturulmuştur. Bunun yanında gerekli olan fotoğraf, şekli ve haritalar CorelDrawX5 programı ile düzenlenip çizilmiştir.

2.4 Önceki Çalışmalar

Bölgede yapılmış olan çalışmalar iki başlık altında toplanmıştır, bunlardan ilki bölgenin geneljeolojik özellikleri ve magmatizma ile ilişkili çalışmalar, ikincisi ise volkanik birimlerin alterasyonu ile gelişmiş oluşumlara ait çalışmalardır.

2.4.1 Jeolojik ve petrografik çalışmalar

Biga yarımadası ve çevresinde bölgenin jeolojisi ve petrografisi ile ilgili bir çok kapsamlı çalışma yapılmıştır. Özellikle son yıllarda Biga Yarımadası magmatik kayaçlarının jeokimyasal özellikleri bir çok çalışmaya konu olmuştur. İnceleme alanı ve çevresinde yapılan belli başlı çalışmalar tarih sırasına göre aşağıda özetlenmiştir.

Benda (1971) Batı Anadolu Tersiyer yaşlı çökel, volkanik ve sedimanter kayaçlarını incelemiştir. Gölsel çökellerdeki polen ve spora dayanarak volkanik kayaçların yaşlarının 18,2-19,8 My aralığında olduğunu tespit etmiştir.

Borsi ve diğ. (1972) Batı Anadolu'da yaptıkları petrolojik ve jeokronolojik çalışmalarda bölgedeki volkanizmanın Alt-Orta Miyosen yaşlı ve kalkalkalen nitelikte olduğunu belirlemiştir.

Bingöl ve diğ. (1973) Biga yarımadasında Karakaya formasyonunun özelliklerini tanımlamış ve bu çalışma ile bölgenin genel stratigrafisini ortaya koymuşlardır.

Krushensky (1976) Kazdağ masifinin doğusunda yaptığı çalışmada bölgenin genelde Orta Miyosen yaşlı riyodasit, kuvarslatit, türünde volkanik kayaçlardan oluştuğunu belirlemiştir. Yapılan jeokimyasal ve petrokimyasal çalışmalarda ise bu birimlerin yiten bir okyanus kabuğunun kısmi ergimesi ile oluşmuş kalkalkalin karakterde kayaçlar olduğunu belirtmiştir.

Ercan (1979) Batı Anadolu'da Tersiyer ve Kuvaterner boyunca etkinliğini sürdüren kalkalkalin ve alkalin nitelikli volkanizmanın petrolojik özelliklerini incelemiş ve farklı birimler arasında karşılaştırmalar yapmıştır.

Siyako ve diğ. (1989) Biga ve Gelibolu Yarımadası'nın Tersiyer jeolojisi ve Hidrokarbon olanaklarını incelemiştir. Çalışılan bölgede Tersiyer sırasında, aralarında önemli yükselme ve aşınma safhaları olan, Maestrihtiyen-Erken Eosen, Orta Eosen-Oligosen, Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner olarak dört çökelme evresi ayırt etmişlerdir.

Okay ve diğ. (1990) Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik yapısı ile ilgili çalışmalar yapmışlardır. Bu çalışma kapsamında Gelibolu ve Biga Yarımadası'nda KD-GB yönünde uzanan Tersiyer öncesi dört tektonik zon ayırtlamışlardır. Bunlar kuzeybatıdan itibaren, Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya zonlarıdır.

Savaşın ve Güleç (1990) Batı Anadolu'daki magmatik aktivitenin, bölgenin tektonik gelişimi ile yakından ilgili olduğunu belirtmişlerdir. Geç Miyosendönemine kadar aktif olan sıkışma rejiminin Menderes Masifi'nin metamorfikleriiçine yerleşen kalkalkalin volkanikleri ve bunların plütonik birlikleri, GeçMiyosen'den sonra aktif olan gerilme rejiminin de alkalin volkanikler ile temsiledildiği belirlemişlerdir. Yapılan iz element ve Sr-Nd izotop analizleri ile kalkalkalin volkaniklerin manto ve kabuk arasında etkileşimin bir ürünü olduğu,alkalin volkaniklerin ise mantodan kaynaklandığı sonuçlarını elde etmişlerdir.

Yılmaz (1990) Batı Anadolu'daki volkanik aktivitenin sıkışma rejimialtında Geç Oligosen-Erken Miyosen boyunca başladığını belirterek, bu periyotta andezitik ve dasitik kalkalkalin kayalar ve bunlara eşlik eden granitik intrüzyonların gelişimini ortaya koymuştur.

Güleç (1991) Türkiye'nin batısındaki Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkaniklere ait jeokimyasal çalışmalar yapmış ve kabuk ile manto etkileşimini ortaya koymuştur.

Ercan ve diğ. (1995) Kuzeybatı Anadolu'daki Tersiyer volkanizmasının bölgesel yayılımını incelemişlerdir. Volkanik kayalarda petrografik, jeokimyasal ve izotop çalışmaları yapmışlar ve bunun sonucunda Eosen yaşlı "Balıklıçeşme volkanitleri", Oligosen yaşlı "Çan volkanitleri", Üst Oligosen yaşlı "Kirazlı volkanitleri", Alt-Orta Miyosen yaşlı "Behram volkanitleri", Orta Miyosen yaşlı "Hüseyinfaki volkanitleri" ve Üst Miyosen yaşlı "Ezine Bazaltı" olmak üzere altı farklı volkanik etkinlik saptamışlardır.

Karacık (1995) Ezine ve Ayvacık civarında yaygın olarak yüzeyleme veren genellikle genç volkaniklerin (Senozoyik volkanikleri) ne tür kayalardan oluştuğunu, bölgede izlenen plütonik kayalar ile volkanik kayaların ilişkisini, plütonik-volkanik topluluk arasındaki petrolojik ilişki, yaş ilişkisi ve gelişim ortamlarını ortaya koymuştur.

Genç (1998) Oligosen – Orta Miyosen boyunca Bayramiç ve civarında gelişen plütonik ve volkanik kayaçları incelemiştir. Magmatik evrenin alt volkanik birlik ile ilişkili Evciler granit intrüzyonu ile başladığını, bunu üst volkanik birliklerinin takip ettiğini belirtmiş, K-G sıkışma rejimi altında gelişmiş bu birimleriBayramiç magmatik kompleksi olarak isimlendirmiştir

Aldanmaz ve diğ. (2000) Batı Anadolu bölgesinde Eosen çarpışmasını takiben gelişen volkanizmayı incelemişlerdir. Çarpışmayla ilgili olarak, volkanizmanın erken safhalarında gelişen (< 21 My) lavları, bazaltik andezit piroklastikler ve riyolit bileşimleri kayaçları ve daha sonra gerilme havzalarında oluşan lavları ise, bazalt daykları ve andezitlerinin her ikisinin de kalkalkalen ve şoşonitik karakterlerde olduğunu belirtmişlerdir.

Yılmaz ve diğ. (2001) KB Anadolu'da Biga Yarımadası güneyi ve Kozak bölgesindeki iki magmatik birliği karşılaştırmışlar ve bunların tektonik ve jeokimyasal yapılarını ortaya koymuşlardır.

Innocenti ve diğ. (2005) Batı Anadolu'da Miyosen'den bugüne magmatizmanın üç farklı evrede geliştiğini ve bunların kaynaklarının farklı olduğunu belirtmiştir.

Aldanmaz ve diğ. (2006) KB Türkiye'de Geç Senozoyik'te gerilme süreçleriyle ilgili olarak gelişen OIB tipi alkalın volkanik kayaları incelemişlerdir.

Altunkaynak (2007) İzmir-Ankara- Erzincan Sütur Zonu'nun (IAESZ) kuzeyinde D-B gidişli bir kuşaktan oluşan çarpışma sonrası Eosen magmatizmasının jeokimyasal ve yaş verilerinin dalan bir levhanın kırılma modelini desteklediğini belirtmiştir.

2.4.2 Batı anadolu epitermal oluşumlarıyla ilgili yapılmış çalışmalar

Ağdemir ve diğ. (1994) Balya epitermal alterasyon sistemi ile ilgili yaptıkları çalışma ile sistemin zonlanmalarını ve mineralojik bileşimini ortaya koymuşlardır.

Pirajno (1995) Doğancılar Au-Cu ocağının asidik ve dasidik piroklastikler birimler içerisinde bulunduğunu ve mineralojik bileşiminin kaolinit, dikit ve profillit mineralleri olduğunu belirtmiştir.

Yılmaz (2003) Kuşçayırı ocağın andezitik lav ve akma domları şeklindeki bir yapıda olduğunu cevherleşmenin andezitik, dasitik volkanoklastikler ve kuvars-feldispat porfiri sokulumunun kantağında geliştiğini belirtmiştir. İçerdiği mineral birliğinde ise pirit, kalkopirit, hematit, malakit, magnetit, arsenopirit, realgar bakır gözenekli kuvars, alünit, profillit, kaolinit diğer alterasyon mineral birliklerini tespit etmiştir. Ayrıca araştırmacının bölgede yaptığı diğer araştırmalarda elde ettiği veriler; Sarpdağı ocağının Oligosen yaşlı andezitik lavlar, piroklastikler ve Pre-Triyas yaşlı şistler içerisinde yer aldığını ve mineralojik bileşiminin kalsedonik kuvars olup ileri arjilik mineralleri olan kaolinit, dikit olduğunu belirtmiştir.

Cunningham-Dunlop ve Lee (2007a) Ağı Dağı epitermal sisteminin felsik ve ortaç bileşimli kayaçlar içerisinde akma domu şeklinde geliştiğini ve mineral birliğinin pirit, enarjit, covellin, galen, molibden, ikincil mineralleri kuvars, kalsedon, alünit ve pirofillit olduğunu tespit etmişlerdir.

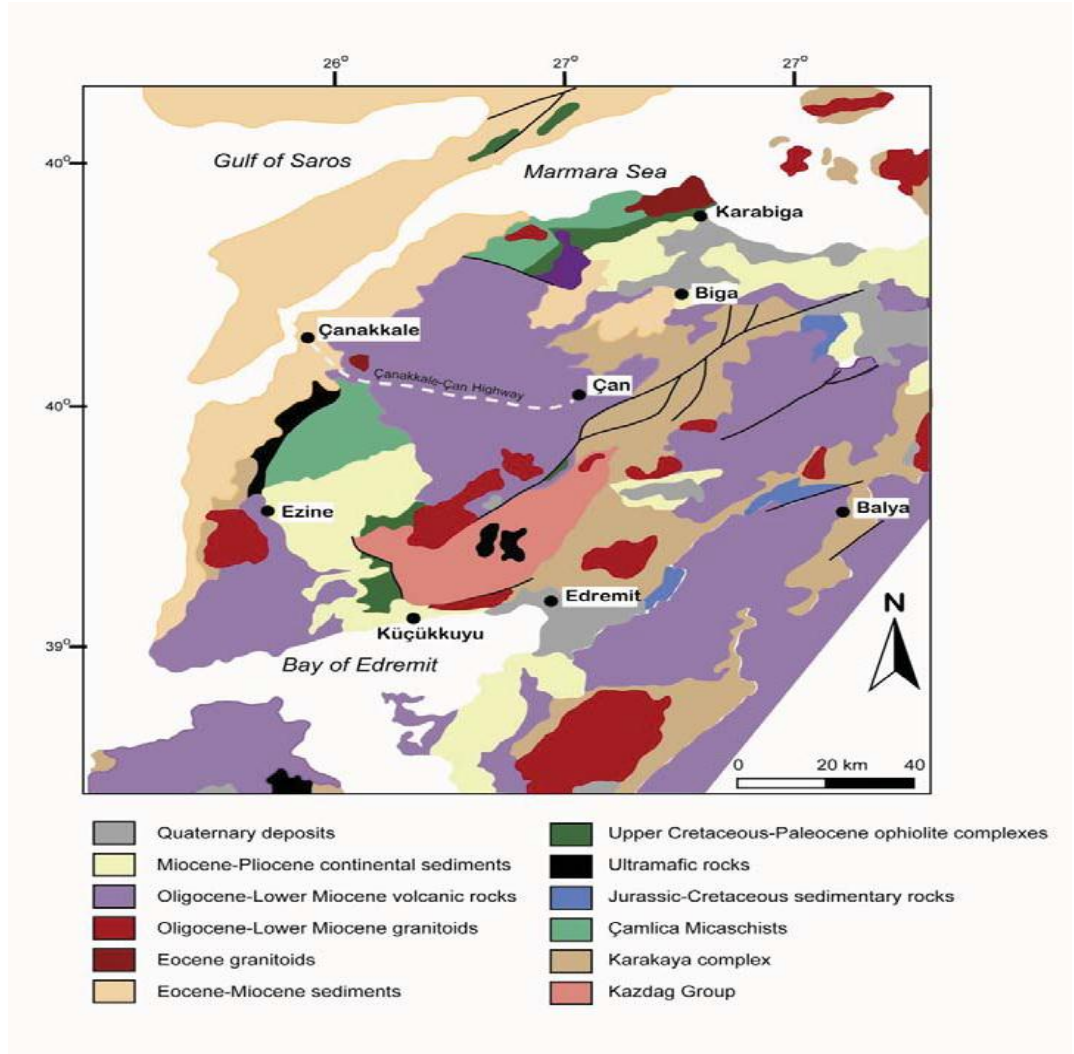
Bozkaya ve Gökçe (2008) Kuru (Çanakkale) kurşun-çinko yataklarını incelemiş ve cevherleşmenin oluşum mekanizmasını belirlemişler ayrıca cevherin kökensel incelemesini yapmışlardır.

Bozkaya ve diğ. (2011) Arapuçurandere çinko-kurşun cevherleşmesinin kökeni ve oluşum mekanizmasını ortaya koymuşlardır.

Yiğit (2012) Oligosen yaşlı Kirazlı epitermal sisteminin andezitik, dasitik lavlar intrüzifler ve volkanoklastikler içerisinde bulunduğunu ve akma domu şeklindeki sistemin mineralojik bileşiminin alünit, kaolinit ve dikit iken, yüksek miktarlardaki altın mineralizasyonun da oksidasyon zonunda bulunduğunu belirtir.

3 BİGA YARIMADASI BÖLGESEL JEOLJİSİ

Çalışma alanı Kuzey Batı Anadolu’ da, Sakarya zonunun batısında Biga Yarımadasının kuzeyinde bulunmaktadır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1: Biga Yarımadası bölgesel jeoloji haritası, (Okay ve Satır 2000, Ünal,2010).

Biga Yarımadasında yer alan Pre-Tersiyer kayalar ve onları üzerleyen Tersiyer kayalardan oluşur (Okay ve diğ., 1991). Temel kayaları başlıca metamorfiklerden, üzerleyen birimler ise Eosen-Miyosen yaşlı deniz sedimanları ile temsil edilir. Eosen

ve Oligo-Miyosen yaşlı granodiyoritler ve bunlarla ilişkili volkanik birimler bölgede izlenen en yaygın birimlerdir. Geç Miyosen-Pliyosen volkanikleri ve silisiklastik sedimanter kayaçlar ise en genç birimleri oluşturmaktadır.

3.1 Biga Yarımadası Pre-Tersiyer Temel Kayalar

Biga yarımadasının temel kayaları Paleozoyik yaşlı yüksek dereceli metamorfik kayaçlardır (fillit, amfibolit, mermer, meteperidotit ve gnays) ve bu birimler Kazdağ Masifi (Okay ve diğ., 1991) veya Kazdağ Grubu (Okay ve diğ., 1991) veya Kazdağ Metamorfik Kopleksi (Okay ve Satır, 2000) olarak adlandırılır. Bu Paleozoyik metamorfik temel tektonik olarak Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi tarafından üzerlenir. Karakaya kompleksinin metamorfik kayaları (metabazitler, mermerler, şist ve fillitler) genellikle yeşilşist fasiyesi metamorfikleri ile temsil edilir (Bozkurt ve Mittwede, 2001; Okay ve Göncüoğlu, 2004). Karakaya kompleksi Jura-Alt Kretase sedimanter kayaçları ve Üst Kretase-Paleosen yığışım melanjı tarafından üzerlenir (Okay and Satır, 2000). Bu birimlere ek olarak Biga Yarımadasının Pre-Tersiyer temelinde farklı bir metamorfik topluluk da, Okay ve diğ. (1991) ve Okay ve Satır (2000) tarafından ayrılmıştır. Çamlıca Metamorfikleri olarak adlandırılan ve mikaşistlerden oluşan bu birim tektonik olarak ultramafik kayaçlar tarafından üzerlenir.

3.2 Biga Yarımadası Tersiyer Kayalar

Biga Yarımadasında temeldeki Tersiyer öncesibirimler sedimanter, volkanik ve volkano-sedimanter (tersiyer yaşlı) kayaçlar tarafından üzerlenir. Tersiyer kayaçlarla ilgili detaylı bilgiler aşağıdaki bölümlerde ayrıbaşlıklar altında verilmiştir.

3.2.1 Neojen sedimanları

Çökel birimler Eosen-Miyosen yaşlı denizelve Miyosen-Pliyosen yaşlı kıtasal sedimanlardan oluşur. Biga Yarımadasında izlenen Eosen-Miyosen sedimanları çoğunlukla denizeldir ve konglomera, kumtaşı, siltaşı, çamurtaşı, marl, kalkarenit ve oolitik-neritik kireçtaşından oluşurken Miosen-Pliyosen birimlerise konglomera, kumtaşı ve çamurtaşını içeren kıtasal sedimanter kayaçlarla temsil edilir(Siyako ve diğ., 1989).

3.2.2 Senozoyik magmatizması

Sakarya Kıtası ve Anatolid-Torid Platformu arasında Geç Paleosen-Erken Miyosen’ de (Bozkurt ve Mittwede, 2001) Neo-Tetis okyanusunun kapanmasını takiben gelişen çarpışma rejmi ile bölgede (Geç Erken Eosen, Yılmaz ve diğ., 1995; Genç ve Yılmaz, 1995) yaygın bir magmatik aktivite gelişmiştir. Bumagmatik aktivite başlıca granitik plütonlar ve bunlarla ilişkili volkanik birimler üretmiştir.

Biga Yarımada’sında Senozoyik magmatizması başlıca iki ürün vermiştir. Bunlar; i) Orta Miyosen- Miyosen Kalkalkalen birliği ve ii) Geç Miyosen alkalin birliğidir (Güleç, 1991; Aldanmaz, 2000; Yılmaz ve diğ., 2001; Altunkaynak, 2007; Altunkaynak ve Genç, 2008). İlk birliğin gelişimi yitim ve çarpışmayla ile açıklanırken (Yılmaz ve diğ., 2001; Altunkaynak, 2007; Dilek ve Altunkaynak, 2009), ikinci birliğe gerilme rejimi ile ilişkili olarak gelişmiştir (Güleç, 1991; Aldanmaz, 2000; Yılmaz ve diğ., 2001).

4. ÇALIŞMA ALANI VE ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ

Çalışma alanı, temelde Pre-Tersiyer metamorfik ve ofiyolitik topluluklar, bunları uyumsuz olarak örten Neojen havza çökelleri ve bölgenin neredeyse tamamında etkili olan ve Eosen'den başlayıp Pliyosen'e kadar aralıklarla devam eden magmatik aktivitenin ürünlerinden oluşur (Şekil 4.1, Ek 2 ve 3).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK	SİMGE	GENEL JEOLJİ		
								LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	
SENOZOYİK	Kuvaterner	Holosen				8-10 m	Qal		Sıkışmamış kum ve blok taneleri	
									Uyumsuzluk	
	Tersiyer	Neojen	Pliyosen		Kulfa		70 m	Tk		Kumtaşı, çakıltası çamur matriksli andezit blokları
										Kiltaşı, tuf
										Volkanosedimanter kayalar İnce tabakalı ve laminalı silttaşı ve kiltası
										Linyit Konglomera
		Paleojen	Miyosen		Çan		250 m	Tça		Uyumsuzluk
										Sileks
										Tuf - Aglomera
Paleojen	Oligosen	Üst	Çan Volkanikleri	Lav Aglomera	Tüf Sileks		Tçv Tçva Tçvt Tçvs		Andezit, traki-bazaltik andezit bazaltik-andezit	
MESOZOYİK	Kretase		Üst	Çetmi Ofiyolit Melanlı			Tç		Uyumsuzluk	
									Serpantinit, kireçtaşı blokları ve metaşeyl	
PALEOZOYİK				Çamlıca Metamorfikleri			Kç		Tektonik Dokanak	
									Mermer, mikaşist metaklastik ve metaflaş	

Şekil 4.1 : Çalışma alanının ölçsüz dikme kesiti (Türkdönmez, 2007' den yararlanılmıştır).

4.1 Tersiyer Öncesi Metamorfik Kayaçlar

Çalışma alanı içerisinde metamorfik temel kayaçları yer almamaktadır. Bu nedenle çalışma alanına yakın alanlarda bölgenin temelini oluşturan metamorfik kayaçlar için önceki çalışmalardan yararlanılmıştır. Gelibolu ve Biga Yarımadası'nın temelini Tersiyer öncesine ait KD-GB yönünde uzanan dört tektonik zon oluşturur. Bunlar kuzeyden itibaren Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya Zonlarıdır. Çalışma alanının batısında hakim olan Ezine zonu karasal kökenli kayaçlardan oluşmaktadır ve KD-GB uzanımlı üç birimden oluşur. Bunlar; Karadağ Birimi, Denizgören ofiyoliti ve Çamlıca metamorfikleridir.

Çalışma alanının kuzeyinde ve kuzey batısında hakim olan metamorfik birim Çamlıca Metamorfikleridir. Çamlıca Metamorfikleri gri, kahverengi, yeşilimsi kahve ve kahverengimsi sarı renklerindedir, iyi foliasyonlu kuvars-mikaşistlerden oluşmaktadır (Ünal, 2009). Çamlıca metamorfiklerinin ilksel çökeltme yaşı bilinmemektedir, kuvarslı mikaşistlerden alınan üç örnekteki fenjitlerden elde edilen Rb/Sr izotopik yaşı 65-69 My. olarak belirlenmiştir (Okay ve Satır,2000). Çalışma alanının yine kuzey ve kuzeybatısında bulunan bir diğer birim; Ezine zonuna dahil olan düşük sıcaklık ve basıç metamorfik Permo-Karbonifer sedimanlardan oluşan Karadağ birimidir. Bu birim içerisindeki yaygın litoloji rekristalize kireçtaşlarıdır. Birime ait rekristalize kireçtaşı ve mermerler çalışma alanının en doğusunda Yuvalar köyü yakınlarında dere içerisinde koyu gri renkli ve masif rekristalize şekilde görülmektedir. Çalışma alanı güney ve güney doğusunda tanımlanmış olan bir diğer birim ise Çetmi Ofiyolitik Melanjıdır. Çetmi Ofiyolit Melanjı, Şengör ve Yılmaz (1981)'ın tanımladığı Rodop-Pontid parçasını Sakarya Zonu'ndan ayıran Pontid-içi kenedini temsil eder. Birim Okay ve diğ. (1990) tarafından tanımlanmış ve haritalanmıştır. Biga Yarımadası'nda geniş yayılım sunan, başlıca spilit, grovak, pelajik şeyl, serpantin ve radyolaritlerden oluşan, karmaşık ve düzensiz bir içyapıya sahip olan "Çetmi Ofiyolitik Melanjı" Geç Kretase'de yerleşmiştir (Şentürk ve Okay, 1984; Sümengen ve Terlemez, 1991). Çalışma alanı yakınlarında başlıca serpantin, kireçtaşı bloğu ve metaşeylden oluşan birimler mostra vermektedir. Çetmi Ofiyolit Melanjı'na ait birimler Geç Oligosen-Miyosen yaşlı Evciler Plütону tarafından kesilmekte ve Üst Oligosen-Miyosen yaşlı volkanik kayalar ile de uyumsuz olarak örtülmektedirler (Türkdönmez, 2007).

4.2 Tersiyer Kayaçlar

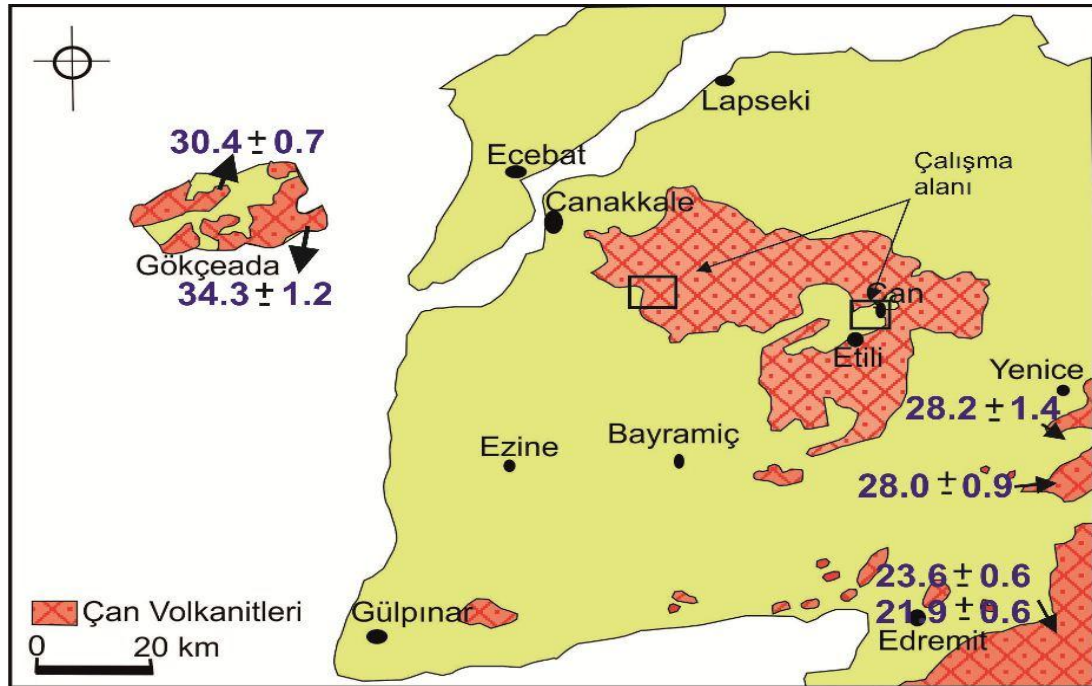
4.2.1 Çan volkanikleri (Tçv)

Çan-Etili çevresinde, Edremit dolaylarında, Çanakkale doğusunda ve Gökçeada'da yüzlekler veren volkanik kayalar Ercan ve diğ. (1995) tarafından "Çan Volkanikleri" olarak isimlendirilmiştir (Şekil 4.2.1). Bunlar, andezit, dasit, riyodasit türde lav, tuf ve aglomeralardan oluşmaktadır. İnceleme alanında Çan ve çevresinde ve Atikhisar Barajı KD' sında çok geniş bir alanda yayılım göstermektedir.

Çan volkanikleri tabanda Çamlıca Metamorfiklerini ve Çetmi ofiyolit melanjı üzerine uyumsuz olarak gelmektedir ve uyumsuz olarak Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Çan Formasyonu tarafından örtülmektedirler.

Çalışma alanı içerisindeki Çan Volkanitleri kaolen ocakları içerisinde bulundurması açısından önemli olup, detaylı olarak çalışılmıştır. Bunlar çalışma alanında lavlar, tüfler olmak üzere iki farklı kayaç türünden oluşmaktadır.

Ercan ve diğ. (1995), Krushensky (1976), Sümengen ve diğ. (1987) ve Dayal (1984) gibi araştırmacılar Çan volkanikleri için yaklaşık $23,6 \pm 0,6$ My ile $34,3 \pm 1,2$ My arasında değişen yaşlar bulmuşlardır. Hallaçlar formasyonun yaşı $23,6 \pm 0,6$ My, Yenice civarındaki andezitik lavlarda $28,2 \pm 1,4$, $28,0 \pm 0,9$ My (Dayal, 1984).



Şekil 4.2.1: Biga Yarımadası'ndaki Çan Volkanitlerinin yayılımı ve yaş verileri (Türkdönmez, 2007' den değiştirilmiştir).

Batı Anadolu genelinde ve Biga Yarımadası'nda Oligosen-Miyosen volkanizması birçok araştırmacı tarafından çalışılmış ve farklı isimler altında adlandırılmıştır. Bunlardan, Krushensky (1976), Edremit'in kuzeydoğusunda yer alan, başlıca riyodasit, dasit ve ender olarak da trakiandezit bileşimlerinden oluşan volkanikleri "Hallaçlar Formasyonu" olarak isimlendirmiştir. Saner (1985), Enez doğusunda Hisarlıdağ'da ve Keşan civarında gözlenen andezitik ve dasitik türde lav ve tüflerden oluşan volkanik kayaları "Hisarlıdağ volkaniti" olarak adlandırmış ve bu adlama Sümengen ve diğ. (1987) tarafından da kabul edilmiştir. Siyako ve diğ. (1989), Lapseki güneyi ve doğusundaki, Gelibolu, Bayramiç Çan bölgesindeki ve Edremit körfezi çevresindeki andezit, tuf ve aglomera türü volkanik kayaları "Doyran volkanikleri" olarak adlandırmışlardır. Ercan ve diğ. (1995) Çan-Etili çevresinde, Edremit dolaylarında, Çanakkale doğusunda ve Gökçeada'da yüzlekler veren andezit, dasit, riyodasit türde lav, tuf ve aglomeralardan oluşan volkanik kayaları "**ÇanVolkanikleri**" olarak isimlendirmişlerdir. Bu çalışmada bu adlama kullanılacaktır.

4.2.1.1 Lavlar (Tçva)

Çalışma alanında yer alan lavların tamamını Çan volkaniklerine ait lavlar oluşturmaktadır. Lavlar genel olarak kırmızımsı ve kahverengimsi renklindedirler ve arazinin genelinde masif bir görünüm sergilerken dar bir alanda ise katmanlanmalı yapı gösterirler. Masif andezitik kayaçlarda birbirine dik gelişmiş eklemler yaygın olarak görülmektedir. Bodurlu ve Akçalı köyleri arasında kalan alanda mostra veren andezitler yatay katmanlanmış (Şekil 4.2.1.1b) ve kalınlıkları 3-15 cm aralığında değişmektedir. Hidrotermal alterasyonun etkisiyle kayaçlarda renk değişimi söz konusu olup killeşme yaygın görülen alterasyon türüdür (Şekil 4.2.1.1c). Lavlar porfirik dokuludur ve plajiyoklas, piroksen ve yer yer biyotit fenokristalleri içermektedirler.

Çalışma alanında bulunan andezitik kayaçlar Kalburcular ve Terzialan köyleri arası, Yuvalar köyü ve çevresi, Sarıbeyli ve Sığırlı köyleri arasında masif yapıdadır. Çan ilçe merkezi yakınlarında Çanakkale-Çan yol yarmalarında (Şekil 4.2.1.1a) ve Akköy, Akçalı (Şekil 4.2.1.1b) ve Bodurlu köyleri civarlarında lavlar birkaç cm' den 1 m' ye kadar değişen kalınlıklarda akma sonucu gelişmiş katmanlanma gösterirler. Tepeköy-Tuzluk ocağı üzeri, Kalburcular köyü yakınlarında yaklaşık K-

G/45D doğrultulu ve 30-50 cm'ye değişen katmanlanma sergileyen lavlar bol çatlaklıdır. Akçal köyü ve Bodurlu Köyü çevresinde ise yataya yakın ve daha ince katmanlar şeklinde izlenmiştir.



şekil 4.2.1.1a : an-Yenice yolu bol eklemliler an Volkanitleri lav akıntıları (504677 / 4430100).



şekil 4.2.1.1b : Akçal Köyü yol üstü an Volkanitlerine ait yatay katmandan oluşan lav akıntıları (465142/443485).

Kalburcu, Yeniçeri çevresinde izlenen andezitler ileri derecede alterasyon nedeniyle koyu kahve, kırmızımsı renk almıştır. Kayaç içerisinde bulunan felsik mineraller tamamen killeşirken, mafik mineraller Fe-oksitlenmiştir. Yeniçeri köyünde andezitlerde çatlaklar boyunca yaygın biralterasyon gelişmiştir. Sarıbeyli-Sığırlı köyleri arasında mostra veren masif andezitik lavları oldukça çatlaklı bir yapıya sahip olup bu çatlaklar boyunca yükselen hidrotermal çözeltilerce alterasyona uğratılmışlardır (Şekil 4.2.1.1c). Bunun sonucu olarak da kayaçlar bol eklemli, çatlaklı, koyu kahve ve kırmızımsı renklindedir. Alterasyonun ilerlediği aşamalarda kayaçlar tamamen sarı ve turuncu renkler almışlardır.



Şekil 4.2.1.1c : Çanakkale-Çan yol yarmasında Çan Volkanitlerine ait altere andezitlerde çatlaklar boyunca gelişen demirli alterasyon (462175/4435015).

Andezitik kayaçlar metamorfik temel kayaçlar üzerine uyumsuz olarak gelmektedir, çalışma alanı içerisinde bu ilişkiyi gösterir bir mostra bulunmamaktadır. Çan volkanitlerine ait tüfler çalışma alanı içerisinde çoğunlukla lavları üzerlemektedir yalnızca Tepeköy-Tuzluk ocağında, Akköy ve çevresinde sınırlı alanda tüfler üzerine akmış lav akıntıları belirlenmiştir. Çalışma alanının en doğusunda Çan-Çanakkale

yolu yol yarmalarının bir çok kesiminde bu lav-tüf sınırı net olarak görülebilmektedir (Şekil 4.2.1.1d).



Şekil 4.2.1.1d : Çanakkale-Çan yol yarmasında altere lav-kaolenleşmiş tüfün faylı dokanağı (463252/4435112).

Çan Volkanitlerine ait lavların mineralojik bileşimleri ve dokusal özellikleri Çizelge 4.2.1.1a' da tanıtılmıştır.

Çizelge 4.2.1.1a : Çan Volkanitlerine ait lavların petrografik özellikleri (plj: plajiyoklas, kprx: klinoproksen, amf: amfibol, bio: biyotit).

Birimin Adı	kaya türü	mineral içeriği	dokusal özellikleri	alterasyon çeşidi
Çan Volkanitleri	andezit	plj+kprx	porfirik, kümülofirik	killeşme, serisitleşme,
	bazaltik- andezit	±amf±bio		demiroksitlenme, silisleşme,
	bazaltik- trakiandezit			

İnceleme alanı içerisinde bulunan lavlar başlıca andezitik bileşimdedir. Yoğun alterasyon nedeniyle mikroskobik ve makroskopik gözlemlerde bu kayaçları birbirinden ayırmak mümkün olmamıştır.

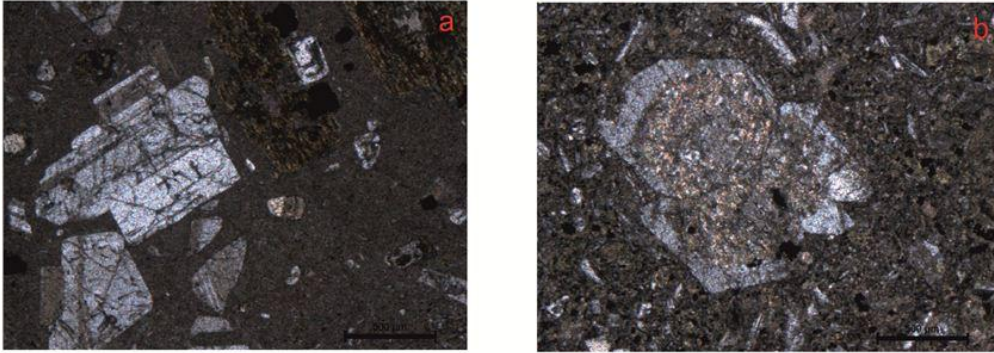
4.2.1.1.1 Lavların petrografik incelemeleri

Lavların petrografik incelemeleri aşağıda ayrıntılı olarak tanıtılmıştır. Lavlar içinde izlenen en yaygın mineralojik bileşim;

plajiyoklas+piroksen+amfibol+opak mineraller±biyotit olduğu belirlenmiştir.

Andezitik kayaçlar genellikle porfirik ve mikroporfirik dokuludur. Hamur çoğunlukla volkanik cam ve mikrolitlerden oluşmaktadır.

Çan volkanitlerine ait lavların içinde en yaygın olarak bulunan mineral plajiyoklastır. Plajiyoklaslar iri fenokristaller ve hamuru oluşturan mikrolitler olmak üzere iki farklı formda bulunmaktadır(Şekil 4.2.1.1e-f). Fenokristaller özşekilli ve yarı özşekillidirler. Boyutları oldukça değişken olan minerallerkayaç içerisine homojen olarak dağılmışlardır. Kenarlarından itibaren yeryer reaksiyon ve alterasyon izleri görülebilmektedir. Bazı kristallerin kenarları ise hamur tarafından kemirilmiştir.Fenokristaller içindeseyrek olarakmafik ve opak mineraller kapantı şeklinde izlenmektedir.Plajiyoklasların genelinde polisentetik ikizlenme görülmektedir. Zonlanma da plajiyoklaslarda oldukça yaygın olarak izlenmektedir.

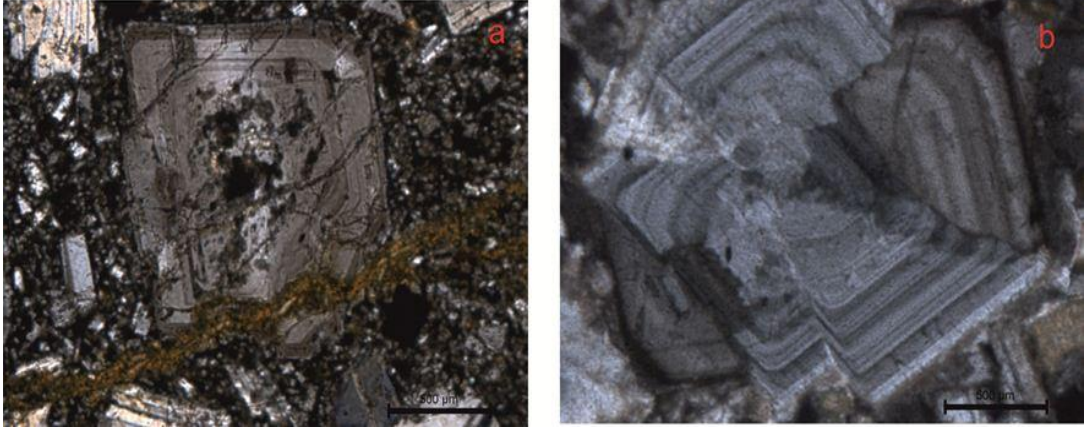


Şekil 4.2.1.1e : a) polisentetik ikizli ve yarı özşekilli plajiyoklas fenokristali ve çevresinde değişik boyutlarda özşekilli ve yarı özşekilli plajiyoklaslar, mikrokristalen hamur içerisinde b) merkezi kesimleri ileri derecede karbonatlaşmış, serizitleşmiş zonlu plajiyoklas fenokristali.

Sarıbeyli ve Yeniçeri köyleri çevresinden alınan örneklerde plajiyoklasların alterasyondan oldukça etkilendikleri görülmüştür. Alterasyona uğrayan bu

kayaçlarda gelişen ikincil mineraller ise serisit, kil ve karbonat mineralleridir (şekil 4.2.1.1e-f). Ayrışma genellikle mineralin çatlak zonları boyunca gelişirken, zonlanma gösteren plajiyoklaslarda alterasyon mineralin ortasından izlenmektedir.

Bu kayaçlardayaygın olarak izlenen mafik mineralise piroksenlerdir. Plajiyoklaslarda olduğu gibi piroksenlerde kayaç içerisinde iri fenokristaller halinde bulunur ayrıca hamurda mikro fenokristaller olarak da görülürler. Yapılan optik incelemede piroksenlerin öz şekilli ve yarı öz şekilli oldukları ve ($\sim 30^\circ$ - 40°) eğik sönme sergilediğitespit edilmiştir ve piroksenlerin klinopiroksenbileşiminde olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.2.1.1g).Mikrofenokristal formundaki piroksenler özşekilsizdir.Özşekilli fenokristallerin bazal kesitlerinde sekizgen oldukları ve belirgin olarak iki yönde birbirine dik dilinim sergiledikleri görülmüştür.



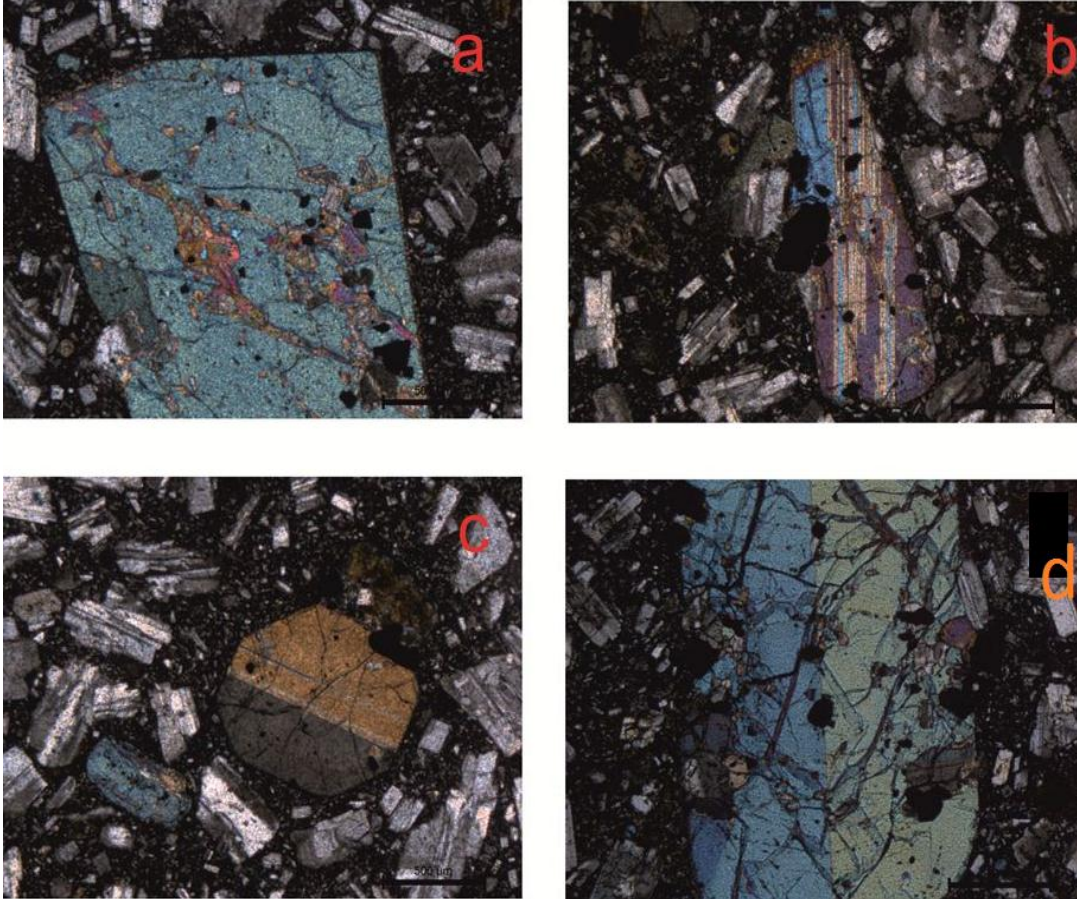
Şekil 4.2.1.1f : Zonlanma gösteren plajiyoklas fenokristalleri a) kristal ortasından itibaren alterasyon başlangıcı, b) zonlanmalı plajiyoklas.

Piroksen fenokristallerinin bir kısmında kristal kenarlarında reaksiyon varlığı görülmektedir. Budoku piroksenfenokristallerinin içinde bulunduğu hamur ile denge halinde olmadığını göstermektedir.

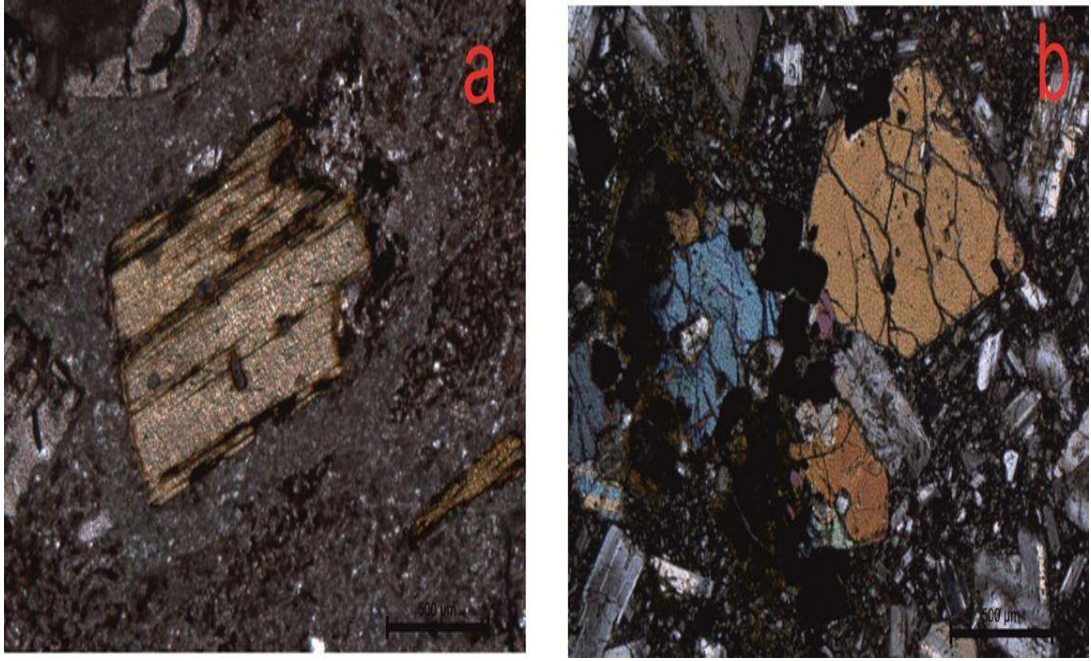
Piroksen mineralleri tek nikelde soluk yeşil ve yeşilin tonlarında görülürken çift nikelde 1. dizinin yüksek renklerinde polarize olmaktadır. Bazı piroksenlerde basit ikizlenme ve polisentetik ikizlenme görülmektedir. Birkaç örnekte zonlu piroksen fenokristalleride izlenmektedir.

Kayaçlarda piroksene oranla daha az izlenen amfibol ve biyotit mineralleri özşekilli ve yarı özşekilli olup alterasyondan oldukça etkilenmişlerdir (Şekil 4.2.1.1h). Özellikle demiroksitlenmeyaygın olup minerallerin optik özelliklerinin belirlenmesinigüçleştirmiştir.

Biyotit; genellikle özşekilli, kahverengi, koyu sarı, yeşilimsi renklerde fenokristaller halindedir. Bu fenokristallerde belirgin pleokroizma vardır ve paralel sönmektedirler. Biyotitlerde yaygın olan alterasyon kloritleşme ve opasitleşmedir. Alterasyon kayacın dilinim izleri boyunca gelişmiştir, bazı fenokristaller tamamen alterasyona uğramış, optik özelliklerini kaybetmiş durumdadır. Amfiboller ise, özşekilli ve yarı öz şekilli, kahverengi, koyu sarı ve yeşilimsi renklerde dirler, çoğunlukla alterasyondan etkilenmiş olan amfibollerde tek ve çift yönlü dilinimler belirgindir. Alterasyondan etkilenen amfibollerde kloritleşme, opasitleşme, karbonatlaşma dilinim izleri boyunca ve tüm minerali etkileyecek şekilde gerçekleşmiştir. Bazı amfiboller tamamen ikincil alterasyon minerallerine dönüşmüştür. Ayrıca klinopiroksen ve plajiyokaslardan oluşan mineral kümeleri kümülofirik dokuyu oluşturmuşlardır (Şekil 4.2.1.1h).



Şekil 4.2.1.1g : Poprfirik dokulu mikrokristalen hamur içinde plajiyoklas ve piroksen mineralleri, a) opak mineral kapanımlı özşekilli klinopiroksen b) polisentetik ikizlenmesi gösteren opak mineral kapanımlı piroksen c) özşekilli ve basit ikizli piroksen, d) basit ikizlenme gösterenbolçatlı ve kapanımlı piroksen.



Şekil 4.2.1.1h : a) öz şekilli, dilinim izleri boyunca demiroksitlenmiş biyotit b) piroksen ve plajiyoklaslardan oluşan mineral kümesi (kümülofirik doku).

4.2.1.2 Tüfler (Tçvt)

Çalışma alanında bulunan Çan volkaniklerine ait diğer bir birim ise tüflerdir ve geniş bir alanda yayılım gösterirler. Ayrıca incelemekte olduğumuz kaolen ocaklarının hepsi bu tüfler içinde bulunmaktadır.

Genel olarak tüflerin arazi içerisinde homojen olarak dağılmadığı görülmektedir. Tepeköy Çekiçler ve Mallıdere köyleri civarlarında bulunan tüfler beyaz, sarı, pembemsi ve koyu sarı renklindedir (Şekil 4.2.1.2a). Tepeköy tuf ocağı içerisinde tufün litolojik değişimi daha iyi gözlenebilmektedir(Şekil 4.2.1.2b).Tüfden meydana gelen lapiller ve bloklar ise nadir olarak içinde mineral bulundurmaktadır ve genel olarak onlarda kül tufü özelliği taşımaktadır. Tepeköy ocağının doğusunda bulunan Tuzluk ocağı ise ponza tuf özelliği taşır (Şekil 4.2.1.2c). Ocak içinde tabanda kültüfü hakimken yukarıya doğru çıkıldıkça lapilli ve blok bakımından zengin aglomera ve tüflere geçilmektedir. Lapilli ve blokları oluşturan kayaç parçaları çoğunlukla tuf nadir olarak koyu kahverengi, kırmızımsı porfirik dokulu andezit parçaları içermektedir. Bu tuf parçaları genel olarak kül tufü özelliği taşımaktadır ve nadir olarak içinde mineallerde bulunmaktadır. Tuzluk ocağı doğusunda bulunan Tuzluk ocağı ise pamis tufü özelliği taşımaktadır.



Şekil 4.2.1.2a : Sarı, pembe, beyaz ve kırmızı renkli bantlı tufün Tepeköy ocağından alınmış görüntüsü.



Şekil 4.2.1.2b : Pembemsi görünümlü andezit ve tuf blokları içeren bloklü tuf (Tepeköy).

Makroskobik olarak tuf içinde biyotit dışında tanınabilecek mineral bulunmamaktadır. Minerallerin tane büyüklükleri göz ile tespit edilemeyecek kadar küçüktür ve makroskobik olarak tuf içinde biyotit dışında tanınabilecek mineral bulunmamaktadır.



Şekil 4.2.1.2c : Tepeköy ocağı içerisinde masif görümlü beyaz renkli kül tufü, F: Çan fayı.

Bölgede yer alan tüflerin blok ve kül akma çökelleri özelliği sergiledikleri belirlenmiştir (Cas ve Wright,1987).

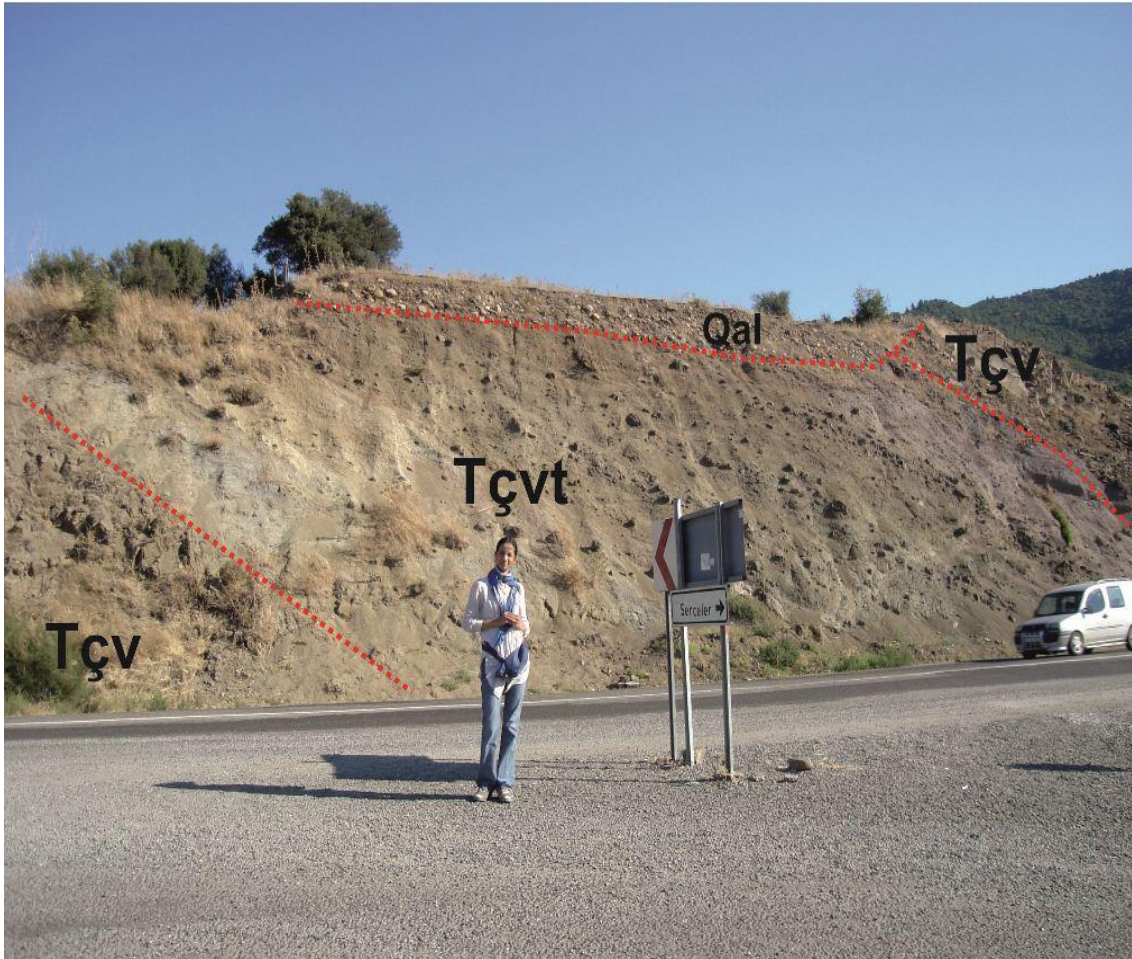
Atikhisar barajı, Sarıbeyli köyü, Sığırlı köyü, Bodurlu ve çevresini kaplayan tüfler ise genel olarak masif bir görünüm sunmakla beraber Tepeköy ocağı ve çevresinde görülen renklemelere bu ocaklarda pek rastlanılmaz. Fakat piroklastik malzemenin kendi içinde litolojik olarak sık sık değiştiği görülür. Sarıbeyli köyü girişinde Çanakkale-Çan yol yarmalarında yeşil renkli pamis tüfler bulunmaktadır ve bunlar bileşenleri birbirine oldukça kaynaşmış olup birbirine paralel ve yarı paralel yasılaşmış pamisparçaları içerir. Birim içinde yer koyu kahverengi porfirik dokulu andezit parçaları bulunmaktadır.

Sarıbeyli Köyü Çan-Çanakkale yol yarmalarında tüfler içerisinde homojen bir yapı hakim olmayıp yatay ve dikey yönlerde kısa mesafelerde farklılıklar göstermektedirler (Şekil 4.2.1.2d). Şekil 4.2.1.2d' de görüleceği üzere iki lav akıntısı arasında kalan tuf 1-2 m içerisinde bloklü tuf→lapilli tuf→kül tuf' e dereceli olarak geçiş yapabilmektedir. Lapilli tuf ve bloklü tuf içerisindeki kayaç parçaları andezitik

kayaç ve tuf parçalarından oluşmaktadır. Andezitik kaya parçalarında kahverengi ve kırmızı renkler hakimdir, tufler ise mor ve sarımsı renklerdedir. Bodurlu ve çevresinde tufler bloklu, lapilli ve kül tufü özelliği gösterirler ve alterasyon nedeniyle tabanda mor, üstte beyaz renklidirler (Şekil 4.2.1.2e).

Tufler birçok fay tarafından kesilmiş ve bol çatlaklıdır. Bu fay ve çatlaklar boyunca yükselen hidrotermal çözeltiler yoğun bir hidrotermal alterasyona neden olmuştur, bu alterasyonun etkisiyle de kayaçta farklı mineral bileşimlerine bağlı renklemeler meydana gelmiştir.

Çalışma alanı içerisinde tufler genel olarak lavların üzerini örtmektedir fakat Tepeköy-Tuzluk' ta, Akköy ve civarında tuflerin üzerine gelen lav akıntıları da izlenmektedir. Çan çevresi ve Harmanbelen köyleri yakınlarında Çan formasyonuna ait sedimanter kayaçlar tarafından örtülmüşlerdir.



Şekil 4.2.1.2d : Tuf ve lav dokanağı (Tçv: Çan Volkanikleri, Tçvt: Çan Volkanitlerine ait Tuf, Qal: Alüvyon).

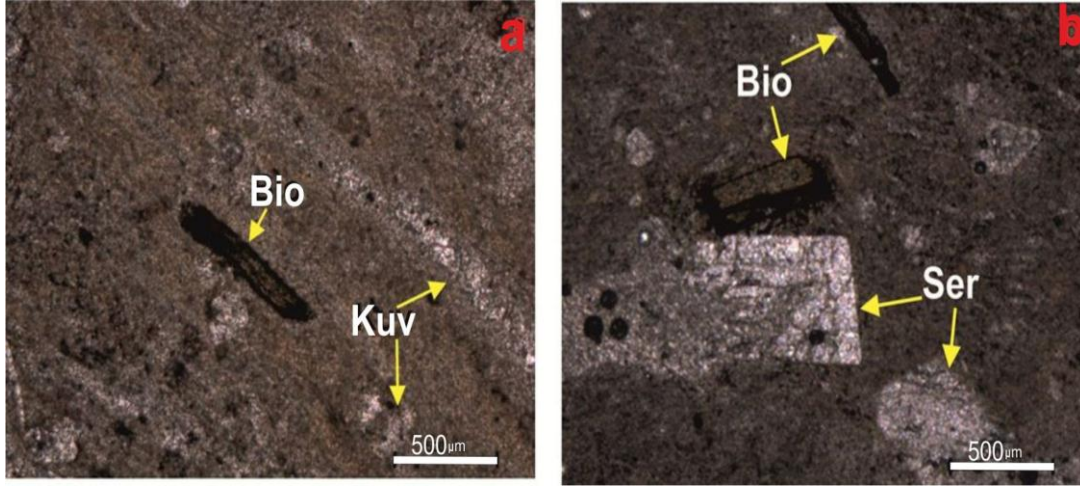


Şekil 4.2.1.2e : Mor renkli tuf ve andazit blokları içeren bloklı tuf, Bodurlu kaolen ocağı civarı.

4.2.1.2.1 Tüflerin petrografik incelemeleri

Çalışma alanında bulunan tüfler genel olarak %80-90 civarında mikrokristallerden oluşmaktadır. Bu kristaller ise genellikle altere biyotit, kuvars ve plajiyoklastır. Ayrıca volkanik cam kıymıklarında oldukça yaygındır. Tepeköy ocağının alt kesinden alınan örneklerinin ince kesitlerinde mikrokristalin malzeme neredeyse kayacın tamamını oluşturur. Kuvars bu grup içinde izlenen yaygın kristaldir, kayada bulunan boşluklar ikincil kuvars kristalleri ile doldurulmuştur. Ocağın üst kesimlerinden alınan örneğin ince kesitinde ise kristal oranı oldukça fazladır ve kristallerin genel olarak plajiyoklastlardan oluştuğu izlenmektedir. Mikrokristallerden oluşan kesimlerin neredeyse tamamı Fe-oksitlemiştir, bu oksitlenme kayaca pembe ve turuncu renkler

vermiştir. Bu ocağın doğusunda bulunan Tuzluk ocağında ise tuf içerisinde bulunan boşluklar ikincil kuvarslarla doldurulmuş.



Şekil 4.2.1.2.1a : Demir oksitli altere tuf a) mikrokristalen ve demiroksitlenmiş taneler içinde ponza kristalleri ve demiroksitlenmiş biyotit kristali, b) Tepeköy ocağının üst kesimlerinden alınmış örnek içinde mikrokristaller içinde gelişigüzel dağılmış altere plajiyoklas ve biyotit kristalleri, bio: Biyotit, kuv: Kuvars, Ser: Serizit.

Örneklerin çoğunda yoğun alterasyondan dolayı mineral tanımlaması yapılamamış, kayacın tamamen killeştiği belirlenmiştir.

Bodurlu civarından alınan örnekte ise yer yer kristal parçalarına rastlanılmıştır (Şekil 4.2.2e). Bunlar değişik boylarda kırılmış kuvars kristalleri ve altere plajiyoklaslardır. Kayaç içerisinde bulunan boşluklar ise ikincil kuvarslar tarafından doldurulmuştur.

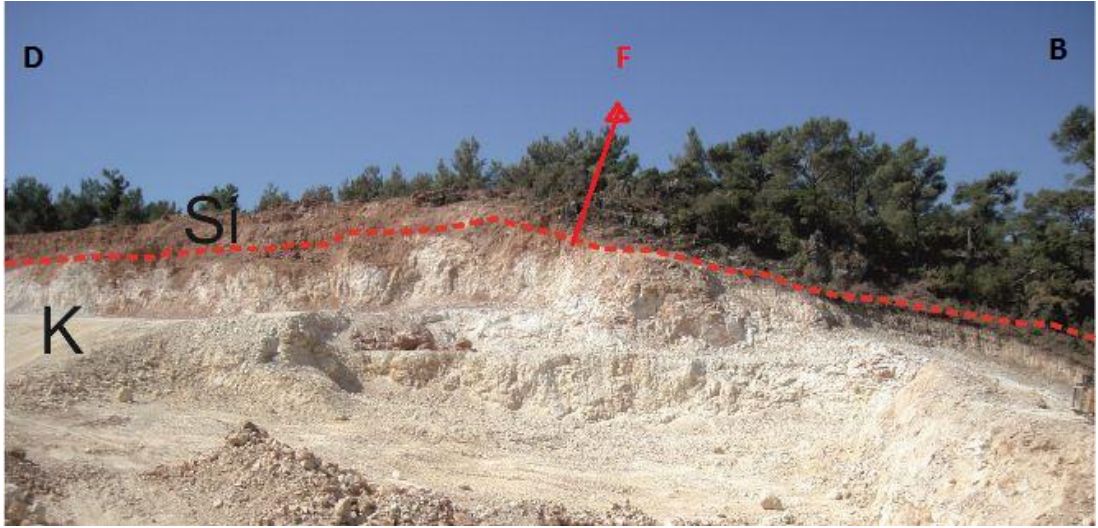
4.2.1.3 Silisifiye kayaçlar (Tçvs)

Çalışma alanında haritalanabilecek ölçekte geniş alanlarda silis zonları bulunmaktadır. Bu zonlar fay kontrollü olarak gelişmişlerdir ve genel olarak tepelerin üst kısımlarında bulunmaktadır. Silis zonlarının en yaygın olarak gözleendiği bölgeler Yuvakayası Tepe (S2), Selver Tepe, Pamuklar Tepe, Türkmen Konağı Tepe'lerinin zirveleridir. Bu zonlar volkanik kayaçlar içerisinde, masif yapıda, gri ve beyazımsı gri renklerde gözlenir.

Çalışma alanı içerisinde bu silisifiye zonlar etrafında genellikle volkanik kayaçlar bulunmaktadır ve yoğun bir şekilde alterasyondan etkilenmiş durumdadırlar. Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarında KB-GD fay zonları boyunca gri renkli masif silisifiye bir zon bulunmaktadır ve etrafında killeşme meydana gelmiştir (Şekil 4.2.1.3a).

Bodurlu ocağında bulunan KD-GB çatlak zonları boyunca gelişen silisleşme ile kayaç oldukça gözenekli bir yapı kazanmış olup gözenekli (vuggy) kuvars özelliğini taşımaktadır. Liçing (özütleme ve kaynama süresi) boyunca yüksek asidik suların ana kayayı yoğun bir şekilde etkilemesiyle oluşmuşlardır bu yüksek sülfidasyonlu epitermal sistemlerin tipik özelliğidir. Bu gözenekler hidrotermal çözeltinin getirdiği Fe-oksit ve kükürt mineralleri nedeniyle kahverengi, kırmızı ve sarı renklerde gözükmektedir. Killeşme bu çatlak zonları boyunca yaygın olarak gelişmektedir.

Bölgede meydana gelen silisleşme sonucu Tepeköy ve çevresinde bulunan tüfler oldukça sert bir yapı kazanmışlardır. Bu birimler sarımsı ve kırmızımsı renklerde olup, erozyona karşı diğer kayalara oranla daha dayanımlıdır.



Şekil 4.2.1.3a : Sa2 kaolen ocağındaki silisli kütle (Si: silisli kütle, K: kaolinit, F: fay).

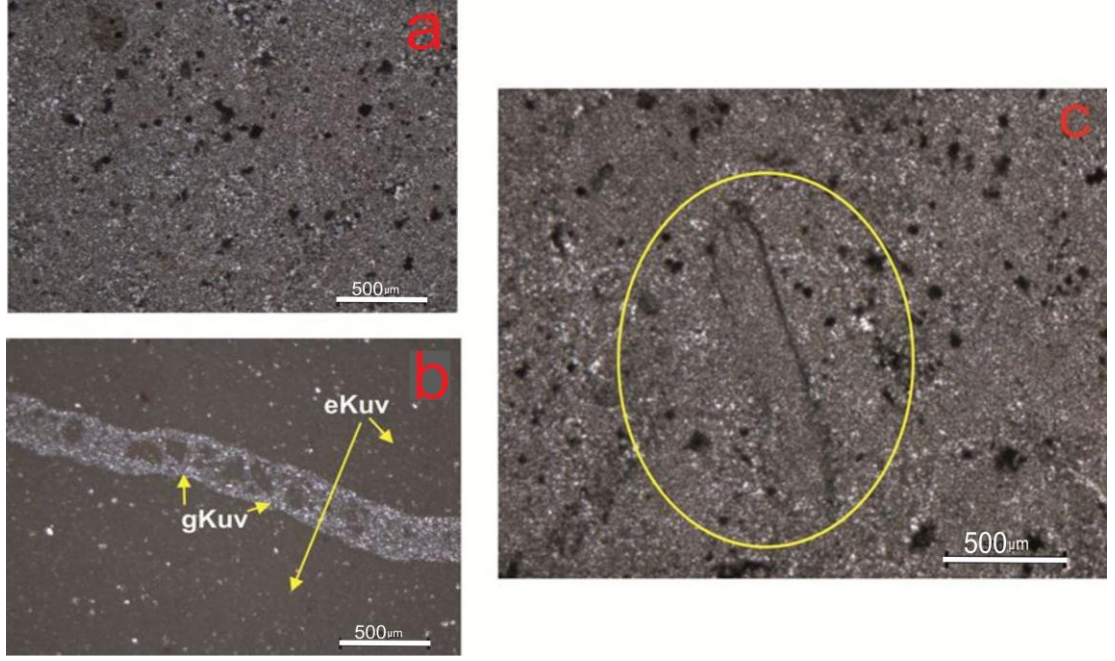


Şekil 4.2.1.3b : Çan kömür termik santrali yol üzeri grimsi ve kırmızımsı silisifiye tüf.

Silisifiye oluşumlar hidrotermal alterasyonun son evrelerinde silis bakımından zengin çözeltilerin bölgede bulunan tüfleri silisik alterasyona uğratması ile oluşmuşlardır. Bu yüksek sülfidasyonlu epitermal sistemlerde oldukça asidik çözeltilerin ana kayaca tamamen nüfuz edip onu özümlemesidir. Erken fazda meydana gelen silisleşmede oluşan kuvarslar genellikle orta büyüklükte, bantlı, tarak yapılı veya kolloform görünümlü olabilirler, geç fazda oluşanlar ise zonlu bir yapı sunarlar ve tane boyları kısadır. Bu kayalar silisin etkisiyle yüksek dayanıma sahip olurlar. Erozyondan ve deformasyondan diğer kayalara göre daha az etkilendikleri için bölgede yüksek topoğrafyalarda bulunurlar.

4.2.1.3.1 Silisifiye kayaların petrografik incelemesi

Bu ocaklardan alınan örneklerin ince kesitlerinde ana kayacın tamamen silisleştiği görülmektedir. Kayacı oluşturan mineraller sadece kuvarstan oluşmaktadır ve kuvars mikrokristalin özelliğini korumaktadır. Bunun dışında kayacın birkaç tane plajiyoklas mineralini tamamen silisleştiği fakat öz şeklini koruduğu belirlenmiştir. Sarıbeyli ocağı fay zonundan alınan örnekte yaygın olarak opak mineral bulunmaktadır (Şekil 4.2.1.3c). Bunun yanında bir kısım örnekte geç ve erken evrede oluşan kuvarslar belirgin olarak seçilebilmektedir (S2).



Şekil 4.2.1.3c : Silisifiye kayaç optik mikroskop görüntüleri a) Mikrokuvars veopak mineraller, b) Geç evrede ve erken evrede oluşan kuvarslar (eKuv: Erken evre kuvarısı, gKuv: Geç evre kuvarısı), c) Daire içindeki alan sisifiye olmuş bir minerale aittir.

4.2.1.4 Çan volkanitlerinin jeokimyası

Çalışma alanında Çan volkanitlerine ait en az oranda alterasyona uğramış 16 adet numune seçilerek majör, minör ve iz element analizi yapılmıştır. Bunlardan 13 tanesi lav örneği olup 3 tanesi tüftür (Çizelge 4.2.1.4a).

Çalışma alanında bulunan lavların SiO_2 içeriği % 48.78-62.26 arasında değişmektedir ve SiO_2 ortalaması % 55.71 dir. Buna göre lavlar genel olarak ortaç bileşimli kayaçlardan oluştuğu anlaşılmaktadır. Tepeköy ocağından alınan tüf örnekleri asidik karakterde olup % 69.7 SiO_2 içeriği ile riyolitik alana düşmektedirler. Sarıbeyli-Sığırlı ve Bodurlu ocaklarından alınan tüf ve lav örnekleri andezit, bazaltik-andezit ve bazaltik-trakiandezit bölgelerinde yer almaktadır.

Çan volkanitlerinden alınan örneklerin silise karşı toplam alkali içeriklerinin incelendiği Middlemost (1994) diyagramında örneklerin çoğunluğu andezit aralığında yer alırken, dört örnek bazaltik-andezit ve iki örnek bazaltik traki-andezit alanında yer almıştır (Şekil 4.2.1.4a). Tuzluk ocağından alınan tüf örnekleri riyolitik alanında yer alır. Sarıbeyli-Sığırlı ve Bodurlu ocaklarından alınan lav ve kısmen altere tüf örnekleri andezit aralığında yer almaktadır. Silis ve alkali içeriğinin incelendiği bir diğer diyagram olan Le Bas ve diğ. (1986) diyagramında benzer dağılımlar

gözlemlenmektedir ve lav örneklerinin çoğu andezit, bazaltik traki-andezit ve bazaltik traki-andezit alanında yer alırken Tepeköy-Tuzluk ocağından alınan bir örnek riyolit alanına iz düşmektedir (Şekil 4.2.1.4b).

Aynı örneklerin potasyum içeriklerini belirlemek için Le Maitre (1989)'un SiO_2 a karşı K_2O diyagramı kullanılmıştır (Şekil 4.2.1.4c). Diyagramda örneklerin çoğunlukla yüksek potasyuma sahip oldukları görülürken birkaç örneğin ise orta potasyuma sahip oldukları görülmektedir. Kayaçların alüminyum doyumlarını belirlemek için örnekler $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ karşı $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 'e Shand (1943) diyagramına iz düşürülmüş ve çoğunun alüminyum doyumu bakımından metaalüminus özellikte olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.2.1.4d).

Kayaçlardaki toplam alkali-silika değişimlerini anlamak için Irvın ve Baragar (1971) tarafından oluşturulmuş $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diyagramı hazırlanmıştır (Şekil 4.2.1.4e). Bu diyagramda örneklerin çoğunun subalkali alanında yoğunlaştığı görülür. Bu örneklerin alkali çizgiye yakın olmaları alkali elementlerce zenginleşmiş olabileceklerini düşündürmektedir.

Subalkalen örnekler Irvın ve Baragar (1971) ($\text{FeO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$) AFM üçgen diyagramına iz düşürülmüş ve kalkalkalen toleyitik ayırdı yapılmıştır (Şekil 4.2.1.4f). Örneklerin tamamına yakını kalkalkalen eğilim göstermektedirler. Toleyitik alana yaklaşan örneklerin ise demiroksitçe zengin çözeltiler ile alterasyona uğradığı düşünülmektedir.

Çan volkaniklerinde SiO_2 ' ye karşı major oksitlerin değişimi Harker diyagramları ile belirlenmiştir (Şekil 4.2.1.1g). Magmada meydana gelen mineral değişimlerini izleyebildiğimiz Harker diyagramları sonuçları şöyledir;

Örneklerde artan SiO_2 değerine karşı Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , MnO ve TiO_2 negatif korelasyon gösterirken, K_2O ise pozitif korelasyon sergilemektedir. $\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diyagramında SiO_2 değeri artarken Na_2O değeri sabit kalmaktadır.

Fe_2O_3 , TiO_2 'deki silisyum oranı arttıkça negatif eğilim göstermesinin nedeni Fe-Ti oksit fraksiyonlanması ile ilişkilidir. Kalsik plajiyoklazların fraksiyonlanması ile CaO ' de izlenen negatif korelasyon ilişkilendirilebilir. MgO 'deki negatif korelasyon ise klinoprosen kristallenmesi ile ilişki olmalıdır. Fe_2O_3 ve TiO_2 'deki azalmalar piroksen ve Fe ve Ti oksit fraksiyonlanması ile, CaO 'deki azalmalar Ca-plajiyoklazların fraksiyonlanması, MgO 'deki azalmalar ise klinopiroksen

fraksiyonlanması ile ilişkilidir. Bu veriler ışığında Çan volkaniklerini oluşturan magmanın orta-yüksek potasyumlu ve kalkalkalen nitelikli bir magmadan kaynaklandığı tespit edilmiştir.

Yapılan jeokimyasal analizler ve değerlendirmeler sonucunda çalışma alanında bulunan Çan Volkaniklerine ait lavlarınmajör element analizlerine göre andezit, bazaltik-andezit ve bazaltik traki-andezit bilişimli,kalkalkalen nitelikli ve potasyumca zengin bir magmadan türedikleri belirlenmiştir.Riyolitik tüflerin ise bölgede yaygın olarak gözlenen Oligosen yaşlıgranitlerin piroklastik eşlenikleri oldukları düşünülmektedir.

Çan Volkaniklerinin SiO_2 değerlerininiz elementlere karşı oluşturdukları ikili diyagramlar kullanılarak magmanın kristallenme sürecindemeydana gelen değişiklikler belirlenmeye çalışılmıştır(Şekil 4.2.1.4h). Elde edilen veriler ışığında silise karşı Ba, Rb, Th ve Nb elementlerinde güçlü bir pozitif korelasyon gözlenirken, Sr ve Y değerlerinde negatif korelasyon görülmektedir.

Magmanın fraksiyonel kristallenmesi sırasında daha geç evrede kristallenen minerallerin bünyesine giren Ba, Th, Rb gibi elementler SiO_2 ile pozitif korelasyon göstermektedirler. Bunun sebebi benzer iyonik çaplı elementlerin yer değiştirmesidir. Buna örnek olarak Rb' un iyonik çapı K' a yakındır ve fraksiyonel kristallenme sırasında K' un yerini almakta ve K-feldispat, biyotit ve hornblend gibi minerallerin bünyesine girmektedir.

Negatif korelasyonun nedeni ise magmada bu elementlerin fraksiyonlanmasıyla artık eriyikte bu elementlerin miktarının azalmasıyla ilişkilidir. Sr ve Y silis arasındaki negatif korelasyonun nedeni; Sr' un plajiyoklazlarda Ca elementinin yerini alması ile ilişkiliyken,Yanomalisinin nedeni ise amfibolünkristal kafesine girerek fraksiyonlanmasından kaynaklanmaktadır.

Volkanik kayaçların meydana geldikleri magma odasının evrimini etkileyen olaylara yaklaşımda bulumak amacıyla örümcek diyagramları kullanılmıştır. Örümcek diyagramlarında SiO_2 %47 -70 arasında değerlere sahip olan volkanik kayalar kullanılmış ve Normal Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları' na (N-MORB; Pearce, 1981) göre normalize edilerek, Çan Vokanitleri' nin olası tektonik ortamı yorumlanmıştır. Buna göre, Çan Volkanitleri' nin LILE element içeriklerinin N-MORB' a oranla zenginleşmiş olduğu buna rağmen ise HFS elementlerin ise LILE elementlere göre

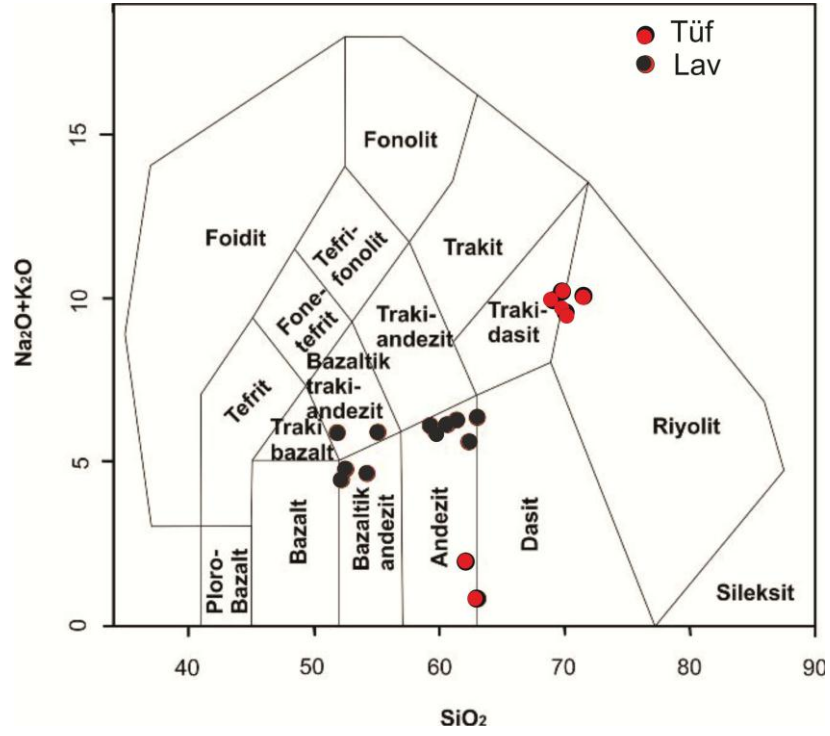
daha az zenginleştigi, hatta Tb, Ti, Y, Yb elementlerinin N-MORB' a göre tüketilmiş olduğu gözlenmektedir. Örneklerimizde, Nb ile benzer davranış sergileyen Ta element analizi yapılmamıştır. Ancak Nb elementi nin neredeyse N-MORB değerleriyle örtüştüğü gözlenmektedir. Örümcek diyagramlarda bu şekilde gözlenen ve Eosen-Oligosen yaşlı Batı Anadolu magmatik kayaları için tipik olan LIL elementlerce zenginleşme, HFS elementlerce görece fakirleşme ile Nbelementinin davranışlarının ortaya koyduğu desenler, yay magmatizması ürünü olan kayaların davranışlarına benzemektedir. Bölgesel jeolojik verilerden Eosen-Oligosen döneminde bölgede aktif bir yayın olmadığı bilinmektedir (Altunkaynak ve Genç, 2006). Örneklerin yay ürünlerine benzer davranışlar sergilemeleri, bu kayaları oluşturan kaynak alanın önceki dalma-batma olayları ile değişikliğe uğratıldığı şeklinde yorumlanabilir (Şekil4.2.1.4ı).

Çizelge 4.2.1.4a :Çan Volkaniklerine ait kayaçların jeokimyasal analiz sonuçları.

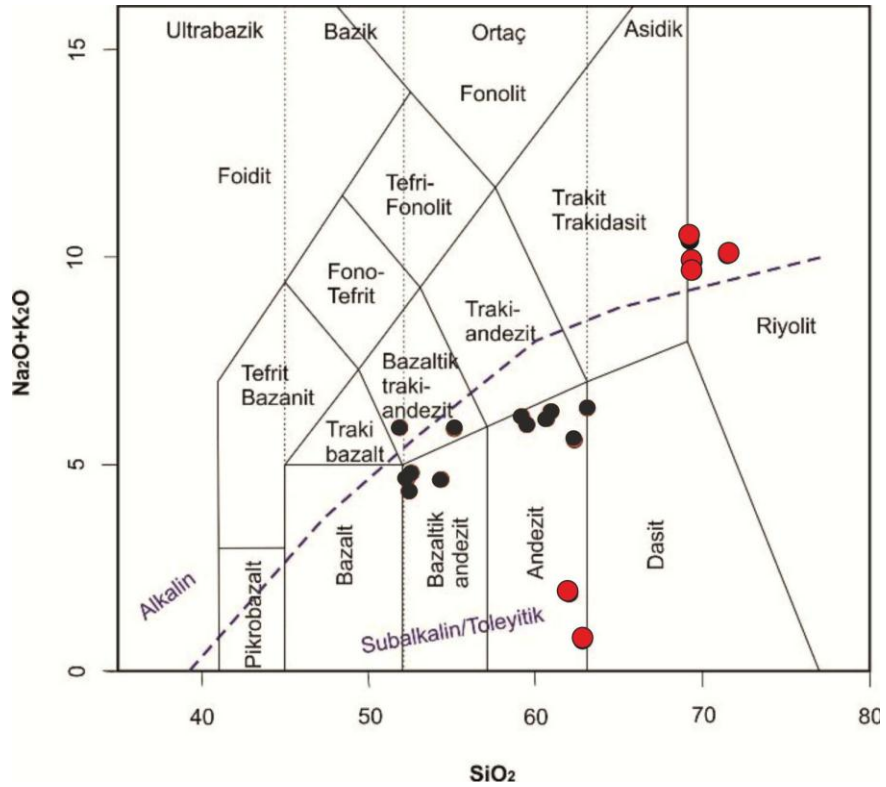
ÖRN. ADI	AK	AK1	BO	BODM16	BT4	C1a	C1b	K2	KV	KY	SA8	TU1	YÇ4	YU7	SAT	SI
%																
SiO ₂	59,66	62,26	56,79	62,03	47,95	51,54	51,26	48,78	57,62	51,27	53,26	69,76	54,09	57,66	57,75	58,71
Al ₂ O ₃	16,41	16,25	16,26	28,4	17,43	19,58	19,19	18,61	20,44	15,96	19,11	16	18,73	16,57	31,41	17,22
Fe ₂ O ₃	6,16	5,17	5,79	5,32	10,21	8,91	8,93	8,16	4,6	9,64	8,03	1,09	7,66	5,97	0,23	6,45
MgO	2,83	2,34	1,34	0,26	5,09	2,38	2,26	3,32	0,69	4,97	3,08	0,09	1,86	4,18	-	2,22
CaO	6,27	5,45	4,88	0,05	10,68	10,18	10,03	8,25	4,47	10,51	9,07	0,44	8,79	5,95	0,08	7,14
Na ₂ O	2,77	3,32	2,6	0,03	2,34	3,48	3,59	3,15	4,06	3,92	3,19	3,23	3,69	3,48	0,12	3,7
K ₂ O	3,27	2,96	2,49	0,74	1,94	1,06	1,03	2,37	1,83	0,37	1,37	6,57	2,09	2,48	1,65	2,22
TiO ₂	0,76	0,58	0,69	1,53	0,93	0,98	0,95	0,93	0,46	1,05	0,84	0,28	0,87	0,7	1,6	0,77
P ₂ O ₅	0,22	0,17	0,18	0,15	0,35	0,19	0,21	0,31	0,17	0,19	0,27	0,05	0,35	0,3	0,3	0,2
MnO	0,1	0,1	0,07	0,02	0,25	0,19	0,21	0,27	0,11	0,22	0,09	-	0,13	0,12	-	0,1
AZ	1,26	1,18	8,7	1,15	2,62	1,16	1,81	5,65	5,38	1,6	1,48	1,81	1,43	1,6	3,82	1,06
TOP.	99,72	99,78	99,8	99,66	99,78	99,65	99,47	99,79	99,84	99,7	99,8	99,33	99,69	99,01	96,96	99,79
ppm																
Ba	715	765	642	622	461	590	588	630	515	476	490	563	1030	567	5418	553
Ce	55,44	45,17	48,11	64,8	44,46	32,19	32,95	35,78	50,6	27,47	28,43	59,74	48,77	59,99	32,93	35,72
Cl	162	118	132	232	122	535	545	129	-	-	147	51	113	197	126	132
Cu	217	83	65	76	80	125	1206	73	27	84	67	37	62	-	6735	114
Ga	19	16	16	29	17	26	18	15	15	19	20	20	19	19	111	18
Ni	30		16	13	29	33	34	19	16	69	26	16	-	-	14	-

Çizelge 4.2.1.4a (Devamı)

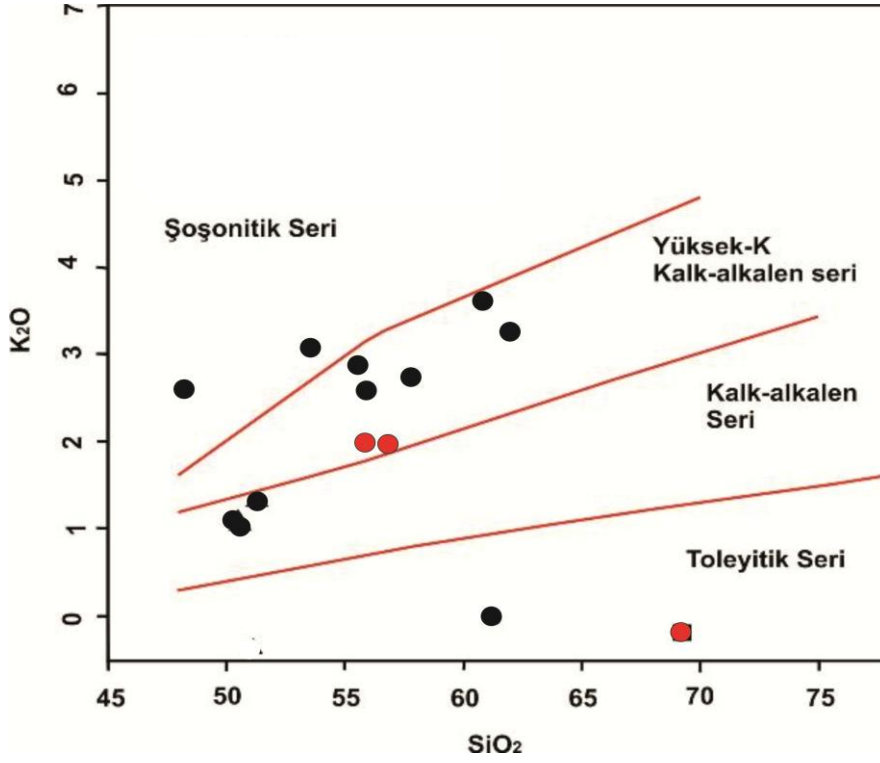
ÖRN. ADI	AK	AK1	BO	BODM16	BT4	C1a	C1b	K2	KV	KY	SA8	TU1	YÇ4	YU7	SAT	SI
S	72	55	63	503	90	66	50	-	89	155	42	1751	63	2404		73
Sc	78,74	82,87	79,32	84	91,99	83,6	90,29	76,4	76	82,63	83,37	71,92	82,34	73,27	65,67	82,93
Sr	442	381	395	219	539	829	793	622	337	619	572	157	797	438	2153	496
Th	9,43	10,02	9,04	10,4	5,74	3,66	3,75	3,71	8,52	3,55	3,39	36,49	9,01	9,92	9,7	6,23
Y	26,6	25,74	29,28	57,61	33,05	23,54	24,31	23,83	14,82	20,28	20,68	28,93	31,59	28,45	1,89	23,45
Zn	167	62	89	135	105	101	820	120	97	111	91	34	93	287	19	73
Zr	207	170	138	282	202	145	124	148	126	178	159	242	185	167	439	129
La	26,36	21,65	24,27	47,3	20,49	14,02	14,23	16,08	25,76	12,47	13,57	42,21	32,46	28,66	20,84	17,12
Pr	5,88	4,71	5,17	10,76	5,01	3,74	3,85	4,07	4,89	3,17	3,34	8,6	6,66	6,12	2,79	3,85
Nd	23,72	18,62	21,5	60,35	22,39	16,8	17,66	18,41	18,85	13,92	14,79	43,99	33,92	24,02	8,38	16,27
Sm	5,28	4,33	4,75	9,32	5,38	4,16	4,32	4,48	3,75	3,52	3,63	5,39	5,75	5,25	3,16	3,88
Eu	1,22	1,05	1,22	2,34	1,56	1,27	1,33	1,4	1,09	1,02	1,09	0,98	1,67	1,3	1,7	1,14
Gd	5,38	4,64	4,94	10,55	5,87	4,55	4,8	4,84	3,71	3,96	4,03	5,22	5,99	5,67	0,95	4,25
Tb	0,72	0,64	0,69	1,55	0,81	0,64	0,67	0,67	0,45	0,56	0,58	0,68	0,77	0,77	0,09	0,6
Dy	4,59	4,19	4,52	9,92	5,16	4,13	4,25	4,3	2,65	3,54	3,58	4,27	4,71	4,91	0,42	3,92
Ho	0,88	0,82	0,92	1,82	1,01	0,8	0,81	0,84	0,47	0,69	0,68	0,84	0,91	0,93	0,08	0,77
Er	2,76	2,65	3	5,39	3,18	2,48	2,53	2,56	1,42	2,1	2,19	2,94	2,84	2,92	0,29	2,45
Tm	0,37	0,37	0,42	0,69	0,42	0,33	0,34	0,34	0,18	0,28	0,29	0,43	0,37	0,39	0,06	0,34
Yb	2,53	2,66	3,05	4,53	2,92	2,29	2,41	2,37	1,25	1,89	1,99	3,19	2,59	2,7	0,42	2,4
Lu	0,38	0,41	0,47	0,65	0,45	0,34	0,36	0,36	0,19	0,28	0,3	0,5	0,4	0,39	0,2	0,37



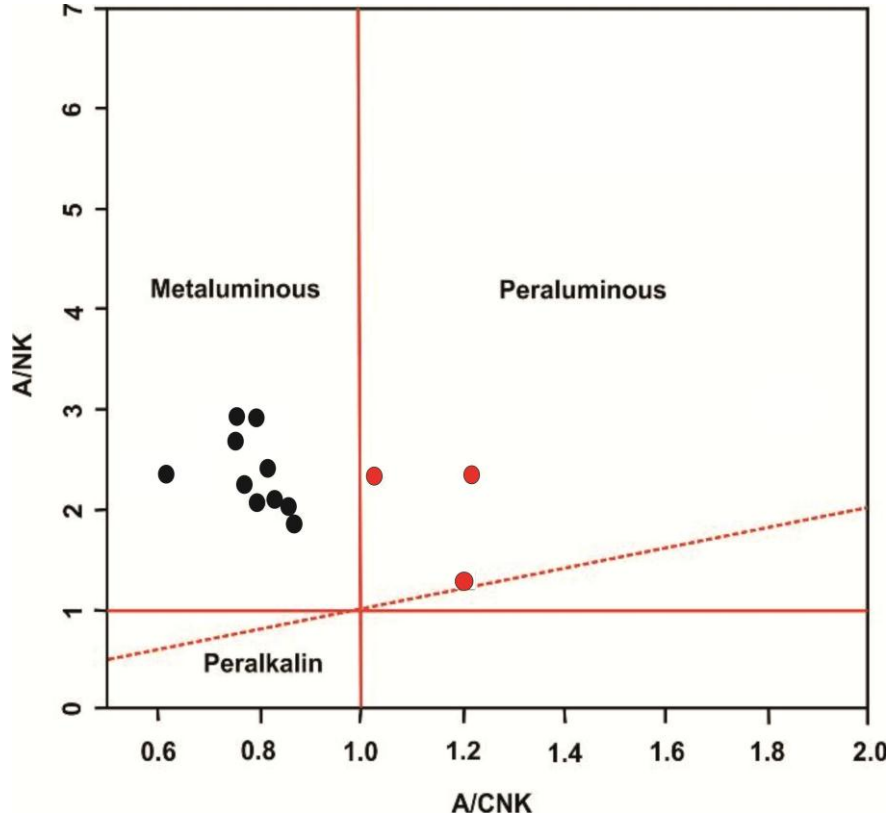
Şekil 4.2.1.4a : Çalışma alanında Çan Volkanitleri' ne ait kayaçların Middlemost (1994) SiO₂ – Na₂O+K₂O diyagramında adlanması.



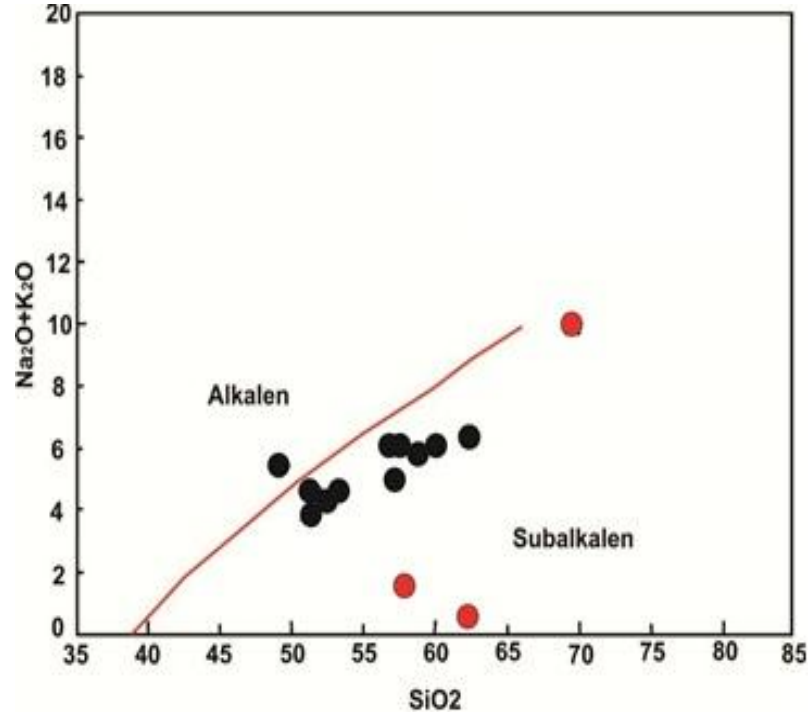
Şekil 4.2.1.4b : Çalışma alanında Çan Volkanitleri' ne ait kayaçların Le Bas ve diğ. (1986) SiO₂ – Na₂O+K₂O diyagramında adlanması.



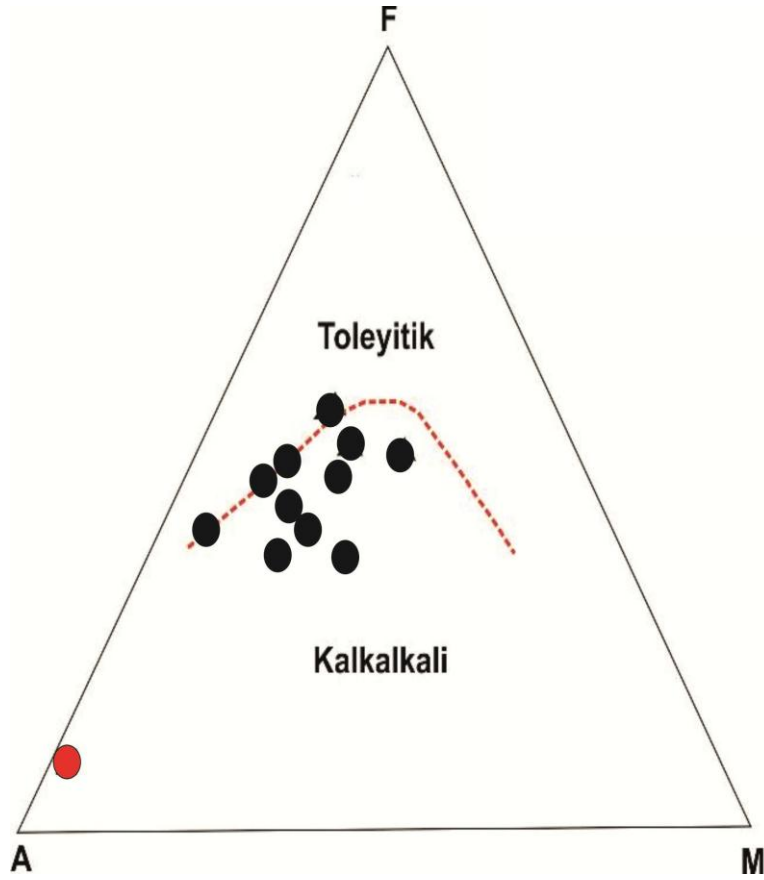
Şekil 4.2.1.4c : Çalışma alanında Çan Volkaniklerine ait granitik kayaçların Le Maitre(1989) SiO₂ / K₂O diyagramında sınıflandırılması.



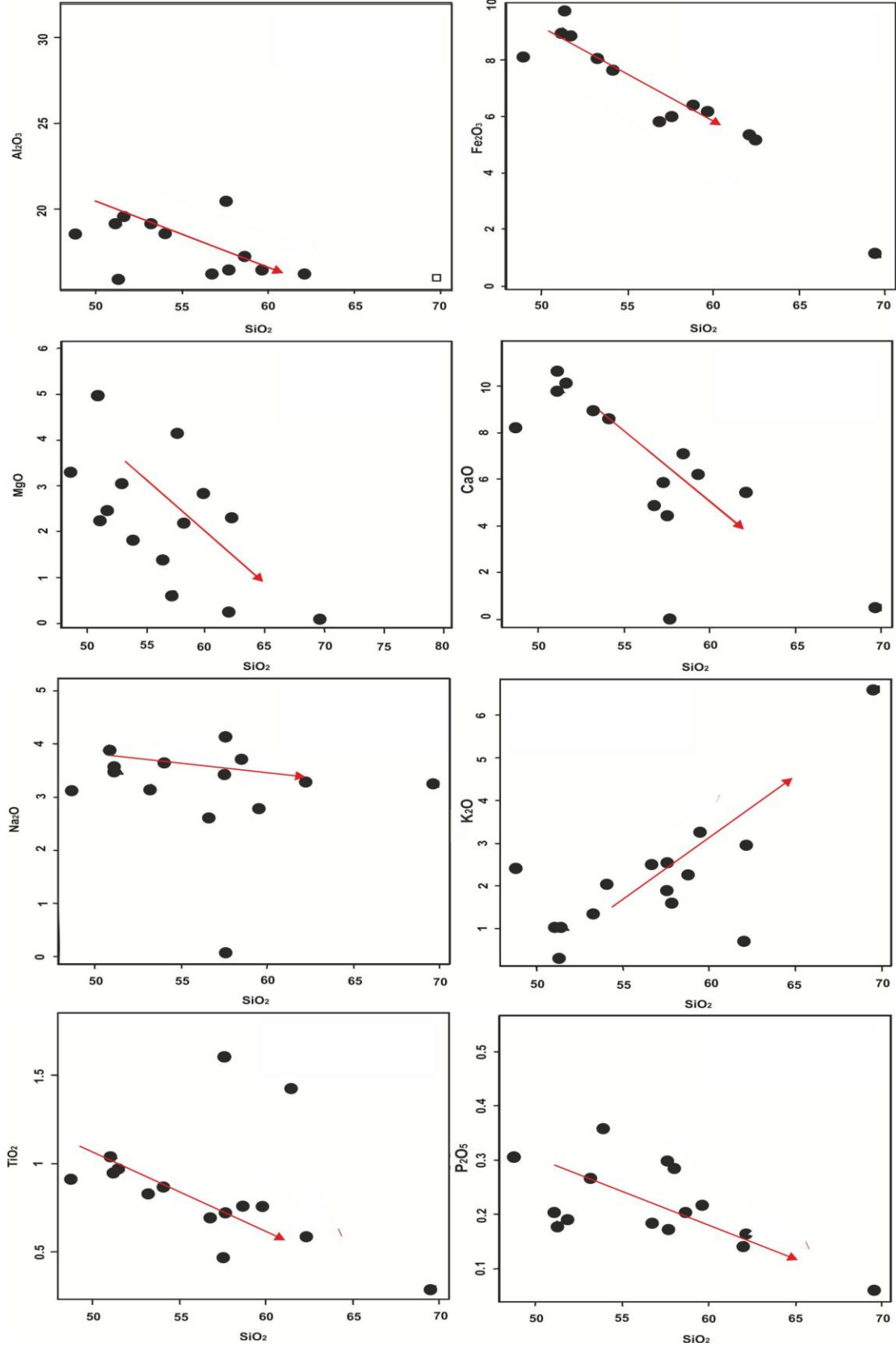
Şekil 4.2.1.4d : Çalışma alanında Çan Volkaniklerine ait granitik kayaçların Shand (1943)diyagramında aliminyum doygunlarının belirlenmesini gösteren diyagram.



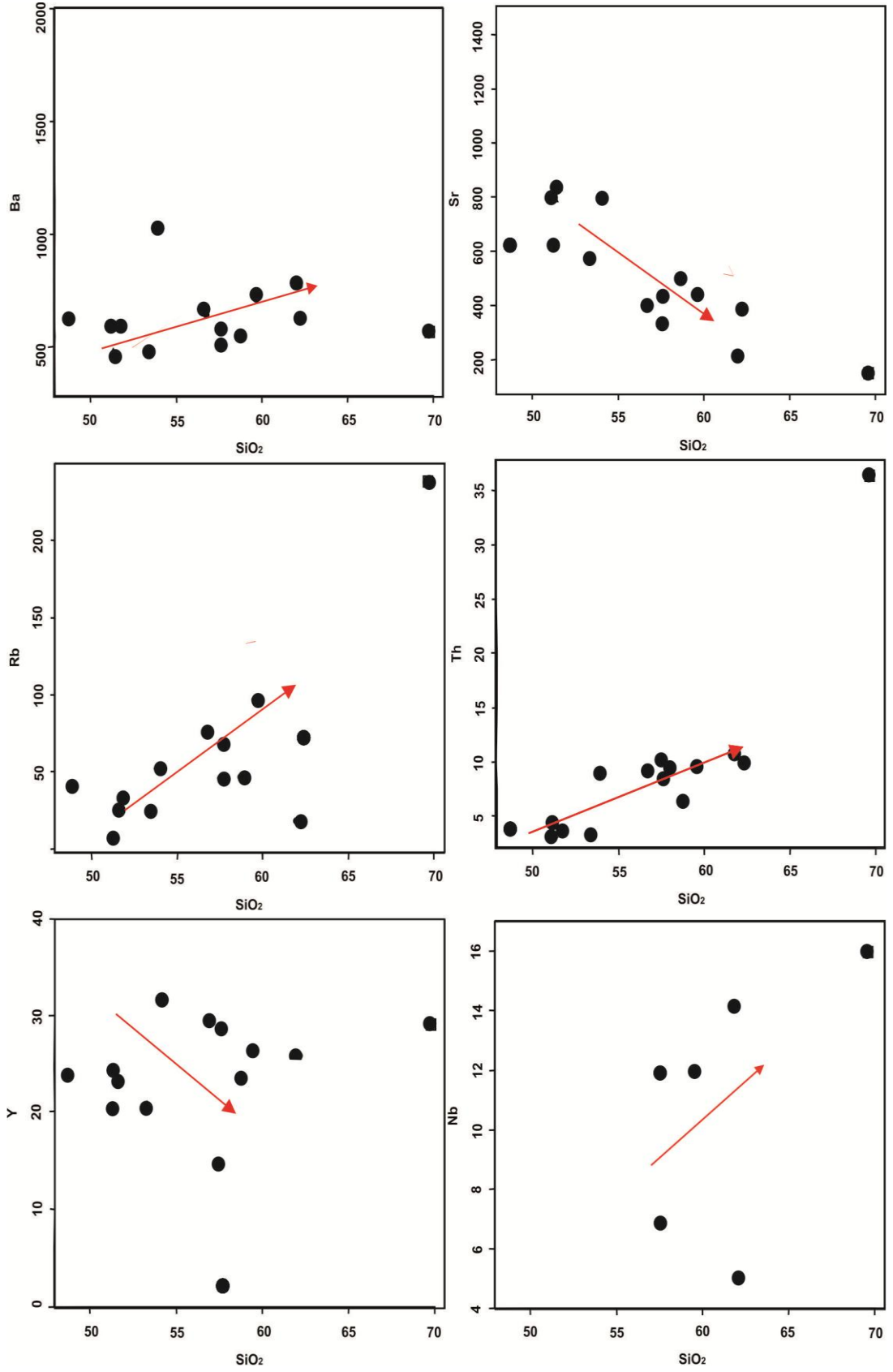
Şekil 4.2.1.4e : Çalışma alanında çan Volkaniklerine ait granitik kayaçların Irvın ve Baragar (1971) SiO₂ – Na₂O+K₂O gösteren diyagramı.



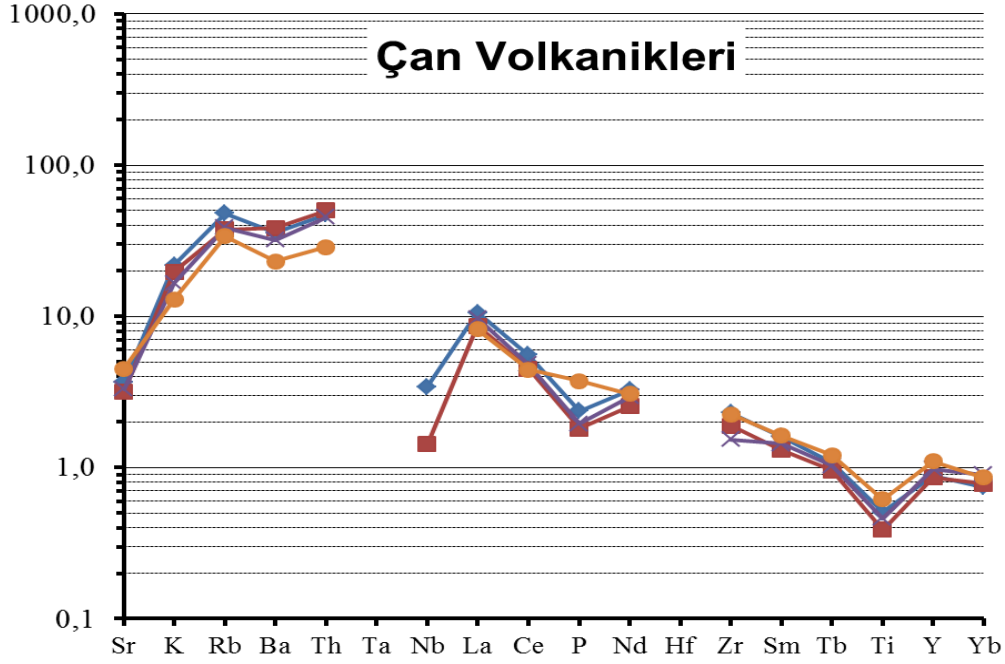
Şekil 4.2.1.4f : Çalışma alanında çan Volkaniklerine ait granitik kayaçların Irvın ve Baragar (1971) (FeO - Na₂O+K₂O - MgO) AFM üçgen diyagramı.



Şekil4.2.1.4g : Bölgedeki Çan volkaniklerine ait kayaların majör element (Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , P_2O_5 , Na_2O , TiO_2) – SiO_2 değişimlerine göre düzenlenmiş Harker diyagramları.



Şekil 4.2.1.4h : Bölgedeki Çan volkaniklerine ait kayaçların iz element (Ba, Sr, Rb, Nb, Y, Th) – SiO₂ değişimlerine göre düzenlenmiş Harker diyagramları.



Şekil 4.2.1.4ı : Çan volkanitlerine ait lav ve tuf örneklerinin REE içeriklerinin Kayaç/Kondrit örümcek diyagramındaki şematik görünümü. Normalizasyon değerleri Pearce (1981)'den alınmıştır'den alınmıştır

4.2.2 Çan formasyonu (Tça)

Bölgede yer alan bitümlü şeyl, silttaşı, kumtaşı, tuf ve kömürden oluşan karasal birimler Siyako ve diğ. (1989) tarafından Çan Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Bu birimler bölgenin kuzey Anadolu Fayının batı uzantılarından biri konumunda olan Çan-Etili fayı etkisi ile Üst Miyosenden-Pliyosene kadar karasallaşma sonucu geliştiği ileri sürülmektedir (Gürdal ve diğ., 2011).

Çalışma alanı içerisinde Çan ilçe merkezi, Tepeköyün Kuzeyi, Mallı köy ve Yuvalar köyünü kapsayan geniş bir alanda yayılım gösteren bu birim ayrıca Yeniçeri köyü ve çevresinde ve Halılağa Mahallesi' ndede yüzlek vermektedir. Çan formasyonu içerisinde bulunan linyit tabakası günümüzde halen işletilmekte olan bir kömür ocağıdır (Şekil 4.2.2a).

Çan çökellerinin en üst seviyesini bej renkli kumtaşı ve kiltaşları oluşturmaktadır. Kil taşı tabakasının altında linyit bulunur ve ocağın ortasında D-B doğrultulu bir senklinal bulunmaktadır. Senklinalin kuzey kanadı $\sim 30^\circ$ güneye eğimlik senklinalin güney kanadı $\sim 20^\circ$ kuzeye eğimlidirler.

Çan formasyonu konglomera, kumtaşı, kiltası, linyit, organik meteryal içeren kiltası ile tuf ve aglomeradan oluşur. Volkanik birimler üzerine ince bir konglomeratik seviye ile başlayan birimin matriksini kum, kil ve silt boyutlu malzemeler oluşturur (Şekil 4.2.2b). Konglomera seviyesi yukarıya doğru kumtaşı ve kiltası gibi ince taneli birimlere geçiş yapar. Kiltası seviyesi 17 m kalınlığında olup linyit içerir. Bu linyit içerikli seviye mat siyah bir seviyeyle başlar ve üst kısımlara doğru rengi açılır. Bu organo-sedimanter seviye düşük enerji seviyeli gölsel ortam veya göl kıyısı-bataklık olarak yorumlanır. Bu kil seviyesi koyu yeşil veya yeşilimsi renklerde iyi laminalanmış kiltası tarafından üzerlenir. Bu kiltası organik materyal bakımından oldukça zengindir ve kömürlü seviyenin bulunmasında anahtar rol oynar. Kiltası seviyeleri yeryer pirit ve jips kristalleri içerir. Formasyonun bu seviyeleri düşük enerjili anoksik gölsel ortam varlığını destekler. Bu seviyenin üstünde pembe çamurtaşlarına geçilir. Bu pembe renkli çamurtaşı üst kısımlarında iri taneli, kötü tabakalanmış konglomera ve andezit, bazalt ve dasit bloklarına geçiş yapar. Bu birimin matriksini kum, silt, kil ve volkanik tuf oluşturur. Moloz akması olarak gelişmiş bu seviye bazı yerlerde 100 m kalınlığa ulaşmaktadır. Çan formasyonunun depolanma karakterizasyonu, litolojik içeriği ve sedimanter yapısıyla akarsu ortamından gölsel ortama geçişi işaret etmektedir. Konglomera, kumtaşı, silt taşı ve kiltası arasındaki bu geçiş enerji seviyesindeki yüksek enerjili sistemden düşük enerjili sisteme geçişin bir işaretidir (Gürdal ve diğ., 2011).

Oligosen boyunca Çan ve çevresinde çok etkili olan karasal volkanizma, Miyosen’de volkanik aktivitelerin azalmasıyla çöküntü alanlarda tatlı su göl ortamı oluşmuştur (Gürdal ve diğ., 2011).



Şekil 4.2.2a : Çan Linyit İşletmesinin genel görünümü. Tç: Çan formasyonu, Tçvt: Çan volkanikleri tuf.

Çan formasyonu çalışma alanı içerisinde Çan volkanikleri üzerine uyumsuzlukla gelirken bu formasyonun kuzeybatıda Kulfa Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir.

ERA	FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
		8-10		Sıkışmamış kum ve blok taneleri Uyumsuzluk
PLİYOSEN	KULFA	70		Aglomera, çamur matrisli bazalt ve andezit blokları Uyumsuzluk
ERKEB-ORTA MIYOSEN	ÇAN	60		Kiltaş, tuf Volkanosedimenter kayalar
				Kumlu siltaş, kiltaş
				İnce tabakalı ve laminalı siltaş ve organik kiltaş
		17		Linyit
		8		Koyu gri organik şeyl
	ÇAN VOLKANİKLERİ	2		Konglomera Uyumsuzluk Volkanik kayalar

Şekil 4.2.2b : Çan Formasyonu stratigrafik dikme kesiti, Gürdal(2011)' den yararlanılmıştır.

Polen analizi çalışmalarında Çan formasyonuna ait kömür ve kiltaşlarının geç Erken Miyosen-Erken Orta Miyosen boyunca çöktüğü göstermektedir(Gürdal ve diğ., 2011). Sedimenter istifin çökmesi boyunca en yaygın olan bitki türleri Egelhardia, Sapotaceae, and Cyrillaceae olup bunlar ılık ve yarı tropikal iklimi işaret ederler (Gürdal ve diğ., 2011).

4.2.3 Kulfa formasyonu (Tk)

Pliyosen yaşlı Kulfa formasyonu çalışma alanı içerisinde Kulfa köyü ve çevresinde yaklaşık Yayaköy sınırına kadar bir alanda izlenmektedir. Bu birim çalışma alanı içerisinde kumtaş ve konglomera seviyesi olarak iki birim ile temsil edilir. Kumtaş

seviyesi altta yeralır ve üstünde konglomera tabakası bulunmaktadır. Her iki birimde yatay konumlu olup gri ve bej renklidir. Konglomera tabakasının içerisinde bulunan çakıllar birinden oldukça farklı tane boylarına sahiptir olup az köşeli ve az yuvarlaktırlar. 1-2 cm çapındaki çakıllar arasında 10 cm ve blok büyüklüğünde kayaç parçalarına rastlamak mümkündür. Kayacın matriksi kum ve silt boyutlu malzemeden oluşmaktadır ve matriks destekli olan bu konglomera tabakası içerisindeki çakılların tamamını tuf ve andezitler oluşmaktadır (Şekil 4.2.3a).

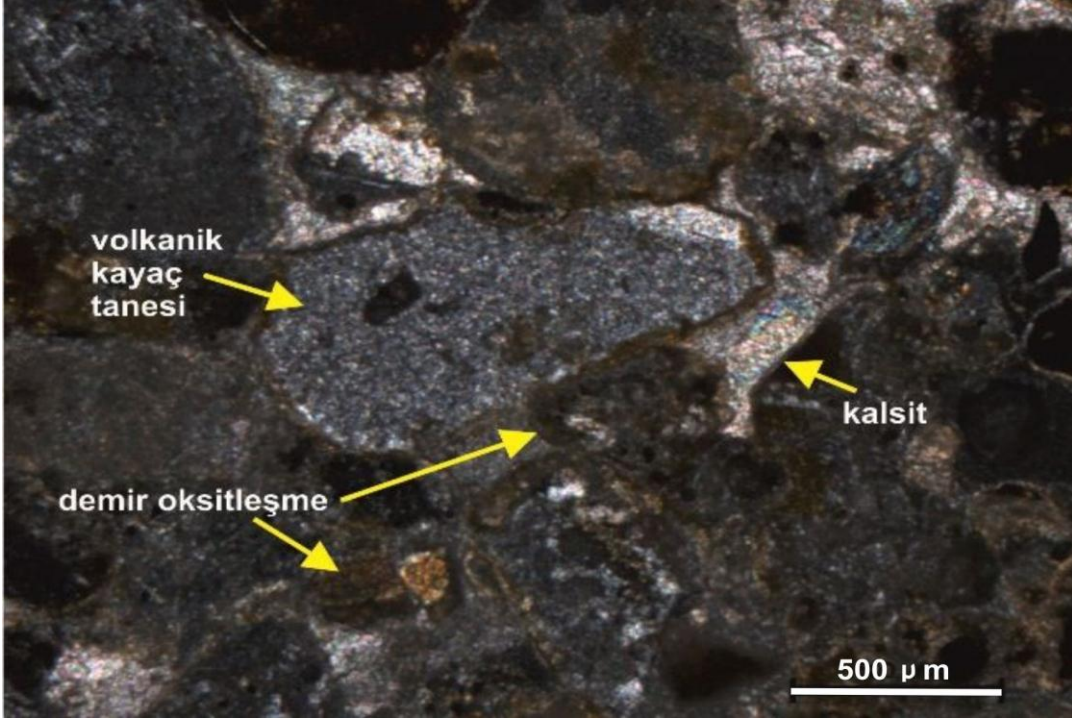
Kulfa Formasyonu Çan ve çevresinde Çan voklanikleri ve Çan formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelmektedir.



Şekil 4.2.3a : a) Kulfa formasyonuna ait kumtaşı b) Kulfa formasyonuna ait konglomera.

4.2.3.1 Kulfa formasyonunun petrografik incelemesi

Yapılan ince kesitte kayaç içerisinde kum boyutlu taneler tanelerin kalsit bileşimli matriks içinde bulunduğu ve kayanın tane destekli olduğu belirlenmiştir. Matriks içerisinde yer yer alterasyondan kaynaklanan oksitlenmeler nedeniyle kırmızımsı kahverengi alanlar bulunmaktadır. Kum boyutlu tanelerin çoğunluğunu tuf ve andezit parçaları oluşturmaktadır. Bunun yanında kesitte % 5-7 oranında plajiyoklaz, piroksen ve kuvars kristalleri rastlanılmıştır. Bu kristaller haricinde kayaçtaki taneler hemen hemen eş boyalıdır ve taneler yuvarlak şekillidir (Şekil 4.2.3b).



Şekil 4.2.3b : Kulfa formasyonuna ait kumtaşı ince kesiti içerisinde bulunan volkanik kayaç tanesi ve alterasyondan dolayı tanımlanamamış kumtaşını oluşturan bileşenler, karbonatlaşma ve demiroksitlenme tanelerin kenar ve boşluklarında belirgin olarak görülmektedir

4.2.4 Kuvaterner birim

Çalışma alanındaki alüvyon birim kuzeyde Kocaçay deresi çevresinde ve güneyde ise Derenti köy, Kazakova mevki, Karakoca köy, Süle köy ve Türkmenkonağı mevkiinde bulunmaktadır.

Alüvyonu oluşturan bileşenler; çakıl, kum, silt ve kil boyutlu tutturulmamış ve kötü boylanmış malzemenoluşmaktadır.

5. YAPISAL JEOLJİ

Biga YarımadasıKuzeybatı Anadolu’ da, Pontid-içi sütur zonu veİzmir-Ankara süturları ile sınırlanmış Sakarya Zonu olarak adlandırılan bölgede yer alır (Şengör ve Yılmaz, 1981).Meydana gelen bu tektonik değişimlere bağlı olarak çalışma alanını da içinde bulunduran Trakya, Biga ve Gelibolu yarımadaıOligosen sonunda yükselmiş ve ardından aşınma sürecine girmiştir. Erken-Orta Miyosen’de yoğun bir kalkalkalen volkanizma ile yeni bir tektonik rejim başlamıştır ve bu dönemde andezitik bileşimli lav ve tüflerden oluşan yeni bir magmatikrejim gelişmiştir (Şengör, 1979). Biga Yarımadası’nda Kuzey Anadolu Fayı’na ait uzantılar muhtemelen Miyosen başlarında oluşmuş ve faaliyetini günümüze kadar sürdürmüştür (Siyako ve diğ., 1989). Günümüzde de batı Anadolu’ da devam etmekte olan gerilme “Batı Anadolu Gerilme Rejimi” olarak isimlendirilmektedir. Çalışma alanında gelişmiş yapısal unsurlar uyumsuzluklar ve faylar olarak iki başlığa ayrılmıştır.

5.1 Uyumsuzluklar

Çalışma alanında belirlenen birimler arasında zamansal ve litolojik farklılıktan meydana gelmiş uyumsuzluklar bulunmaktadır.

Çalışma alanı içerisinde belirlenen ilk uyumsuzluk Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı an volkanitleri ile Alt-Orta Miyosen yaşlı an Formasyonu arasındaki açısal uyumsuzluktur. an ilçesi yakınlarında bulunan kömür işletmesi ve çevresinde bu ilişki net olarak görülmektedir.Bölgede bulunan diğer uyumsuzluklar ise an Formasyonu ile Pliyosen yaşlı Kulfa formasyonu arasındadır ve bu iki birim arasındaki uyumsuzluk Kulfa köyü yakınlarında oldukça belirgindir.

5.2 Faylar

Çalışma alanında izlenen gözlenmiş fay sistemlerinden en belirgin olanı KD-GB uzanımlı faylardır. Bu faylar Orta Miyosen’ den itibaren gelişmeye başlamış olan ve halen etkinliğini sürdürmekte olan KAF^e ın batı uzantısı olarak gelişmiş olan sağ

yanal atımlı faylardır. Bunlardan en belirgin olan faylardan biri; Tepeköy tuf ocağı içerisinde bulunan ve Çan çayı boyunca devam eden, Çan volkanitleri ile Çan Formasyonu arasındaki sınırı belirleyen Çan-Etili fayıdır. Çalışma alanı yakınlarında bulunan Hamam Tepe kaplıcası bu fay üzerinde bulunmaktadır. Hamam Tepe'den itibaren kuzeye ilerledikçe büyük sileks tepeleri ve bunlara bağlı halen aktif sıcak su kaplıcaları bulunmaktadır.

KD-GB doğrultulu bir diğer belirgin fay sistemi ise çalışma alanının KB' sında Oligosen yaşlı andezitler içerisinde ve birbirinin devamı gibi duran iki kırık bu fay sistemidir. Bunlardan ilki Bodurlar ocağı içerisinde geçen ve Bodurlar köyü kuzeybatısı boyunca uzanan sırt boyunca içerisinde kalın sileks damarını bulandıran faydır. İkincisi ise Türkmenkonağı Tepe'nin kuzeybatısı boyunca uzanmakta olup yine geniş bir sileks damarı ile belirginleşir. Bu fay Sarıbeyli-Sığırlı ocakları yakınında bulunan Yuvakayası Tepe'nin kuzeybatısına kadar uzanmaktadır.

Çalışma alanı içerisinde bulunan bir diğer fay sistemi ise KB-GD doğrultulu faylardır. Sarıbeyli-Sığırlı kaolen oluşumlarına neden olan bu fay sistemi bölgede belirgin bir çizgisellik oluşturmaktadır. Sarıbeyli-Sığırlı ocağında bulunan iki fay arasındaki mesafe 150-200 m arasında değişmektedir. Bölgede bulunan yoğun alterasyon nedeniyle bu fayların devamlılığını izlemek oldukça zor olmakta ve erozyondan etkilenmemiş sileks tepeleri fayların doğrultusunu belirlemede yardımcı olmaktadır. Ocaklar çevresinde haritalanamayacak ölçekte birçok küçük sileks damarları bulunmaktadır.

6.KAOLEN OCAKLARININ İNCELENMESİ

6.1 Ocakların Genel Tanımlanması

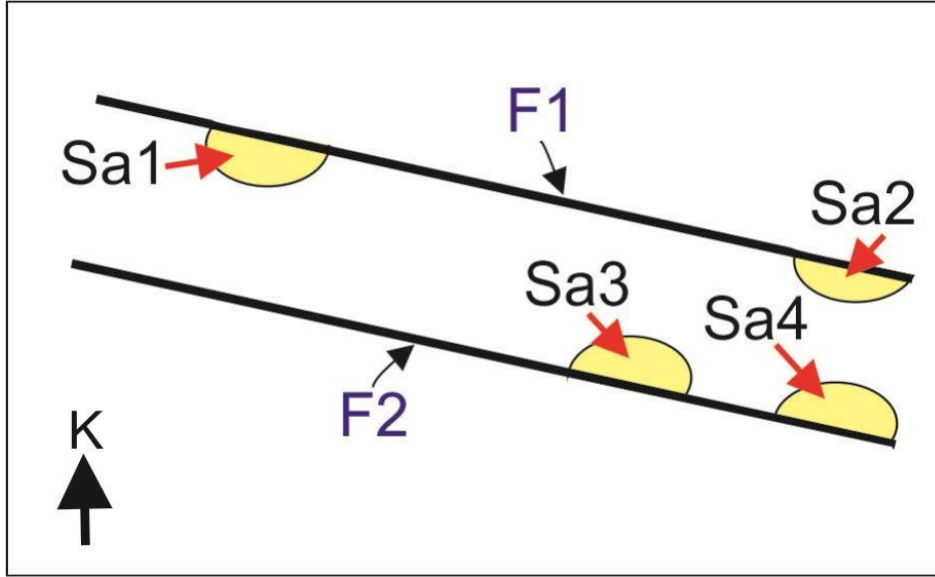
Çalışma alanı içerisinde bulunan ocaklar Sarıbeyli-Sığırlı, Bodurlu ve Tepeköy olmak üzere üç farklı alanda buldukları için ayrı başlıklar içinde değerlendirilecektir.

6.1.1 Sarıbeyli-Sığırlı kaolen ocağı genel tanımlama

Sarıbeyli-Sığırlı kaolinit sahası, Çanakkale-Çan ilçesi batısında Atikhisar Barajı doğusunda Sarıbeyli ve Sığırlı köyleri arasında 0.8-1 km²'lik alanı kaplamaktadır. Bu ocakta bulunan kaolinitler Oligosen yaşlı Çan volkaniklerine ait andezit ve tüfler içerisinde yer almaktadır. Ocakların uzanımı K30°B olup kaolenleşmede bu doğrultu boyunca gelişmiştir. Ocakların genişliği ~ 300 m derinliği Sarıbeyli ocağında ~ 59 m, Sığırlı ocağında ise ~ 27 m ye kadar ulaşmaktadır. Ocaklarda oluşan kaolinitler beyaz, kirli beyaz renkli ve masiftir, alterasyonun etkisi ile çatlak zonları boyunca kırmızımsı ve sarımsı renkli görülebilmektedir. K30°B doğrultu birbirine paralel gelişen iki fay arasında alterasyon meydana gelmiştir. Bu faylardan kuzeyde olan F1 güneyde olan F2 olarak adlandırılmıştır. Bu iki fay arasındaki kaolenleşmeler dört farklı noktada yoğunlaşmaktadır. Bu noktalar birbirine çok yakın ve aynı faylar üzerinde oldukları için aynı başlık altında anlatılacaktır. Ocaklar Şekil 6.1a' da gösterildiği gibi Sa1, Sa2, Sa3 ve Sa4 olarak adlandırılmış ve incelemeler bu noktalarda yoğunlaşmıştır.

Faylardan itibaren gelişen alterasyon çeşitleri silisleşme, kaolenleşme ve propillitleşmedir. Tüm bu ocaklarda baskın mineral kaolinit olmakla birlikte silisleşme için gri renkli α -kuvars, arjilik alterasyon için alunit, kaolinit mineral çiftleri propillitik alterasyon için ise epidot, illit ve klorit mineral çiftleri bir arada bulunmaktadır. İki fay mineralojik zonlar dıştan içe doğru; A) kuvars, B) kuvars+alunit+kaolinit, C) kaolinit + alunit \pm kuvars ve D) kaolinit + illit +

montmorillonit ± feldispat olarak sıralanmaktadır. Yer yer bu minerallere Fe-oksit mineralleri eşlik etmektedir.



Şekil 6.1a : Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarının faylarla ilişkisini gösterir ölçeksiz şema. F:Fay, Sa1,Sa2,Sa3,Sa4: Sarıbeyli-Sığırlı kaolen ocakları.

Genel olarak ocakların temelini piritli ve demirli altere Çan Volkaniklerine ait andezitler oluşturmaktadır. Andezitik kayaçlar ocakta ~ 20 m derinlikten itibaren başlamaktadır. Sa1 ocağında bu derinlik ~ 45 - 50 m'ye ulaşırken Sa3ocağında sadece 6 m derinlikte demirli altere volkanik kayaçlara ulaşılabilir. Altere volkanik birimler üzerine hidrotermal çözeltilerle yoğun şekilde altere olmuş tüfler gelmektedir. Ocakların batısında bulunan Ekşidere'de yapılan sondajlarda maksimum 20 m derinlikte altere kırmızı-kahverengi tüflere rastlanılmıştır. Yine Ekşidere' nin içerisinde bulunduğu vadi içerisinde yeşilimsi, kırmızı-kahverengi ve mor tüflere rastlanılmıştır. En tabanda bulunan yeşilimsi tüfler içerisinde andezit bileşimli 3 - 5 cm boyutlu kayaç parçaları bulunmaktadır. Tüfler kendi içlerinde bazen mozaik görünümünde iken alterasyonun etkisi ile sarı, kırmızı bantlı seviyeleride içlerinde bulundurulur. Sa1, Sa2, Sa3 ve Sa4 ocakları çevresinde bulunan tüfler yoğun hidrotermal sıvıların etkisi ile tamamen alterasyon minerallerine dönüşmüşlerdir.

En üst seviyede ise silisifiye kayaçlar yer almaktadır. Silisifiye kayaçlar F1 ve F2 fayları boyunca yükselen hidrotermal sıvıların son ürünleri olan silisin, içinden geçtiği kayaçları tamamen silisileştirmesiyle oluşmuşlardır. Silisleşmenin etkisi ile kayaçlar yüksek topoğrafyalarda dom şeklinde bulunmaktadır. Bu silisifiye zonlar

Sa2 nin kuzeyinde fay zonu boyunca KB doğrultusu boyunca devam etmektedir. Sa3 ve Sa4 ocaklarının güneyinde yer alan Yuvakayası ve Çomkaya tepelerinde bulunan faylar boyunca silisifiye zonlar net olarak görülebilmektedir.

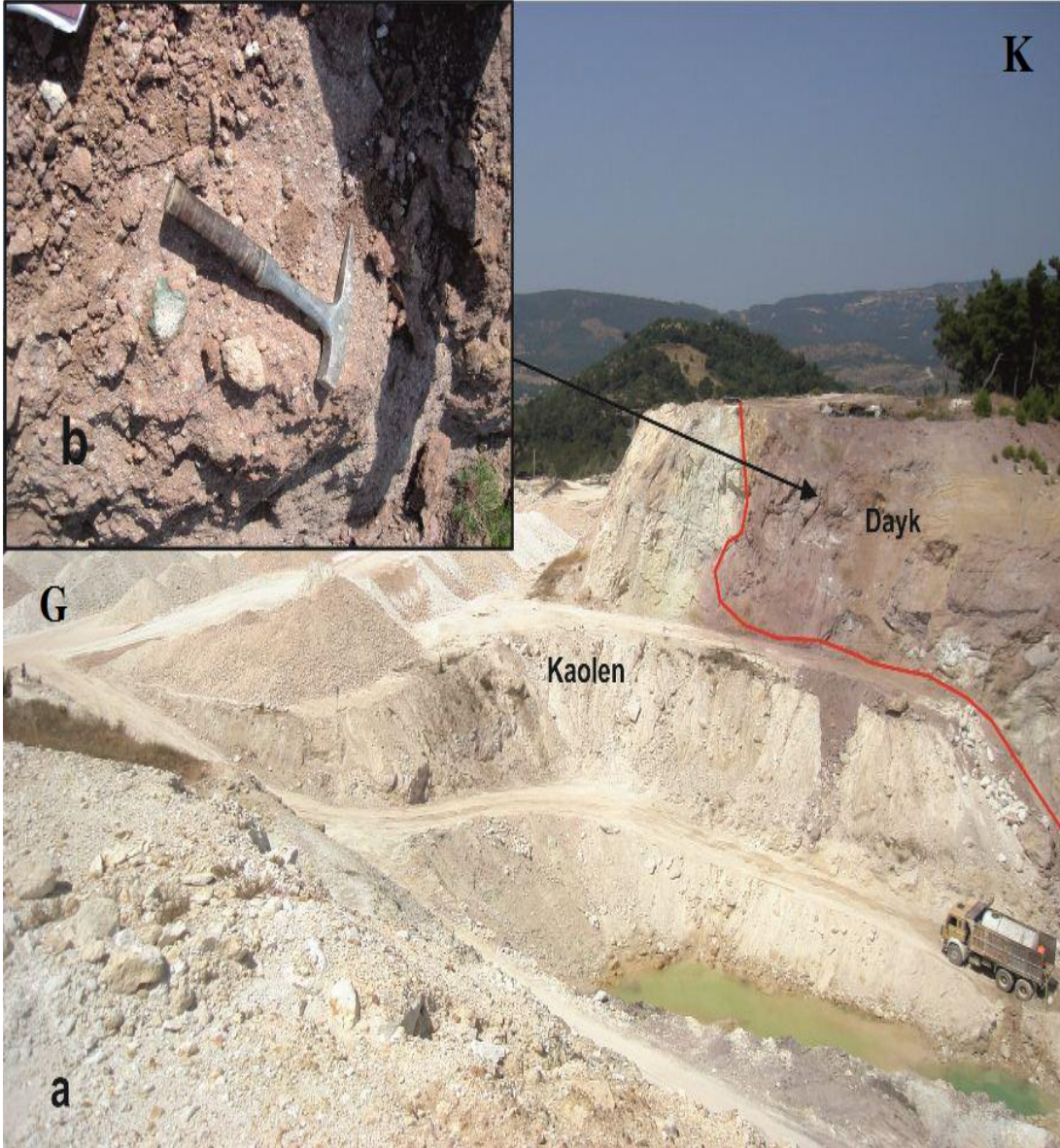


Şekil 6.1b : Sa1 ocağında mineralojik zonlanmadan genel görünüm.

Sa1 Ocağı

Sa1 ocağı F1 fayı batı ucu boyunca KB-GD doğrultusunda ve ~ 120.000 m² lik alanı kaplamaktadır. Bu ocak diğer ocaklar içerisinde en geniş olanıdır(Şekil 6.1b). Fay zonundan alınan örneklerde kuvars mineralinin miktarı fazladır. Bu zondaki kuvars minerali beyaz ve gri renklerde olup demir oksit minerallerinin etkisi ile sarımsı ve kırmızımsı renklerde de görülebilmektedir. Bu zon sert ve masif yapısıyla kolaylıkla ayırt edilir. Faydan güneye doğru ilerledikçe kuvars mineraline artan oranlarda beyaz pembe renkli ve bantlı yapılu alunit ve beyaz renkli masif kaolinit mineralleri eşlik etmektedir. Yer yer bu mineraller kırmızı ve sarı renklenmelere neden olan demiroksit mineralleri ile birlikte bulunur. Faydan 20-30 m ileride ise kuvars ve alunit miktarı düşerken kaolen miktarı artmaktadır. Alterasyon etkisinin azalmasıyla birlikte illit, montmorillonit, feldispat mineral birlikleri görülmektedir.

Fayın kuzeyinde herhangi bir alterasyon izi olmayıp bölgede hakim olarak bulunan andezitler yer almaktadır. Ocak içerisinde yapılan sondajlarda bu andezitlerin ~ 45 - 50 m derinlikte bulunduğu belirlenmiştir. SA1 ocağının batısında (61899D–37636K koordinatlarında) breşik dayk bulunmaktadır. Dayk içerisinde bulunan kayaç parçaları andezitik bileşimlidir. KB ve KD yönelimli iki fay arasında yükselmiş olan bu dayk kahve-kırmızı yapısıyla diğer kayaçlardan kolaylıkla ayırt edilmektedir.

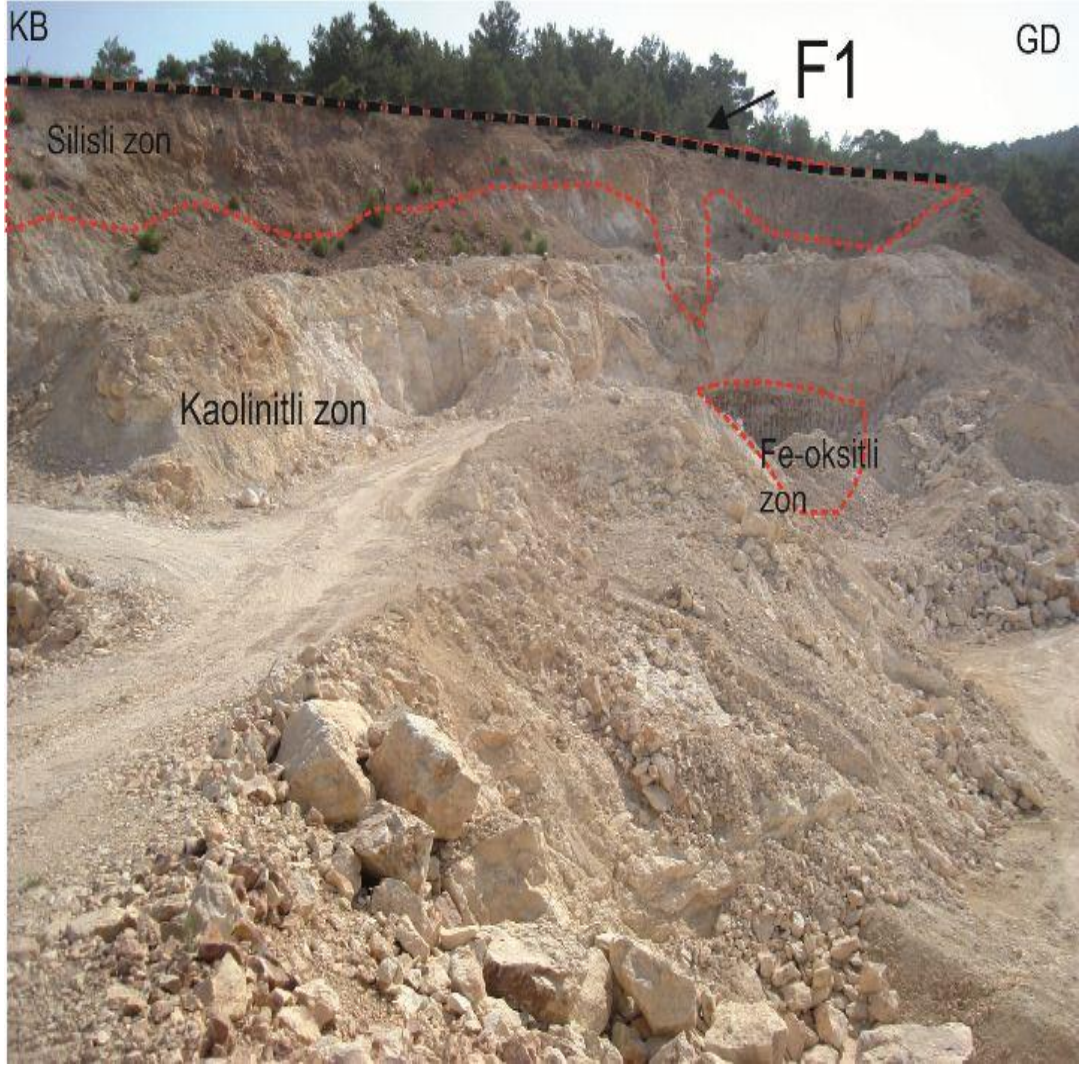


Şekil 6.1c : Sa1 ocağı içerisinde bulunan dayk a) genel görünüşü, b) dayk yakın görüntü.

Sa2 Ocağı

F1 fayının doğu ucunda bulunan Sa2 ocağı 20.000 m²'lik bir alanı kaplamaktadır. Ocağın üst kısımlarında masif, gri sileks zonu bulunmaktadır, α -kuvarstan oluşan bu zon aynı zamanda F1 fayı ile temsil edilmektedir. Faydan güneye gidildikçe mineral bileşimine beyaz renkli masif kaolinit ve beyaz-pembe renklere alunit dahil olmaktadır. Bu mineral birliğine yer yer demir oksit mineralleride eşlik etmektedir. Fay zonundan 3 - 4 m uzakta saf kaolinit zonuna geçilmektedir.

Bu ocakta yapılan sondajlarda altere demirli andezite ~ 20 m derinlikte ulaşılmıştır. Fay zonunun kuzeyinde ise andezitler yer alır.

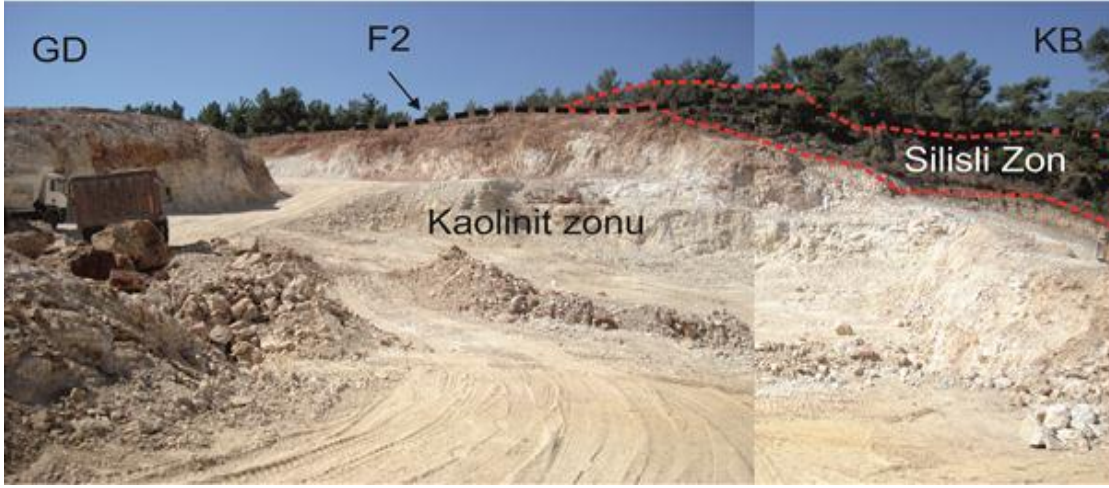


Şekil 6.1d : Sa2 ocağı mineralojik zonlanma genel görünümü.F1: Fay 1.

Sa3 Ocağı

Sa3 ocağı F2 fay zonunun batısında yer alır ve 2.500 m²’ lik bir alanda yer alır. Ocak fay zonu boyunca gelişmiş olan bir silisifiye zon ile başlar. Bu zon gri ve masif α -kuvarstan oluşmaktadır. Bu zondan kuzeye doğru ilerledikçe mineral bileşimine alunite ve kaolinit mineralleride dahil olurken bu minerallerin görünümü masif olup beyaz renklidirler(Şekil 6.1e).Kaolenleşme Sarıbeyli-Sığırlı ocakları arasında en az killeşmenin meydana geldiği ocaktır. Bunu nedeni diğer ocaklara oranla tuf kalınlığının sınırlı olması ve 5-6 m derinde andezite geçiş yapmasıdır.

Temelde bulunan andezit koyu kırmızı rengi ile diğer altere kayalardan kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Yapılan sondajlarda F2 fayının güney kısmında kaolenleşme tespit edilmiştir fakat işletilecek kadar zengin olmadığı için işletmeye açılmamıştır.

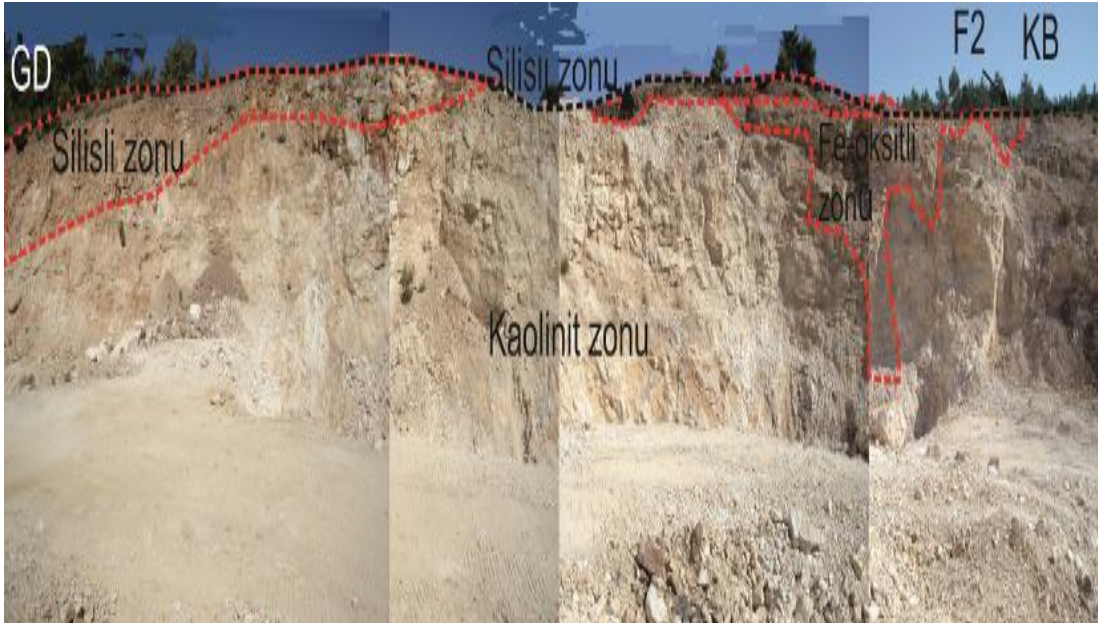


Şekil 6.1e : Sa3 ocağı mineralojik zonlanmasından genel görünüm. F2: Fay 2.

Sa4 Ocağı

F2 fayı üzerinde bulunan bir diğer ocakta Sa4 olup fayın batı ucunda 3750 m² lik bir alanı kaplamaktadır. F2 yi temsil eden fay boyunca diğer ocaklarda olduğu gibi masif, gri α -kuvars yeralır, demir oksitli kuvarslı zonlara faydan kuzeye ilerledikçe kuvarsa alunit ve kaolinit mineralleri eşlik eder. Bu ocakta alunit mineralinin oranı diğer ocaklara oranla daha fazladır ve alunitler beyaz renkli ve toprağımsı görünüme sahiptir.

Sa4 ve Sa2 ocakları karşılıklı birbirine çok yakındır ve F1 - F2 fayları arasında kalan alan tamamen kaolinleşmiştir.



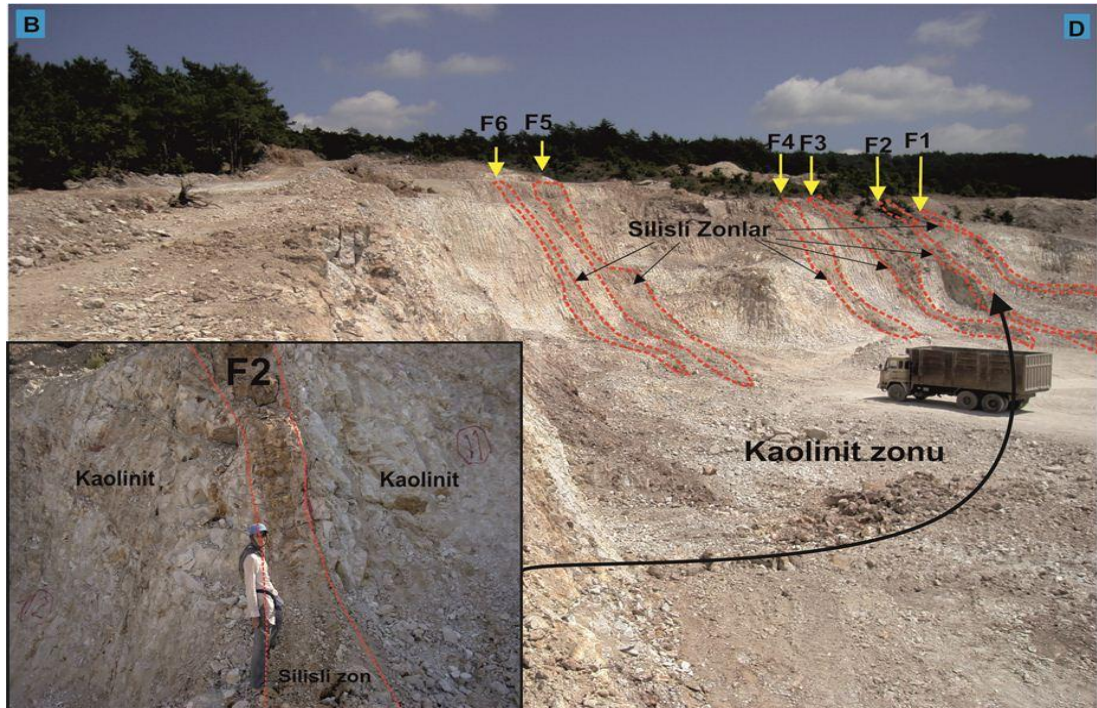
Şekil6.1f : Sa4 ocağı ve mineralojik zonlanması genel görünümü. F2: fay 2.

Ocaktaaltere andezitlere 10 - 15 m derinlikte ulaşılmaktadır. Bu ocaktada F2 fayının güneyinde de kaolenleşmeler tespit edilmiştir fakat işletilmemektedir.

6.1.2 Bodurlu kaolinit ocağı genel tanımlama

Bodurlu kaolen ocağı Çanakkale-Çan ilçesi Bodurlu köyü kuzeydoğusunda 100.000 m² lik bir alanda bulunmaktadır. Ocak Oligo-Miyosen yaşlı Çan volkaniklerinin içinde yer alır ve temelde andezitik kayalar bulunurken, kaolenleşme bu andezitler üzerinde ve çoğunlukla tüfler içerisinde gelişmiştir (Şekil 6.1.2a). Ocağın tabanında bulunan tüfler mor renkli litik lapilli tüftür üstte bulunan tüfler ise kirli beyaz ve masiftir.

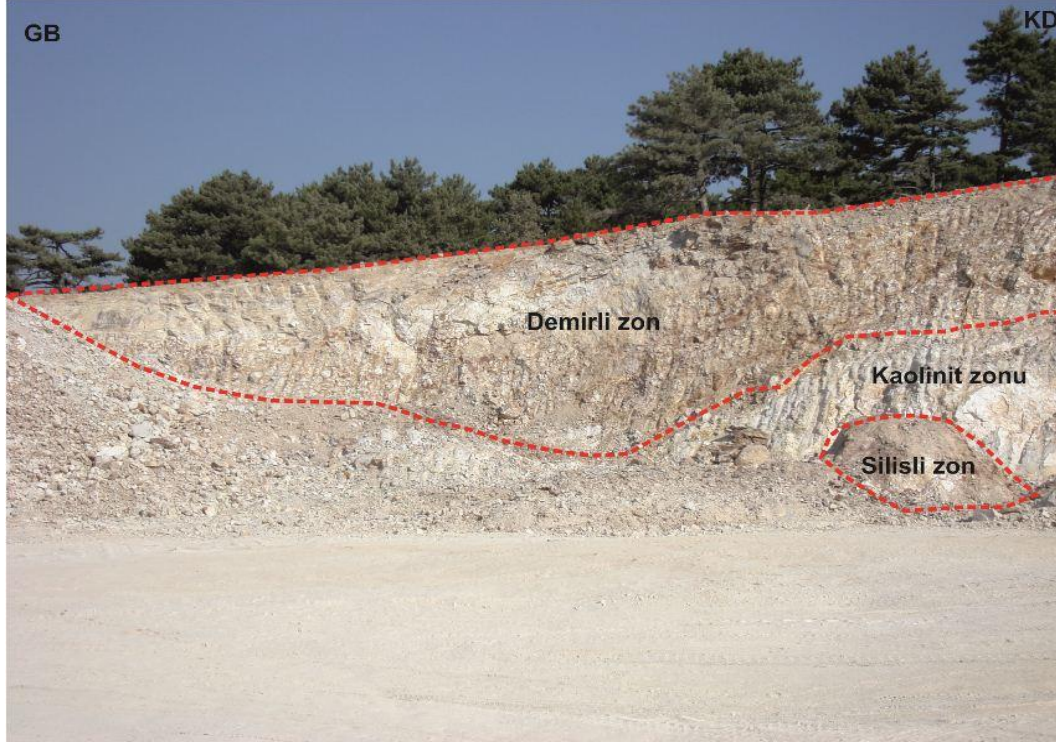
Ocak içerisinde K30D/75-90KB doğrultulu fay geçmektedir. Fay altı çatlak zonundan oluşmaktadır, kaolen oluşumları bu çatlak zonları arasında ve etrafında gelişmiştir. Kaolenleşme fayın her iki tarafında görülmekte ve fay doğrultusu boyunca uzanmaktadır. Örnekleme bu faylardan ve aralarından birbirini takip edecek şekilde yapılmıştır.



Şekil 6.1.2a : Bodurlu ocağı içinde bulunan silis dolgulu altı çatlak zonu ve aralarında bulunan kaolinit zonu. F: Fay.

Ocağın mineralojik bileşimi her bir çatlak boyunca mineralojik birliktelikler benzerlikler ve farklılıklar sunmaktadır. Genel benzerlik çatlak zonları boyunca gözenekli kuvars ve α -kuvarsın varlığı ve bunu takiben gelişmiş olan

kaolenleşmedir. Kuvars damarlarının genişliği 10-30 cm aralığında olup gri, kırmızımsı ve sarımsı renklindedir renklenmenin sebebi demir oksit ve nabit sülfür minerallerinin varlığından kaynaklanmaktadır (Şekil 6.1.2b). Kuvars boşluklu bir yapıya sahip ve bu boşluklar Fe-oksit mineralleri ile doldurulmuştur. Kaolenit mineralleri beyaz ve kirli beyaz renklidir ve masif görünümlüdür.



Şekil 6.1.2b : Bodurlu ocağı içinde demirli ve silisli zonlanmalar.

Çatlak zonlar boyunca bulunan gözenekli kuvars ileri arjilik alterasyonun en önemli işaretlerindedir ve pH'ı 2 - 3 olan çözeltilerin ana kayaca nüfuz etmesi (Simeone, 2005) ve kayaç içerisinde bulunan mineralleri uzaklaştırması ile karakterize olur. Fay zonlarına yakın kesimlerden alınan örneklerde alunit ve jarosit minerallerinin varlığı belirlenmiştir. Bu minerallerde arjilik alterasyonu ve düşük pH temsil eden minerallerdir. Alunit minerali jarosit mineraline oranla daha düşük miktarlarda bulunmaktadır, jarosit minerali ise alunit mineraline göre daha düşük sıcaklıklarda meydana gelmektedir. Alunit ve jarosit minerallerine makroskopik olarak rastlanılmamış, fakat bu veriler XRD analizleri sonucu belirlenmiştir. Yukarıda belirtilen mineraller dışında ocakta çatlak zonlar boyunca kuvarslar içerisinde hematit, limonit ve nabit sülfür minerali bulunmaktadır. Yapılan FE-SEM çalışmalarında ise hallosit mineralinin varlığı tespit edilmiştir.

6.1.3 Tepeköy t f ocağı genel tanımlama

Tepeköy ocağı an ilçesi batısında Tepek y n kuzeyinde ~ 162.500 m², lik bir alanda yer almaktadır (Şekil 6.3.1a-b). Ocağın temelini an Volkaniklerine ait andezitler oluŐtururken tüfler bu kayaç üzerinde bulunmaktadır. Ocak iŐletme tarafından Tuzluk, amlık ve Tepeköy olmak üzere üç bölüme ayırmıŐtır ancak mineralojik bileşiminde herhangi bir fark tespit edilmemiŐtir. Bu nedenle   ocakta Tepeköy baŐlıđı altında beraber anlatılacaktır. Tuzluk ocağının üzerinde 1 - 2 m kalınlığında bazaltik-andezit bileşiminde altere lav akıntısı bulunmaktadır (Şekil 6.1.3c). Ocaklardan numune alımı fay boyunca ve faydan ocak içine doğru ilerleyerek 2-3 m aralıklarla yapılmıştır, gerekli durumlarda bu aralık sıklaŐtırılmıŐtır.

Tepeköy ocağı an Kömür iŐletmesinden yaklaşık D-B doğrultulu an-Etili Fayı ile ayrılmaktadır. Bu fayın tek bir fay Şeklinde değil basamak Şeklinde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 6.1.3d). Ocak içinden de bu faylar net olarak görülmektedir. Tuzluk olarak isimlendirilen ocağın doğu ucunda fayın yakın çevresinin silis bakımından oldukça zenginleştiği ve gri renk aldığı gözlemlenmiştir (Şekil 6.1.3c).



Şekil 6.1.3a : Tepeköy ocağı genel görünümü. F: Fay.



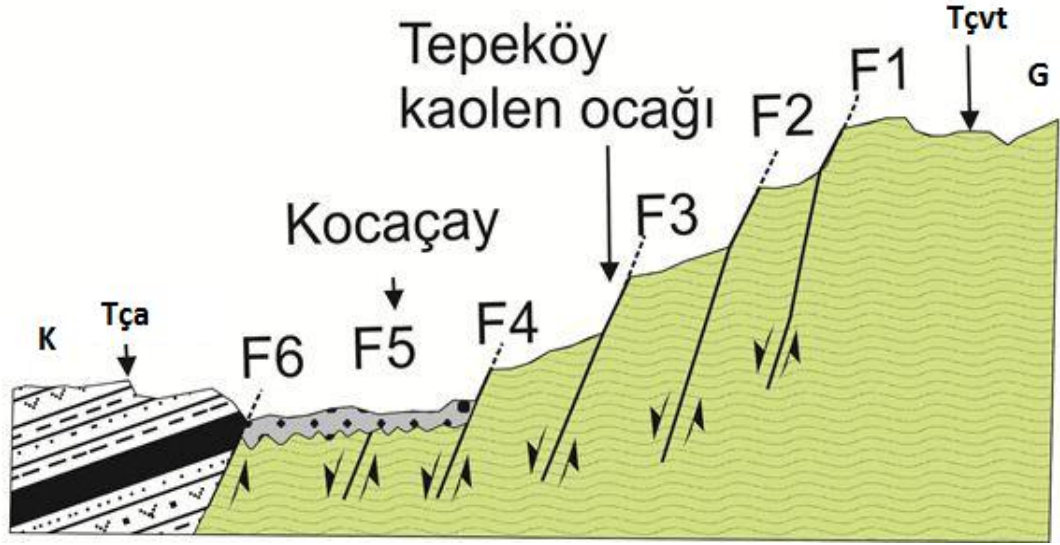
Şekil 6.1.3b : Tepeköy ocağı içinden geçen fayın izi.

Bu ocak kaolinit ocağı olarak bilinmesine rağmen yapılan mineralojik ve petrografik çalışmalar sonucunda ocakta kaolenleşmenin çok az olduğunu ve işletilen kayacın az altere tuf olduğu belirlenmiştir.

Tüfler masif sarı, kirli beyaz renklidir ve kırık-çatlaklar boyunca kuvars ve demir oksit minerallerince zenginleşme görülmektedir. Demir oksit minerallerinin neden olduğu sarı ve kırmızı renkler çatlaklar boyunca görülebilmektedir.



Şekil 6.1.3c : Tuzluk ocağı genel görünümü. F:Fay.



Şekil 6.1.3d : Çan formasyonu ve Çan volkanikleri arasındaki basamak faylı ilişkiyi gösterir ölçeksiz kesit. Tça: Çan formasyonu, Tçvt: Çan volkanikleri tüfü, F: Fay.

6.2 X-ray Mineraloji İncelemeleri

Ocakların mineralojik bileşimlerindeki farklılıklar gözönüne alınarak her ocak için yapılmış olan XRD çalışmaları ve değerlendirilmeleri farklı başlıklar altında anlatılmıştır.

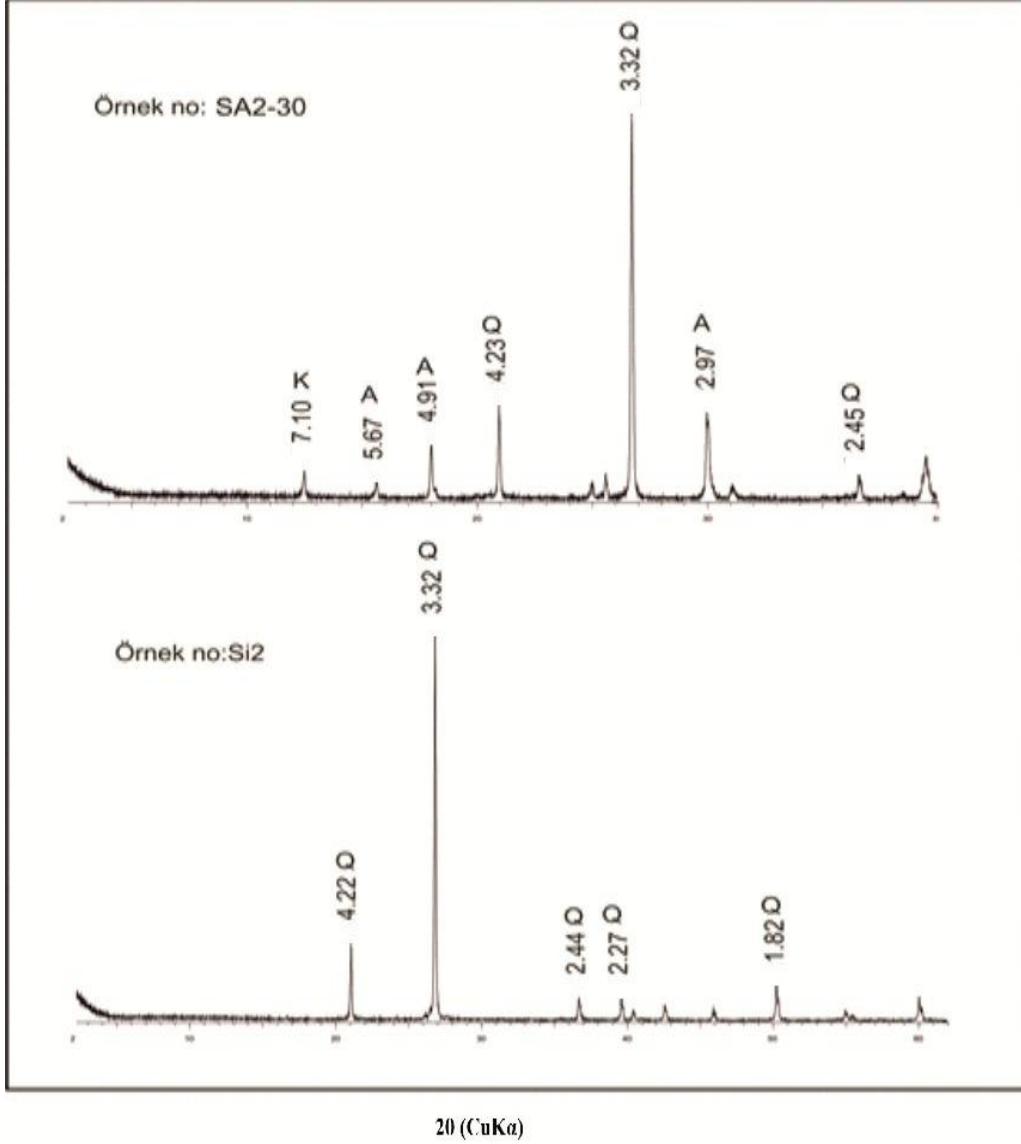
6.2.1 Sarıbeyli-Sığırlı kaolinit ocağı XRD incelemeleri

Ocakların mineralojik bileşimini ortaya koymak için XRD çalışmalarından yararlanılmıştır. Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarının genel mineralojik bileşimi birbiri ile aynıdır. Ocaklarda en yaygın olan mineral kaolinit olup bunu kuvars ve alunit takip etmektedir. Belirtilen minerallerin varlığı ocak içerisinde buldukları konuma göre artıp azalabilmektedir. Yapılan XRD çalışmalarında belirlenmiş olan mineral birlikleri şu şekildedir;

- i) bol kuvars,
- ii) bol alunit + az kaolinit ± az kuvars,
- iii) bol kaolinit+ az alunit ± az kuvars ve
- iv) bol kaolinit ± az illit ± az montmorilonit.

Silisifiye zonlar; Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarında Sa1, Sa2, Sa3 ve Sa4 olarak belirtilen ocakların fay zonlarından alınmış olan örneklerden yapılan XRD çalışmalarında

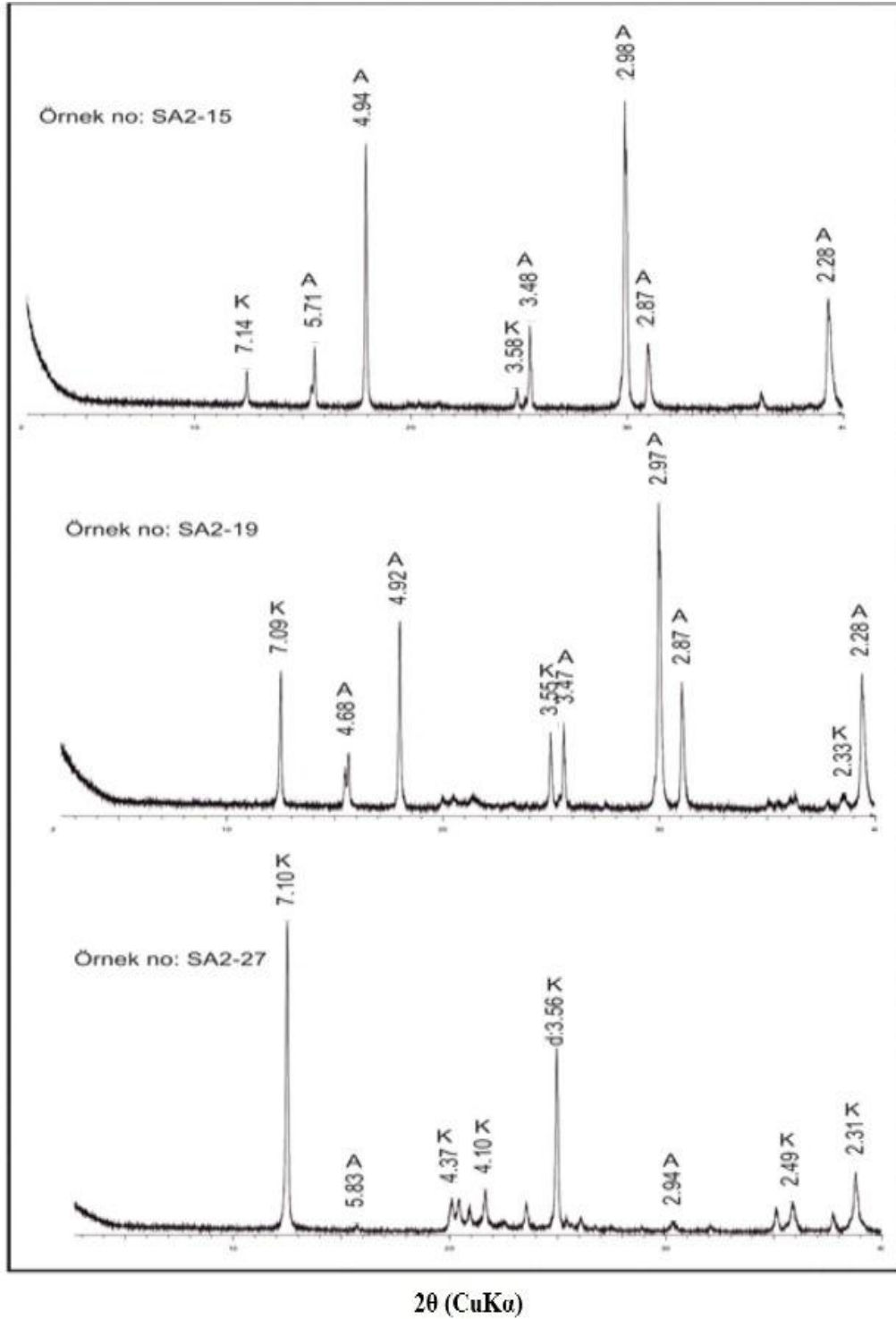
burada bulunan baskın mineralin α -kuvars olduğu belirlenmiştir. Mikrokristalin yapılı bu kuvarsa yanal ve dikey olarak kaolinit, alunit mineralleri eşlik etmektedir. Sa1 ocağından alınan örnekte kaolinit ve alunit bulunurken diğer ocakların silisifiye zonlarından alınan örnekte sadece α -kuvars'a rastlanılmıştır (şekil 6.2.1a).



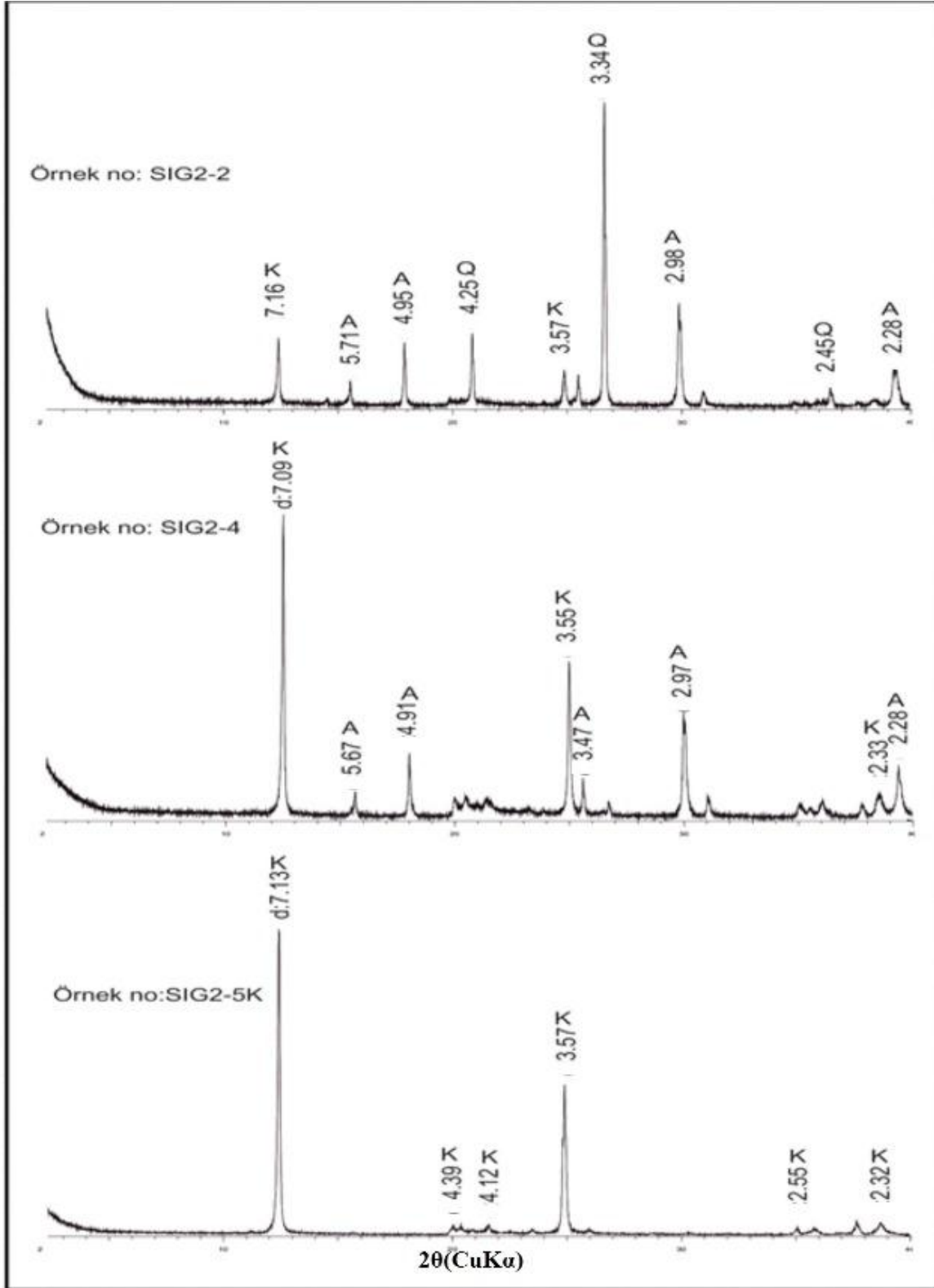
şekil 6.2.1a : Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarından alınan silisifiye örneğlerin XRD verileri.
K:Kaolinit, Q:Kuvars, A:Alunit.

Fay zonundan uzaklaştışça kuvars miktarı azalmakta ve mineral bileşimine alunit ve kaolinit mineralleri dahil olmaktadır. Bu mineral topluluğunda alunit mineralinin miktarı bazı alanlarda nerdeyse % 90 ve daha fazlasına ulaşmaktadır. Özellikle Sa1 ve Sa4 ocaklarında saf alunit minerallerinin varlığı belirlenmiştir. Alterasyon zonunun i kesimlerine ilerledikçe baskın mineralin kaolinit olduğu görölmektedir. Yapılan incelemelerde Sa1, Sa2 ve Sa3 ocaklarında saf kaolinit minerali olan

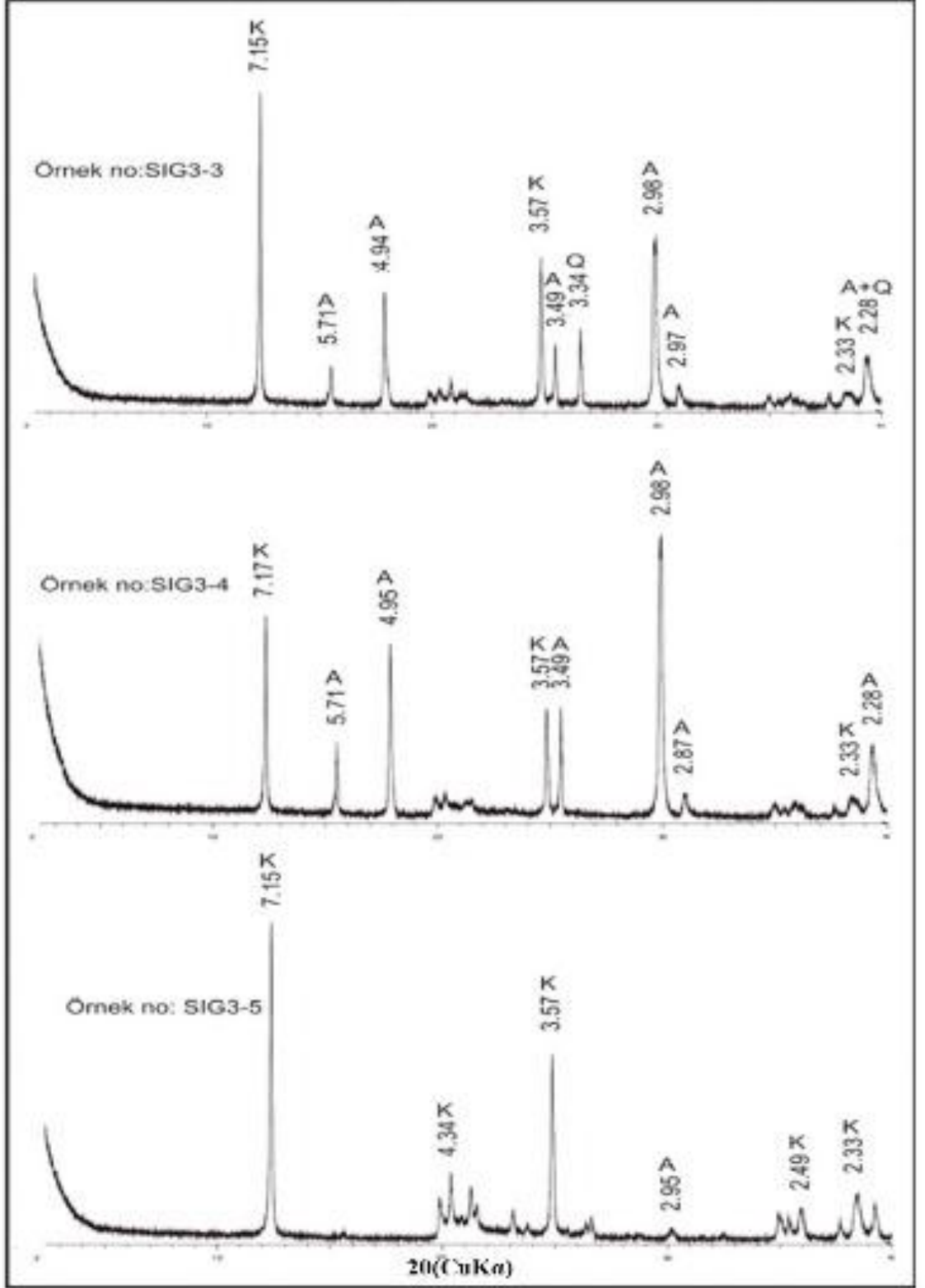
örneklerin varlığı tespit edilirken Sa4 ocağından alınan örneklerin tamamında kuvarsın önemli miktarlarda bulunduğu belirlenmiştir (Şekil 6.2.1b-c-d-e).



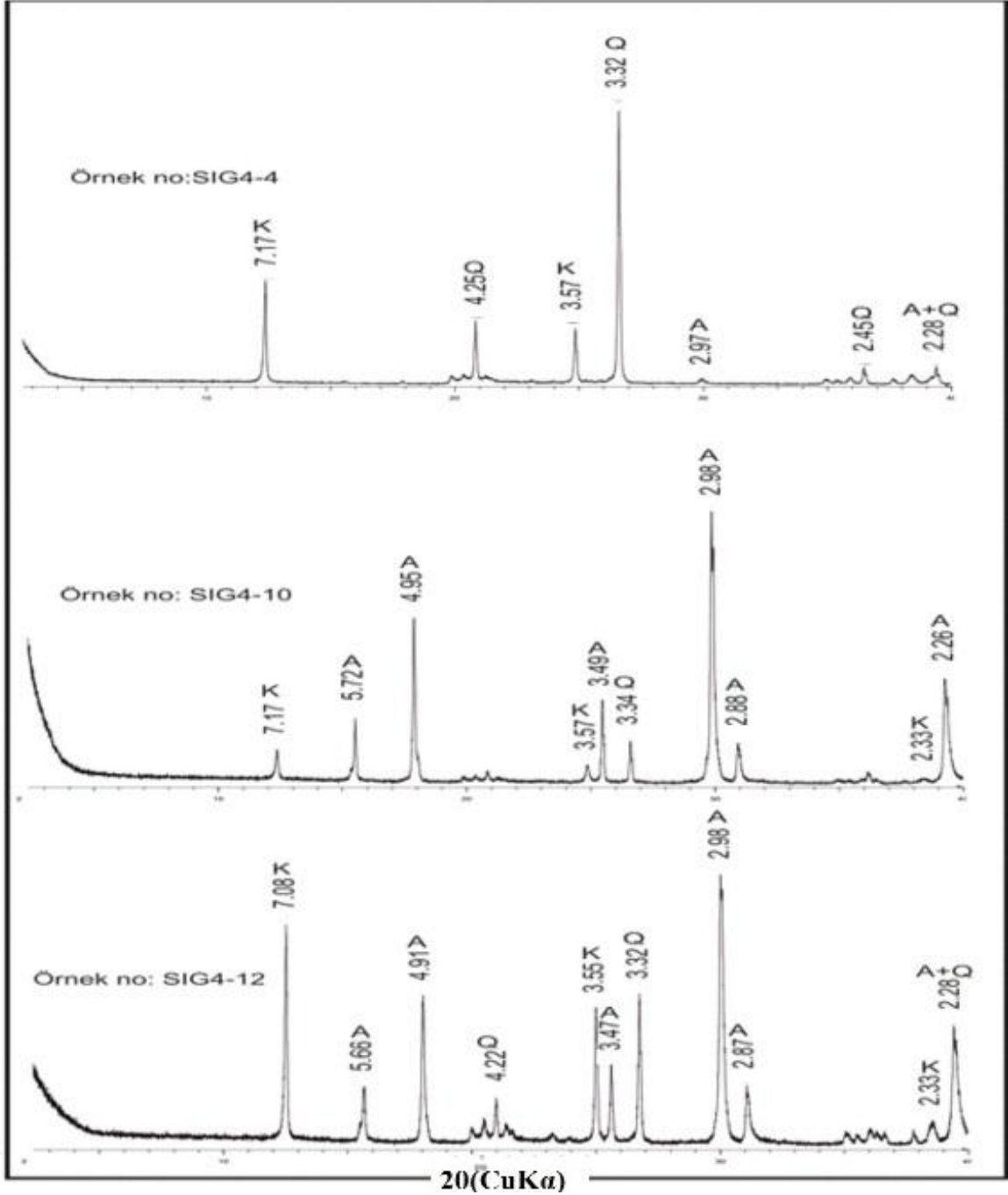
Şekil 6.2.1b : Sa1 ocağından alınan örneklerin XRD verileri. Sa2-15 fay zonuna en yakın alunit mineralince zengin örnek, SA2-19 faydan yatay olarak uzaklaşan kaolinit mineralince daha zengin örnek, SA2-27 ise fayda yatay olarak daha uzakta olan ve kaolenleşmenin en fazla geliştiği örnek, K:Kaolinit, A:Alünit.



Şekil 6.2.1c : Sa2 ocağından alınan örneklerin XRD verileri. SIG2-2 fay zonundan alınan α -kuvarsa zengin örnek, SIG2-4 fay zonundan yatay olarak uzakta yeralan kaolinitce zengin alunitli örnek, SIG2-5K ise faydan yatay olarak daha uzakta bulunan kaolinitce zengin örnek, K: Kaolinit, Q: Kuvars, A: Alunit.



Şekil 6.2.1d : Sa3 ocağına ait örneklerin XRD verileri. SIG 3-3 fay zonun yakınlarından alınan α -kuvarsa zengin kaolinit ve alunitli örnek, SIG3-4 fay zonunun yatay olarak daha uzakta bulunan alunit ve kaolinit minerallerince zengin örnek, SIG3-5 ise fay zonundan yatay olarak daha uzakta bulunan saf kaolinit örneği, K:Kaolinit, Q:Kuvars, A:Alünit.

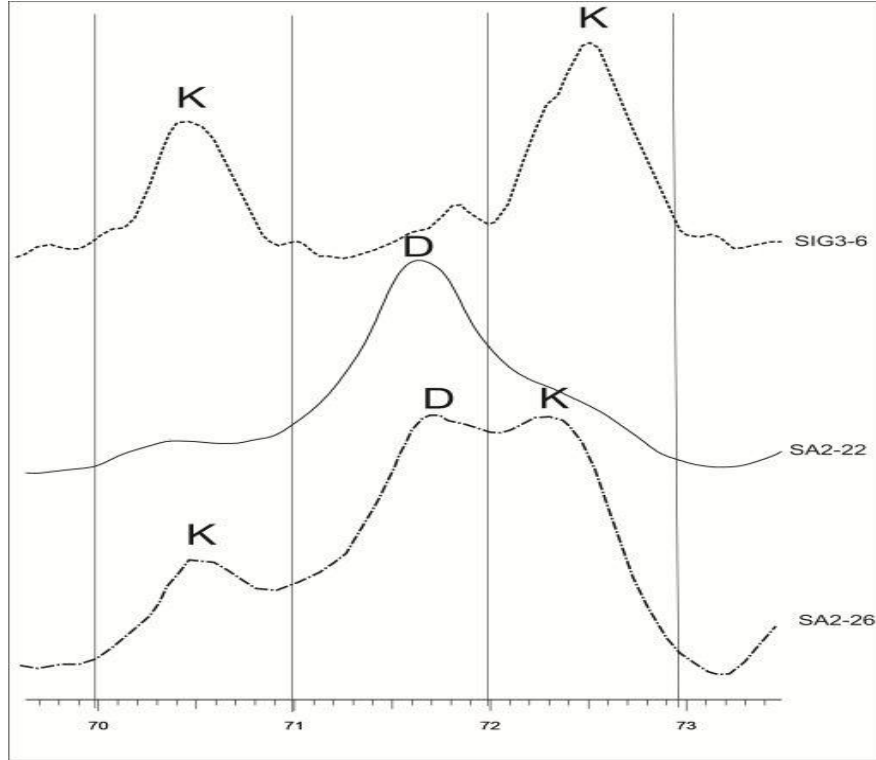


Şekil 6.2.1e: Sa4 ocağına ait örneklerinin XRD verileri. SIG4-4 fay zonunun yakınlarından alınmış α-kuvarsa zengin örnek, SIG4-10 fay zonundan daha uzaktan alınan alunitce zengin örnek, SIG4-12 ise alunit, kuvars ve kaolinitce zengin örnek, K:Kaolinit, Q:Kuvars, A:Alunit.

Şekil 6.2.1b-c-d-e' de verilen örnekler yukarıdan aşağıya doğru fay zonlarından uzaklaşmaktadır ve buna bağlı olarak mineral bileşimindeki değişimi yansıtmaktadır. Tüm ocaklarda faydan uzaklaştıkça artan kaolen oranı görülmektedir.

Sarıbeyli-Sığırlı ocağından alınan bazı örneklerin bileşiminde dikit mineralinin varlığından şüphelenilmiştir. Dikit varlığının tespiti için Zatov ve diğ. (1998)' den yararlanılarak aşağıda belirtilen laboratuvar çalışması yapılmıştır.

Öncelikle öğütülen örnekler santrüfijde 12000 rpm' de 20 dk döndürülerek flokülasyonun önüne geçilmiş daha sonra ise 4000 rpm de 1 dk döndürülerek 2 µm' den büyük malzemeler çöktürülmüş ve 2 µm kil elde edilmiştir. Bu malzeme cam lam üzerine yayma yapılarak havada kurutulmuş ve 69-73°2°Θ arasında XRD çekimleri yapılmıştır. Kaolen grubuna ait bu XRD verilerinde 2°θ ekseninde 71-72° aralığında tespit edilen pikler kaolen grubu minerallerinden olan dikit mineraline aitken, 70-71° ve 72-73°2°Θ aralığında tespit edilenler pikler kaolinit mineraline aittir. Şekil 6.2.1f' den de görüleceği gibi bazı örneklerde saf kaolinit yada saf dikit minerali bulunurken bazı örneklerde de her iki mineralin varlığında tespit edilmiştir.



Şekil 6.2.1f : 2 µm altı saf kaolen örneklerinde dikit mineralinin varlığının belirlenmesi, K:kaolinit, D:dikit (Zatov ve diğ., 1998).

Ocaklar içerisinde kaolen ocağı olarak işletilen kısım, kaolinit mineralinin yüzde olarak fazla bulunduğu alanlardır ve F1-F2 fayları arasındaki alan olarak temsil edilebilir. Bu alanda kayada bulunan kaolinit mineralinin miktarı % 90 - 95'e yaklaşmakta hatta bazı örneklerin tamamen kaolen minerallerinden oluşmaktadır. Bu minerale alunit ve kuvars eşlik etmektedir (Çizelge 6.2.1a). Alunit ve kuvars

minerallerindeki artışla birlikte kayacın toplam yoğunluğunun arttığı belirlenmiştir. Ayrıca ocak içerisinde demirli zonların saptanmasına rağmen XRD verilerinde herhangi bir Fe-oksit minerali tespit edilememiştir.

Çizelge 6.2.1a : Sarıbeyli-Sığırlı kaolinit ocaklarından alınan örneklerin mineralojik dağılımı gösterilmektedir. *: Göreceli bulunma bolluğu, acc: aksesuar mineraller.

Ocak	Örnek no	Kayaç Türü	Kaolen Grubu Mineralleri	Alünit	Kuvars
Sa1	Sa1h	Altere tuf	*****	*	-
Sa1	SA1	Altere tuf	***	***	-
Sa1	SA1t	Altere tuf	**	****	-
Sa1	SA2-10	Altere tuf	*	*****	-
Sa1	SA2-11	Altere tuf	****	Acc	**
Sa1	SA2-13	Altere tuf	*****	Acc	*
Sa1	SA2-14a	Altere tuf	*****	Acc	-
Sa1	SA2-15	Altere tuf	*	*****	-
Sa1	Sa2-16	Altere tuf	**	-	****
Sa1	SA2-19	Altere tuf	**	****	-
Sa1	SA2-20	Altere tuf	*****	*	acc
Sa1	SA2-22	Altere tuf	*****	Acc	-
Sa1	SA2-23	Altere tuf	***	Acc	***
Sa1	Sa2-26	Altere tuf	*****	Acc	-
Sa1	Sa2-27	Altere tuf	*****	Acc	-
Sa1	SA2-30	Silisifiye kayaç	acc	*	*****
Sa1	SA2	Altere tuf	*	*****	-
Sa1	SA3	Altere tuf	**	****	-
Sa1	SA4	Altere tuf	*****	Acc	-
Sa2	Si2	Silisifiye kayaç	-	-	*****
Sa2	SIG2-1	Altere tuf	**	Acc	****
Sa2	SIG2-2	Altere tuf	*	*	****
Sa2	SIG2-3	Altere tuf	*****	Acc	acc

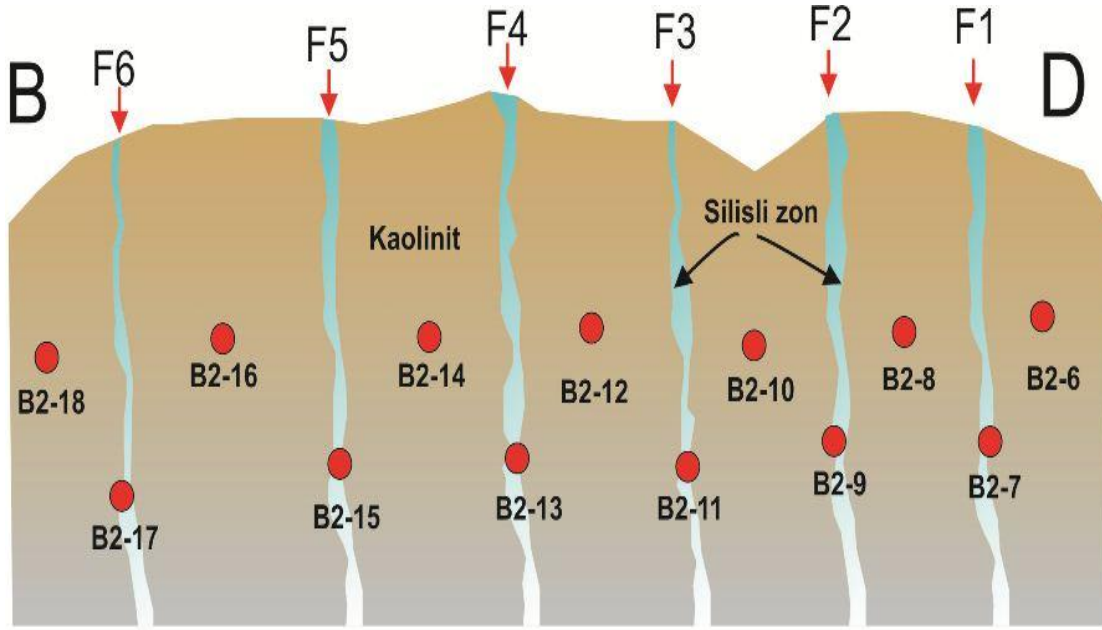
Çizelge 6.2.1a : (Devamı)

Ocak	Örnek no	Kayaç Türü	Kaolen Grubu Mineralleri	Alünit	Kuvars
Sa2	SIG2-4	Altere tuf	****	**	-
Sa2	SIG2-5	Altere tuf	*****	*	-
Sa2	SIG2-5K	Altere tuf	*****	-	-
Sa2	SIG2-6	Altere tuf	*****	Acc	-
Sa3	Si3	Silisifiye kayaç	-	-	*****
Sa3	SIG3-2	Altere tuf	*****	Acc	-
Sa3	SIG3-3	Altere tuf	***	**	*
Sa3	SIG3-4	Altere tuf	***	***	-
Sa3	SIG3-5	Altere tuf	*****	Acc	-
Sa3	SIG3-6	Altere tuf	*****	-	-
Sa4	SIG4-4	Altere tuf	**	Acc	****
Sa4	SIG4-6	Altere tuf	***	Acc	***
Sa4	SIG4-7	Silisifiye kayaç	*	Acc	*****
Sa4	SIG4-12	Altere tuf	**	**	**
Sa4	SIG4-10	Altere tuf	*	****	*

6.2.2 Bodurlukaolinit ocağı XRD incelemeleri

Bodurlu ocağından örnek alınırken, ocak içinde belirlenmiş olan altı silisçe zengin çatlak zonlarından ve bunların arasında bulunan kaolenli alanlardan belirli bir düzende alınmasına dikkat edilmiştir (Şekil 6.2.2a). Örneklerin geri kalan kısım ise ocak içinden çatlak zonlarına dik olarak 2 - 3 m aralıklarla alınmıştır.

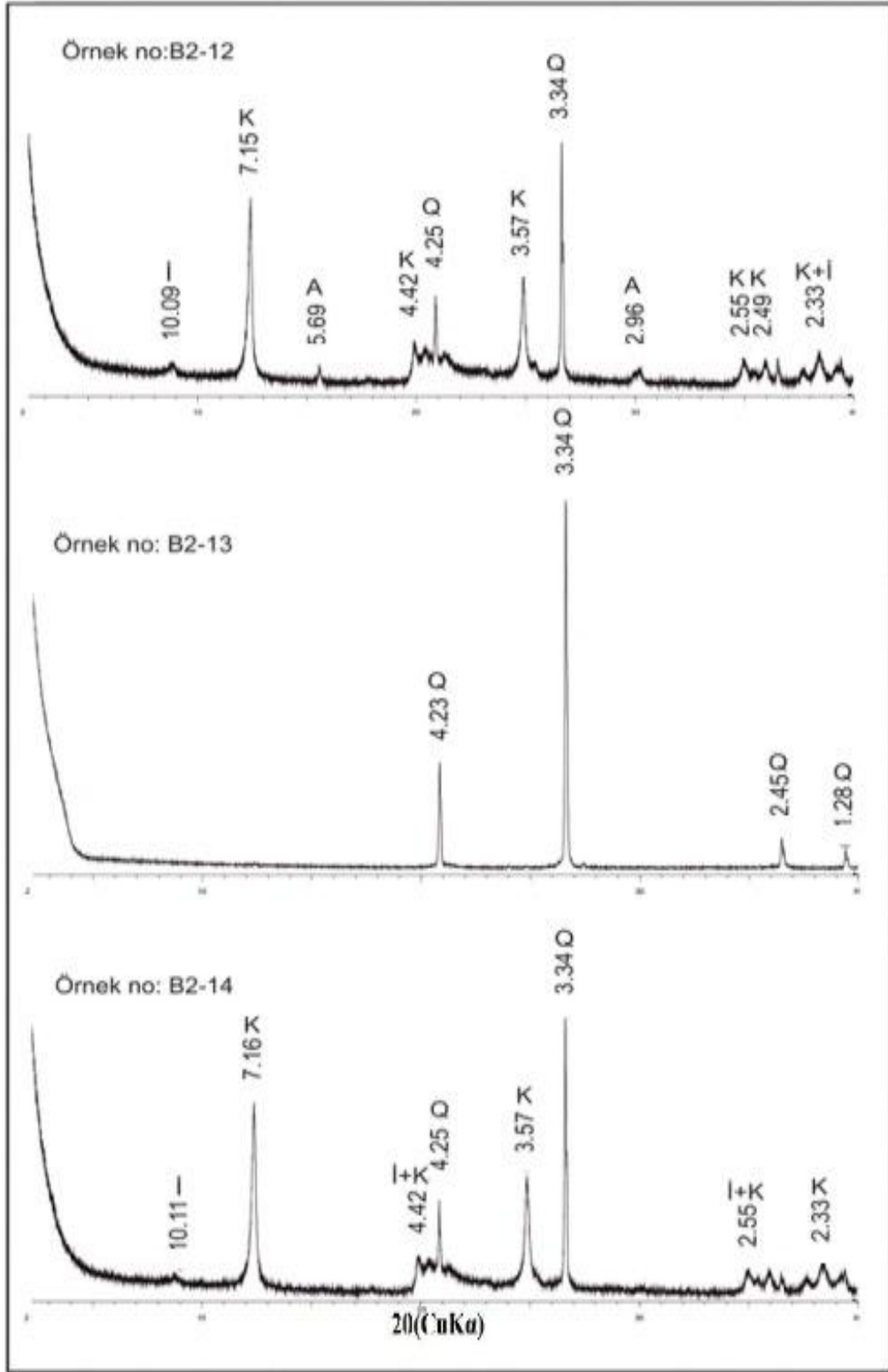
Ocak içerisinde baskın mineral kaolinittir ve bunu azalan sırayla kuvars, illit, alunit ve jarosit takip etmektedir. Bu mineral birliğine az oranda Fe-oksit mineralleri de dahil olmaktadır (Çizelge 6.2.2a). Çatlak zonlarından alınan örnekler kuvarsa zenginken çatlak zonlar arasında kalan alanlarda kaolenit hakimdir. Çatlak dolgusu içerisinde bulunan kuvars “ α -kuvars” özelliğini taşımaktadır. Arazi gözlemlerinde bu bir kısmının boşluklu ve gözenekli bir yapıya sahip gözenekli özelliği taşıdığı belirlenmiştir.



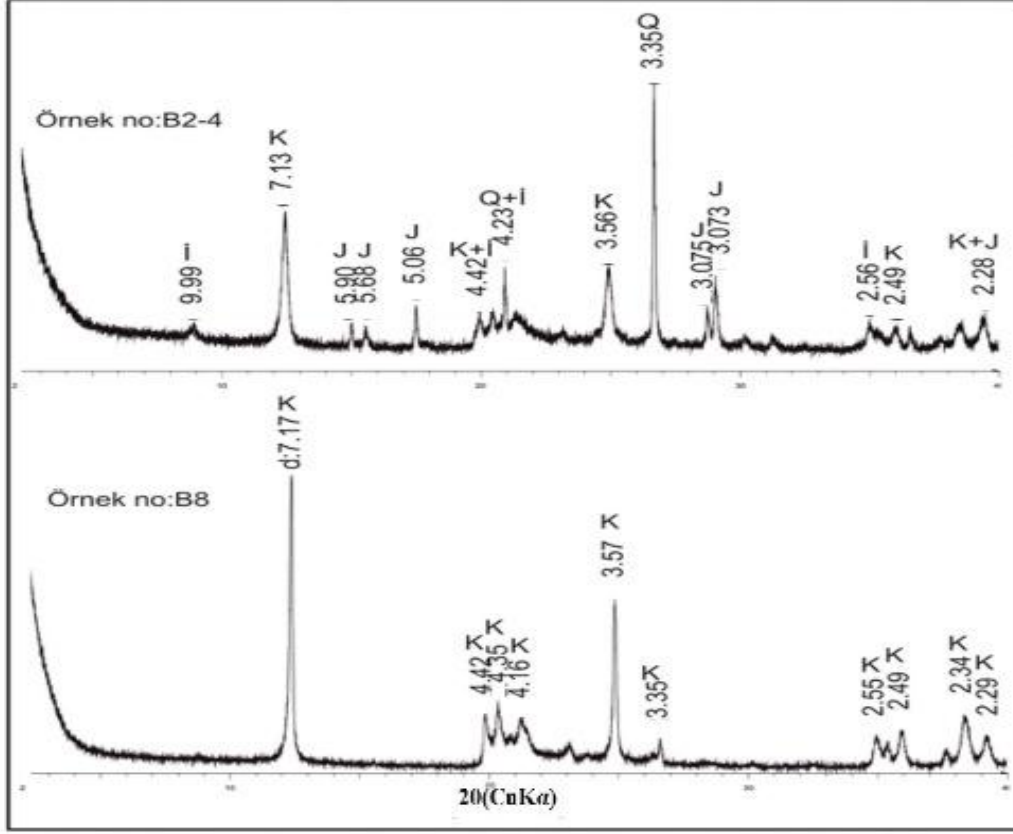
Şekil 6.2.2a : Bodurlu ocağında bulunan çatlak zonları, aralarındaki kaolenleşmiş alanları ve örnekleme sırasını gösterir grafik. Kırmızı daireler örnek alınan noktaları belirtmektedir. F: Fay.

Şekil 6.2.2b’ de görülen XRD verileri bir çatlak zonu ve bunun etrafındaki kaolenleşmiş alandan alınmıştır. B2-13 çatlak zondan alınmış olup XRD verileri bize sadece α -kuvarsın varlığını göstermektedir. B2-12 ve B2-14 örnekleri ise iki çatlak zonu arasında kalan kaolenize alanlar olup XRD verilerinde toplam kütle içinde kuvars miktarının azalmasıyla birlikte kaolinit mineralinde belirgin bir artma görülür bazı örneklerde illit ve az miktarda alunit mineralindebu mineral birliğine dahil olmaktadır. Tüm ocakta benzer mineralojik birliktelik gelişmiştir (Çizelge 6.2.2a).

Ocak içerisinde yapılan makroskopik incelemelerde alunit ve jarosit mineraline rastlanılmamasına rağmen XRD verileri bize bu ocakta alunit ve jarosit minerallerinin varlığını göstermiştir. Alunit minerali iz miktarda bulunurken, jarosit oranı % 15 ve daha fazla olabilmektedir. Yapılan incelemelerde alunit ve jarosit minerallerinin genellikle kuvars, kaolinit ve illit mineralleri ile birlikte bulunduğu belirlenmiştir.



Şekil 6.2.2b : Bodurlu ocağı XRD verileri, B2-13 çatlak zonundan alınana ve α -kuvarscazengin örnek, B2-12, B2-14 çatlak zonlar arasında kalan kaolen mineralince zengin örnekler.



Şekil 6.2.2c : Bodurlu ocağı kaolinit örneklerinin XRD verileri. B2-4 kaolinit ve α -kuvars mineralleriyle birlikte az oranda jarosit minerali tespit edilen örnek. K:Kaolinit, Q: Kuvars, İ: Illit ve J:Jarosit.

Ayrıca ocak içerisinde kaolenleşmenin çok iyi geliştiği ve bu alanları temsil eden, genellikle ocakta çatlak zonlardan 5-10 m daha uzak alanlarda saf kaolenitten oluşmuş kayalar bulunmaktadır (Şekil 6.2.2b) . İşletilmekte olan alanlarda bu kısımlardır.

Çizelge 6.2.2a : Sarıbeyli-Sığırlı kaolinit ocaklarından alınan örneklerin mineralojik dağılımını gösterir tablo. *: Göreceli bulunma bolluğu, acc: Aksesuar.

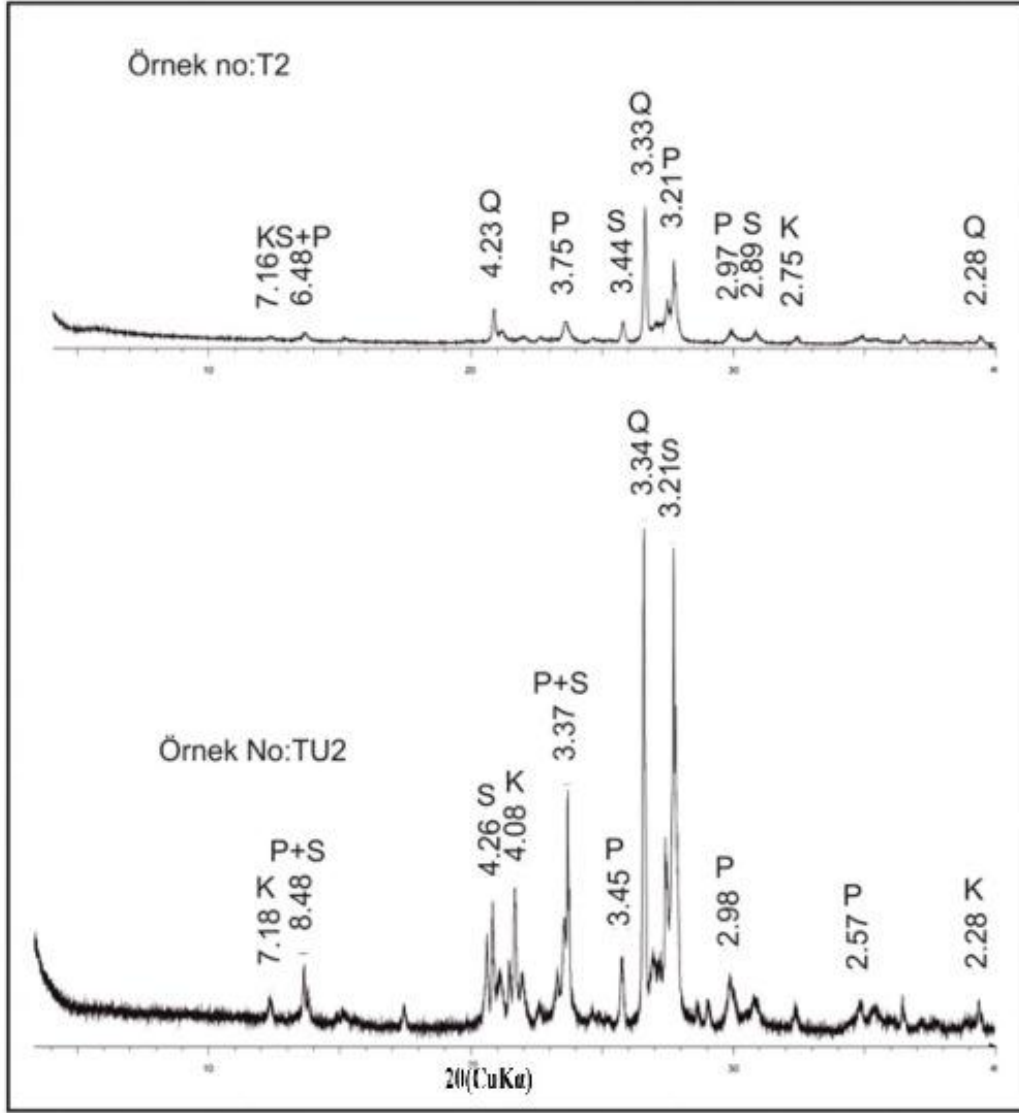
Örnek no	Kayaç Türü	Kaolinit	Kuvars	Jarosit	Alünit	İllit
B2-2	Altere tuf	***	***	-	-	-
B2-3	Altere tuf	**	****	-	-	acc
B2-4	Altere tuf	*	****	*	-	acc
B2-6	Altere tuf	**	****	-	-	acc
B2-7	Silisifiye kayaç	-	*****	-	-	acc
B2-8	Altere tuf	**	****	Acc	-	acc

Çizelge 6.2.2a : (Devamı)

Örnek no	Kayaç Türü	Kaolinit	Kuvars	Jarosit	Alünit	İllit
B2-9	Silisifiye kayaç	acc	*****	Acc	-	acc
B2-10	Altere tuf	**	****	-	-	acc
B2-11	Silisifiye kayaç	**	****	-	-	acc
B2-12	Altere tuf	**	****	-	-	acc
B2-13	Silisifiye kayaç	-	*****	-	-	-
B2-14	Altere tuf	**	***	-	*	acc
B2-15	Silisifiye kayaç	acc	*****	-	-	acc
B2-16	Altere tuf	**	***	-	-	acc
B2-17	Silisifiye kayaç	acc	*****	-	-	*
B2-18	Altere tuf	**	****	-	acc	acc
B3	Altere tuf	**	****	-	-	-
B4	Altere tuf	**	****	-	-	acc
B6	Altere tuf	**	****	-	-	acc
B7	Altere tuf	****	**	-	-	acc
B8	Altere tuf	*****	-	-	-	-
BOD6	Silisifiye kayaç	acc	*****	-	-	-
BOD7	Silisifiye kayaç	acc	*****	-	-	-
BOD8	Altere tuf	***	***	-	-	-
BOD15a	Silisifiye kayaç	acc	****	*	-	*
BOD4	Altere tuf	***	**	-	acc	*
BOD9	Altere tuf	**	****	-	-	acc

6.2.3 Tepeköy ocağı XRD incelemeleri

Tepeköy ocağında yapılan mineralojik ve petrografik çalışmalarında ocak içerisinde bulunan kayaçların herhangi bir alterasyondan etkilenmedikleri görülmüştür. XRD verilerinde elde edilen mineralojik bileşimde kuvars ocak içi numunelerinde baskın mineraldir, bunu plajiyoklas ve sanidin takip etmektedir(Şekil 6.3.2a). Kaolinit minerali % 10' u geçmemektedir.



Şekil 6.2.3a : Tepeköy ocağı tüflerinin XRD verileri. K:Kaolinit, P: Plajiyokla, S:Sanidin, Q:Kuvars.

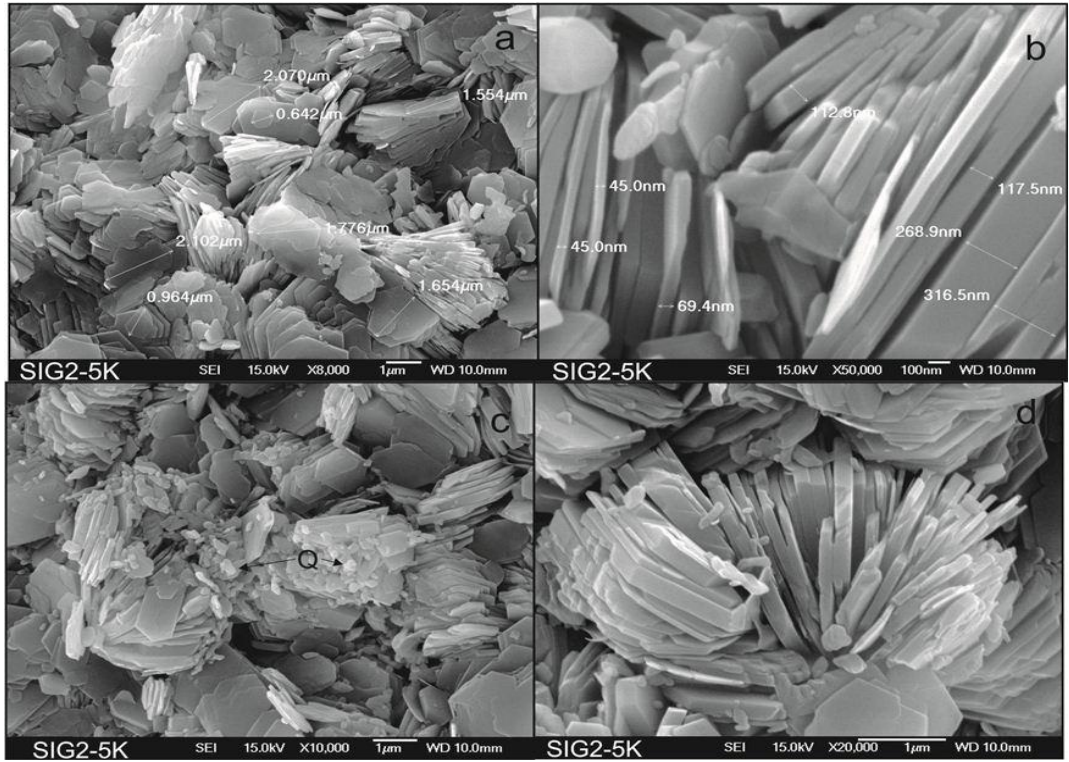
6.3 Taramalı elektron mikroskobu (FE-SEM) çalışmaları

Ocakların mineralojik olarak farklı özelliklere sahip olmasından dolayı bu bölümde de herbir ocak farklı başlıklar altında değerlendirilmiştir.

6.3.1 Sarıbeyli-Sığırlı ocakları FE-SEM çalışmaları

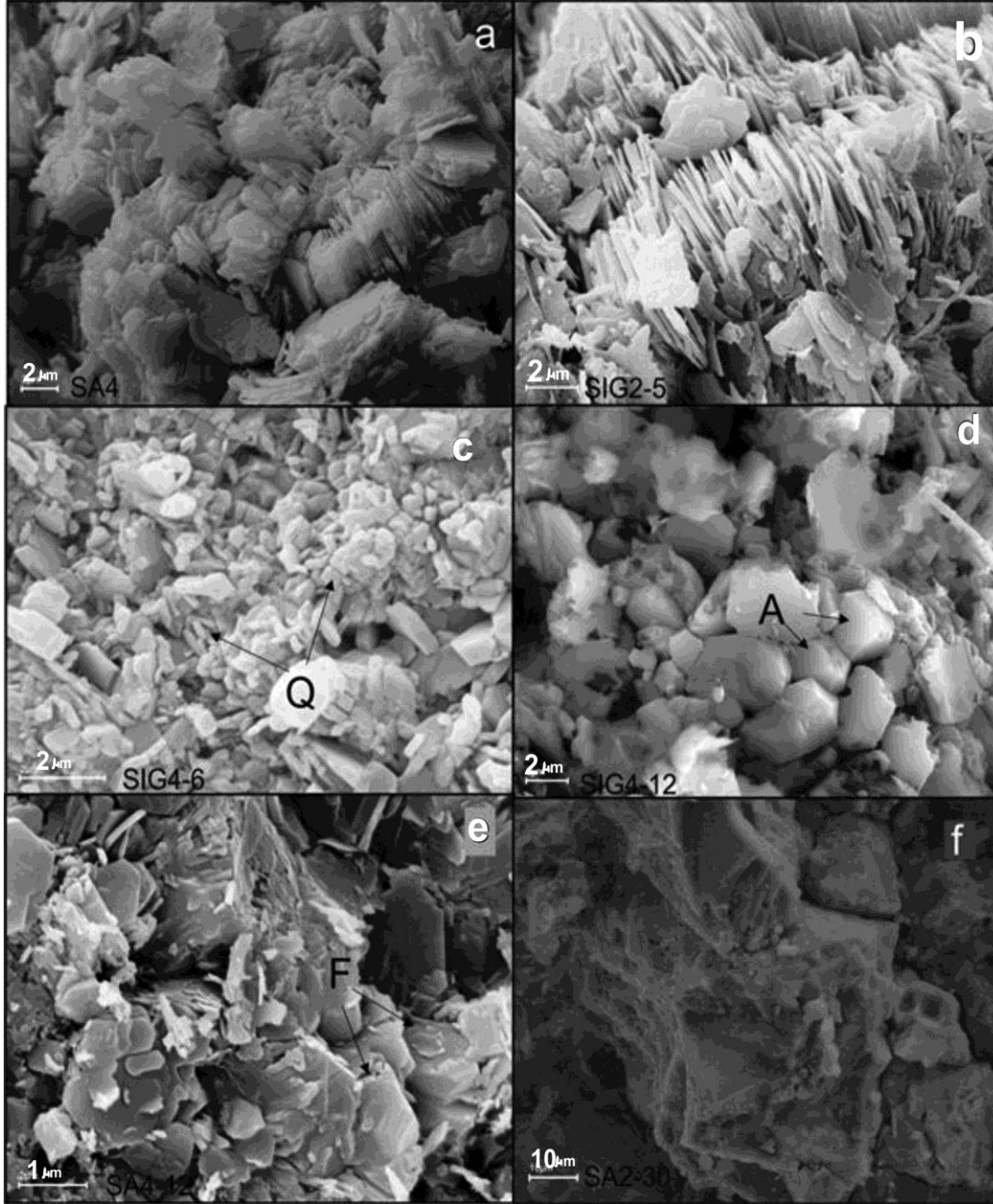
Sarıbeyli-Sığırlı ocakları için yapılan SEM çalışmalarında bu ocaklarda bulunan minerallerin mikromorfolojik özellikleri incelenerek tanımlama yapılmıştır.

Kaolinit minerallerinin örnekler içinde iki farklı şekilde görüldüğü belirlenmiştir. Bunlardan ilki düzensiz gelişmiş ve dağılmış farklı boyutlarda oluşmuşlar ikincisi ise kitap şekilli gelişmişlerdir. Düzensiz kaolinitlerden elde edilen görüntülerde mineral boyutlarının birbirinden oldukça farklı büyüklüklerde olup 0.642-2.102 μm arasında olduğu saptanmıştır. SIG2-5K örneğinden elde edilen görüntülerde ise feldispattan itibaren levhamsı yapıda kaolinit oluşumu görülmektedir. Bu örnekte kaolinitin feldispat mineralinden itibaren incelen levha kalınlığı oldukça belirgindir ve bu kalınlıklar 45 -316 nm aralığında değişmektedir. Şekil 6.3.1b’de görüldüğü gibi, 270 - 316 nm arasındaki kalınlıklar ise ikiden fazla tabakanın toplam kalınlığıdır. Bunun dışında feldispat minerallerinin kenarlarından itibaren oluşan kaolinit pulcukları Şekil 6.3.1a’ de belirlenmiştir. Kitap şekilli düzenli kaolinitlerde ise boyutsal farklılığın az olduğu mineral genişlik ve kalınlığının birbirine yakın değerlerde olduğu belirlenmiştir(Şekil 6.3.1a)..



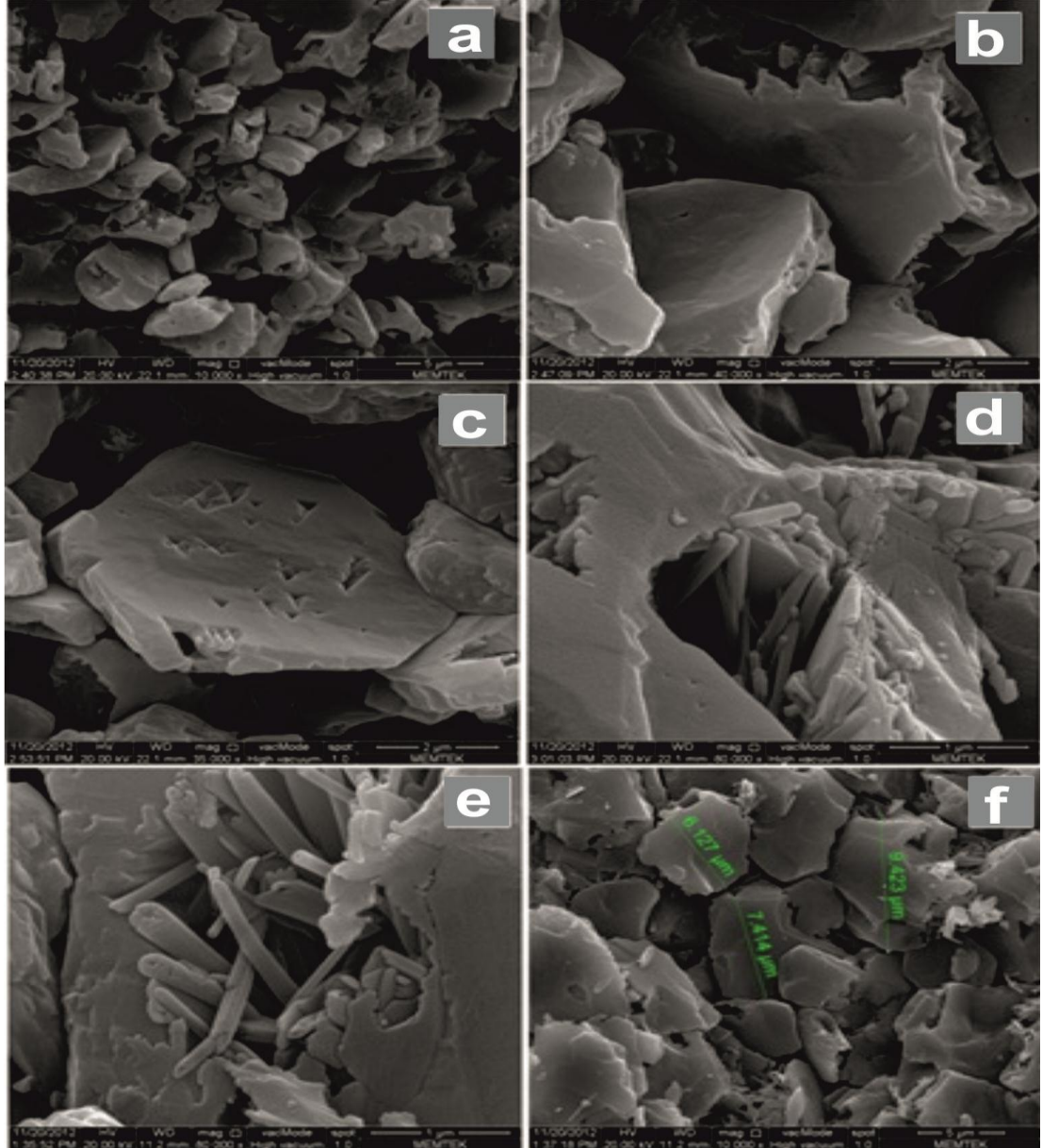
Şekil 6.3.1a : Sa2 ocağından alınan SIG2-5K kaolinit örneğinin FE-SEM görüntüleri, a) düzensiz hegzagonal kaolinit toplulukları ve hegzagonal kitap şekilli kaolinitler, b) feldispat mineralinden itibaren kaolinit mineralinin oluşumunu gösterir görüntü, c) mikrokuvars taneleri ve kaolinit kristalleri, d) hegzagonal kitap şekilli kaolinit ve üzerinde az miktarda özşekilsiz mikrokuvars kristalleri, Q:Kuars.

Kaolinit ve diğer mineraller üzerinde değişik büyüklüklerde ve küremsi mikro kuvars tanelerine örneklerin neredeyse tamamında rastlamak mümkündür. Sa1 ocağı fay zonundan alınan örneğin mikromorfolojik incelemesinde ise fay zonundaki kuvarşın masif kuvars şeklinde geliştiği görölmektedir (Şekil 6.3.1b).

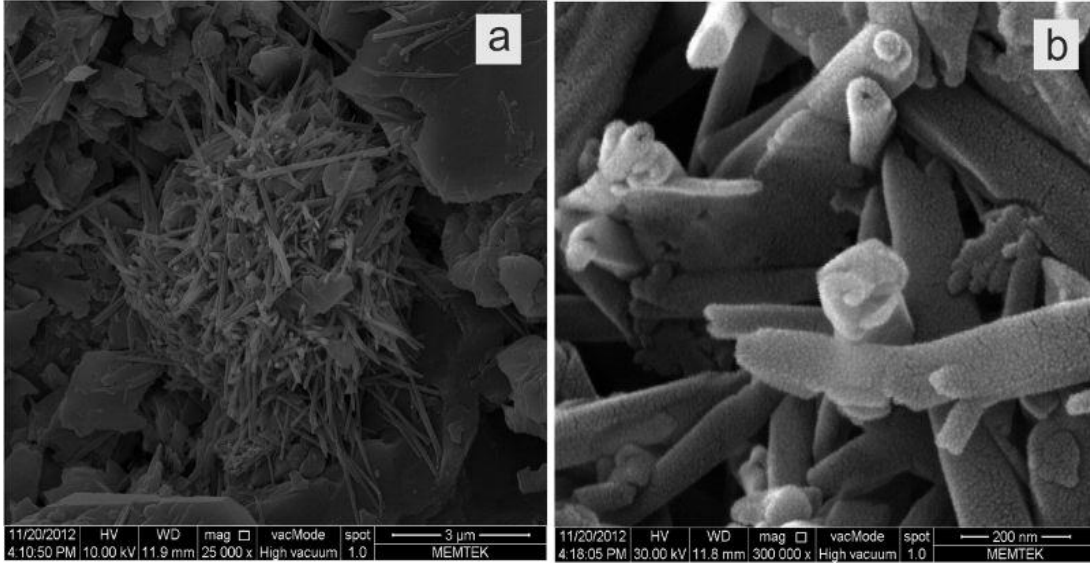


Şekil 6.3.1b : Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarından alınan örneklerin FE-SEM görüntüleri, a) düzenli kaolinit mineralleri, b) hegzagonal düzenli kaolinit minerallerinin yakından görünümü, c) mikrokuvarşlar, d) rombusal alünitler ve kemirilmiş alünit yapıları, e) feldispat mineralleri ve düzensiz kaolinit oluşumları, f) masif kuvars görüntüsü. Q:Kuars, A:Alünit, F:Feldispat.

FE-SEM incelemesinde saptanan alünit minerallerininöz şekilliromboedrik kristallerden(3-9 µm boyutlarında) oluştuğu belirlenmiştir. Alunit örneklerinin bir kısmının ise atmosferik etkiler nedeniylefiziksel ve kimyasal şartlardaki değişim sonucundaalunit kristallerinin kenar ve iç kısımlarından itibaren çözünmeye başladığı görülmektedir. Alünit minerallerinin çevresinde yaygın olarak halloysit tüplerinin varlığı görülmektedir (Şekil 6.3.1c).Bu alünit mineralleri kaolinit ve kuvars mineralleri arasında mineral kümeleri Şekil 6.3.1d’ de görülmektedir.



Şekil 6.3.1c : Sarıbeyli-Sığırlı ocakları alünit minerallerinin mikromorfolojik görüntüleri, a)çözünen alunit mineralinin genel görünümü, b) çözünen alunit mineralinin yakın görünümü, c) hegzagonal alunit minerali, d) feldispattan halloysit oluşumu, e) halloysit mineralleri, f) çözünmeye başlamış alunit mineralleri genel görüntüsü.



Şekil 6.3.1d : Sarıbeyli-Sığırlı ocakları halloysit minerallerinin mikromorfolojik görüntüleri, a) alunit ve kaolinit mineralleri arasında halloysit kümesi, b) halloysit minerallerinin yakın görünümü.

Sarıbeyli ocağından alınan örneklerin SEM çalışmaları halloysit minerallerinde varlığı belirlenmiştir. Bu halloysitlerin tüpleri 45 – 252 nm dış çapında ve tüplerin içinde bulunan boşlukların iç çapları ise 10 - 20 nm aralığında değişmektedir. Bazı halloysit tüplerinin ise bir spiral gibi kıvrıldığı ve içlerinde boşluk bulunmadığı görülmüştür (Şekil 6.3.1d). Halloysit minerali tüm kayaç içinde gelişigüzel dağılmış yığılımlar şeklindedir.

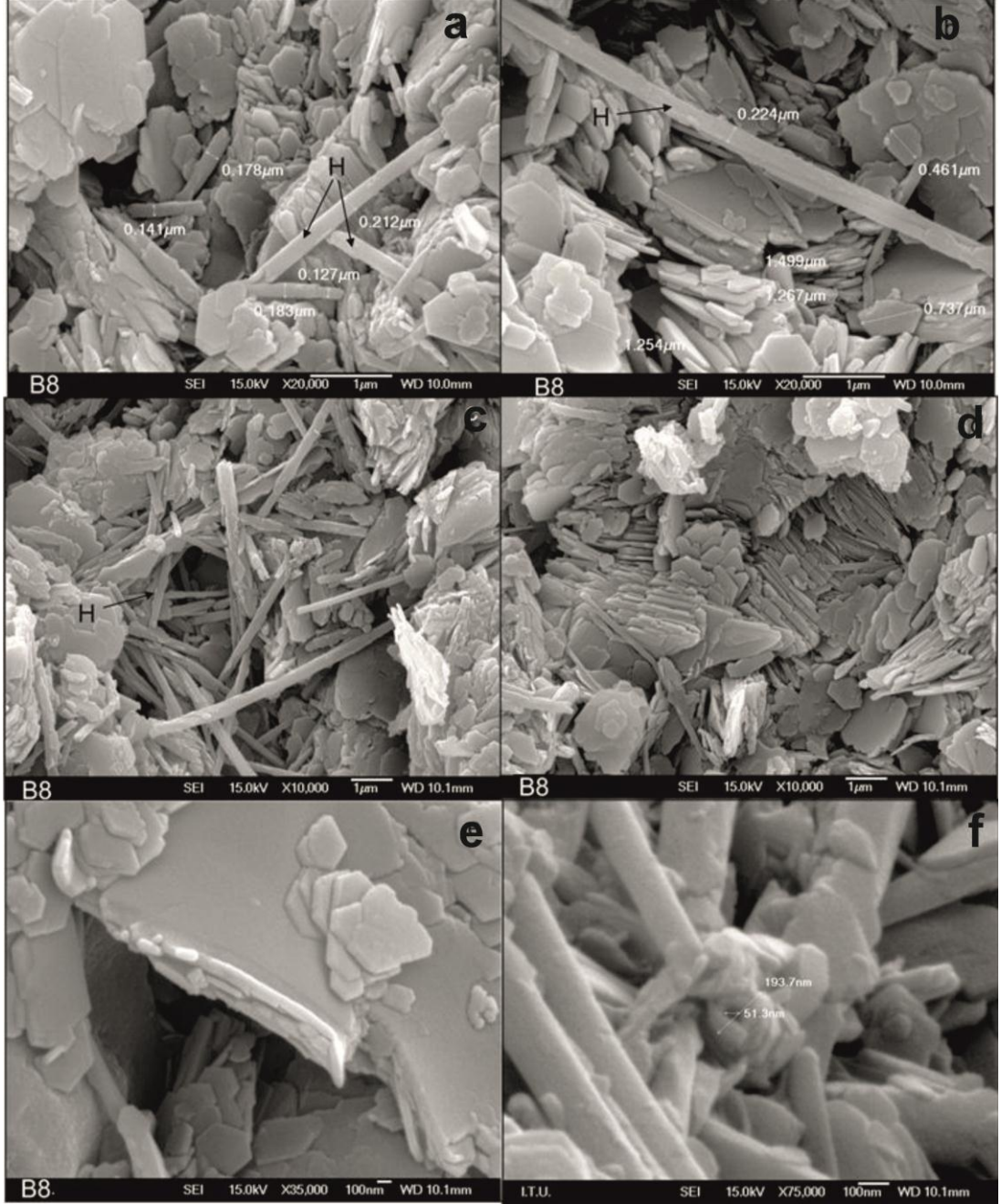
6.3.2 Bodurluocağı FE-SEM çalışmaları

Bodurlu ocağından alınan örneklerin SEM çalışmaları sonucunda bu ocakta bulunan halloysit ve kaolinit minerallerinin mikromorfolojik görüntüleri alınmıştır ve değerlendirilmiştir. Halloysit mineralleri kaolinit mineralleri arasında tüp şekilli ve düzensiz yığılımlar şeklindedirler. Halloysit tüplerinin dış çapları 127 – 212 nm aralığındadır. Ucu açık halloysit tüpünden yapılan ölçümde halloysit tüpünün dış çapı 193 nm iç çapı ise 53 nm olarak belirlenmiştir. Bu hallosit tüplerinin açık uçları Şekil 6.3.2a’da net olarak görülmektedir. Halloysit tüpleri birbirinden oldukça farklı uzunlukta (Şekil 6.3.2a).

Yapılan SEM çalışmasında kaolinit minerallerinden itibaren halloysit oluşumları belirgin olarak görülmüştür. Halloysit tüpünün oluşumunun başlangıç aşaması olan kaolinitin kenarlardan itibaren kıvrılmaya başlaması şeklinde ve tipik halloysit

iğnelerinin kaolinit mineralinden itibaren oluşumu şeklinde olmak üzere iki oluşum aşamasında belirgindir.

Kaolinit mineralleri iki farklı morfoloji göstermektedir, birinci; hegzagonal formda, farklı tane büyüklüklerinden oluşan gelişmiş güzel yığılım şeklinde ve ikinci; hegzagonal kitap şekillidir (Şekil 6.3.2a).

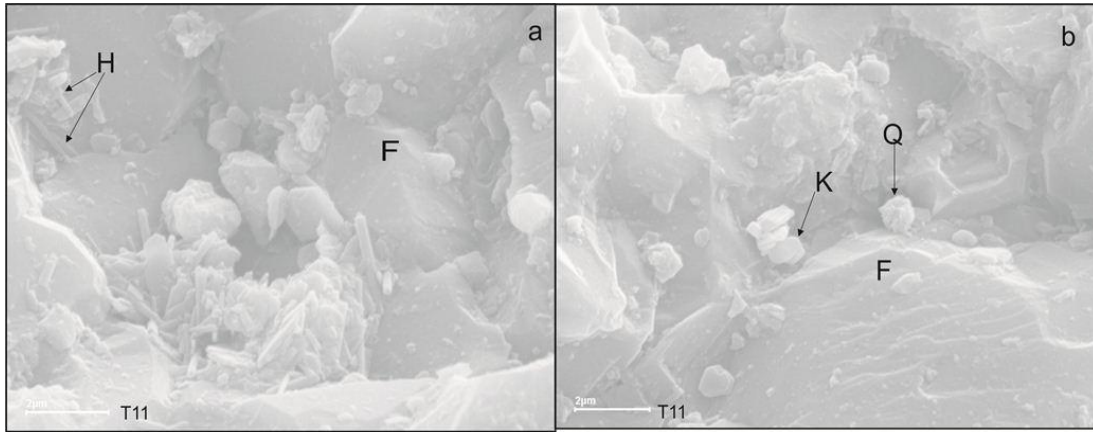


Şekil 6.3.2a : Bodurlu ocağı halloysit ve kaolinit minerallerinin FE-SEM görüntüleri, a,b,c) düzensiz yığılımlar şeklindeki kaolinit mineralleri içinde dağınık halde bulunan Halloysit tüpleri, d) düzenli levhamsı kaolinitler ve halloysit tüpleri, e) kaolinit mineralinin uç kısımlarından itibaren halloysit oluşumu, f) açık uçlu halloysitlerin görüntüsü.

6.3.3 Tepeköy ocağı FE-SEM çalışmaları

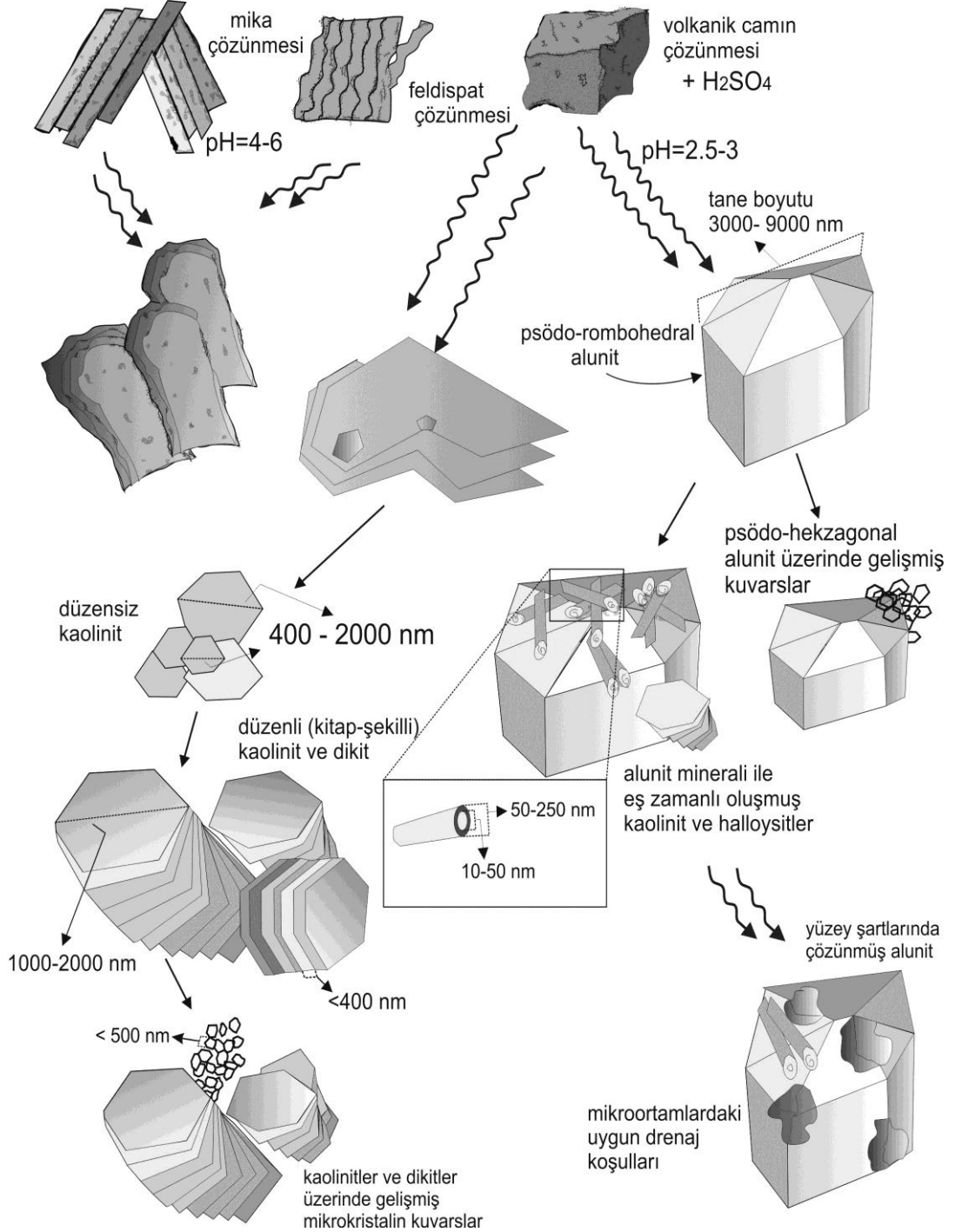
Tepeköy ocağında yapılan SEM çalışlarında bu ocakta bulunan mineral birliğı feldispat, halloysit, kaolinit ve kuvarstan oluşmaktadır.

Öz şekilli ve alterasyondan etkilenmemiş iri feldispatlar mineralleri incelenen örneklerin tamamına yakınıni oluşturmaktadır (Şekil 6.3.3a). Bu mineraller üzerinde tüp şekilli halloysitler düzensiz şekilde bulunmaktadır, yine bu mineraller üzerinde küremsi özşekilsizmikrokuvars mineraleri yer almaktadır. FE-SEM çalışlarında kaolinit minerallerinin hegzagonal görünümde ve küçük kristaller halinde bulunmaktadır.



Şekil 6.3.3a : Tepeköy ocağına ait FE-SEM görüntüleri, H:Halloysit, F:Feldispat, K:Kaolinit, Q:Kuvars.

Volkanik Kayaçların Hidrotermal Alterasyon Sonucu Mineralojik Değişimi



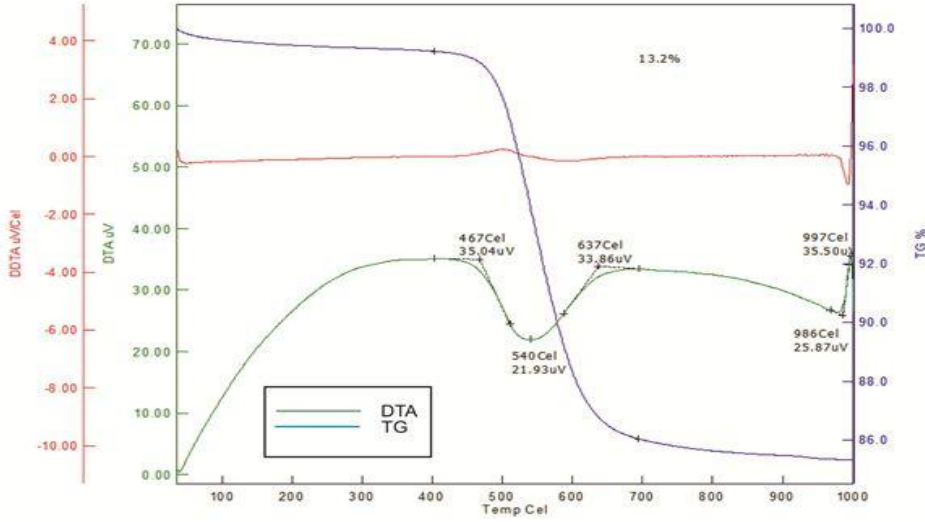
Şekil 6.3.3b : FE-SEM gözlemlerine dayanarak farklı fiziksel ve kimyasal ortamlarda mika, feldispat ve volkanik camın çözünmesi, yeni minerallerin oluşum ortamları ve mikromorfolojik özelliklerini gösteren şema.

6.4 Diferansiyel Termal Analizi-Termal Gravimetri (DTA-TG)

İnceleme alanı içerisinde bulunan Sarıbeyli-Sığırlı ve Bodurlu ocaklarına ait 3 kaolinit ve 2 alunit örneğinden DTA ve TG incelemeleri yapılmıştır.

Kaolen grubu minerallerin kristallenme derecesi, tane boyu gibi özelliklerinden dolayı bu grubun DTA incelemeleri çeşitli değişiklikler gösterir. Genellikle kaolenlere ait DTA eğrilerinde; <100-200°C aralığında adsorbe suyun çıkışını yansıtan ilk endotermik pikler; 500-700°C aralığında yapının bozulması ve OH çıkışını yansıtan endotermik pikler ve 900-1000°C arasında yeni kristal faz oluşumunu işaret eden ekzotermik pikler izlenir.

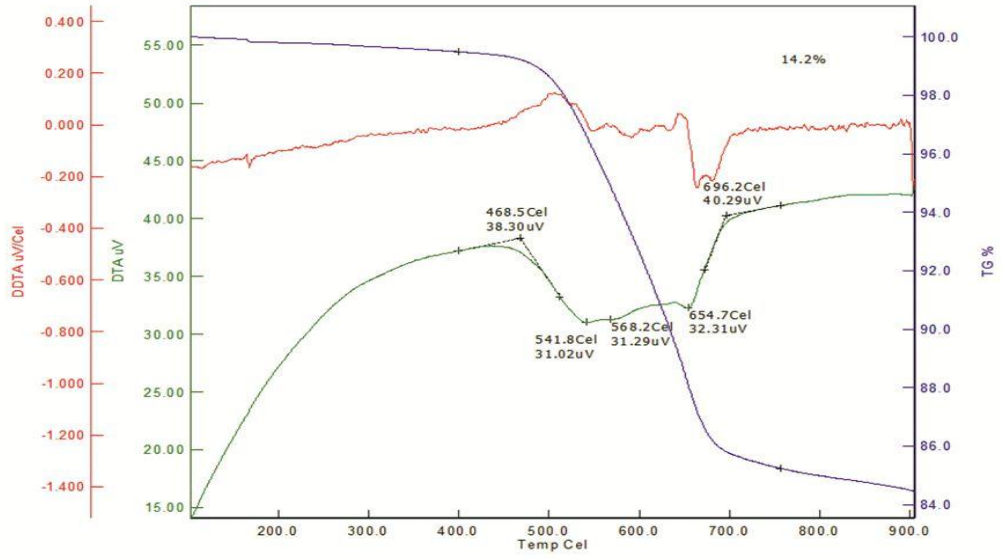
Kaolinit minerali 6 köşeli plakalar şeklindedir ve ortalama tane çapı 0.1-100 µm arasında değişim gösterir. Buna bağlı olarak tanenin yüzey alanı büyüktür ve önemli miktarda su adsorbe eder. Bu adsorbe suyun 100-200°C arasında ilk pik ile dışarı atılmış olduğu belirlenir ve bu sıcaklık kötü kristallenmiş kaolinitler için 150°C' dir. Geniş pik aralığı iri taneleri ve dar pikler ise ince taneleri işaret eder.



Şekil 6.4a : Sarıbeyli-Sığırlı ocağı SIG2-5K kaolen örneğinin DTA-TG eğrisi.

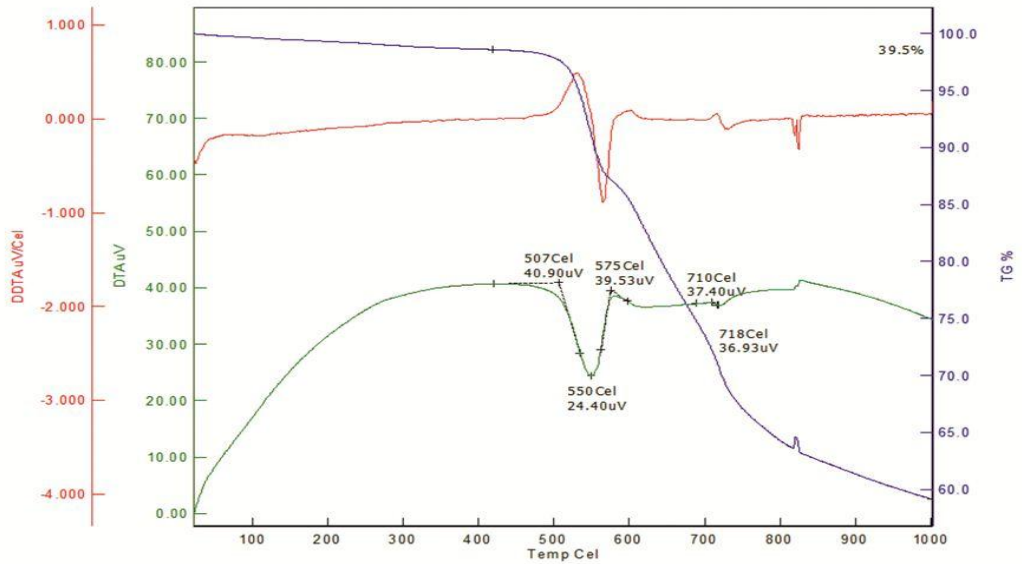
Sarıbeyli-Sığırlı ocağından alınan kaolinitlerin ilk endotermik piklerini 100°C altında kaybettikleri görülmektedir. İkinci endotermik pikleri ise 540 ve 541°C olarak belirlenmiştir. SIG2-5K örneğinin piki simetrik olup iyi bir kristaliniteye sahip olduğunu işaret ederken (Fialip, 1999), SA3-6 örneğinin piki simetrik değildir ve bu farklı tane büyüklüklerinin varlığını ve düzensiz kristallenmeyi işaret eder. SIG2-5K

örneğinin ekzotermik piki 997°C olarak belirlenmiştir (Şekil 6.4a, 5.4b). Kaolinitlerin ağırlık kaybı % 13.2 ve 14.2' dir.

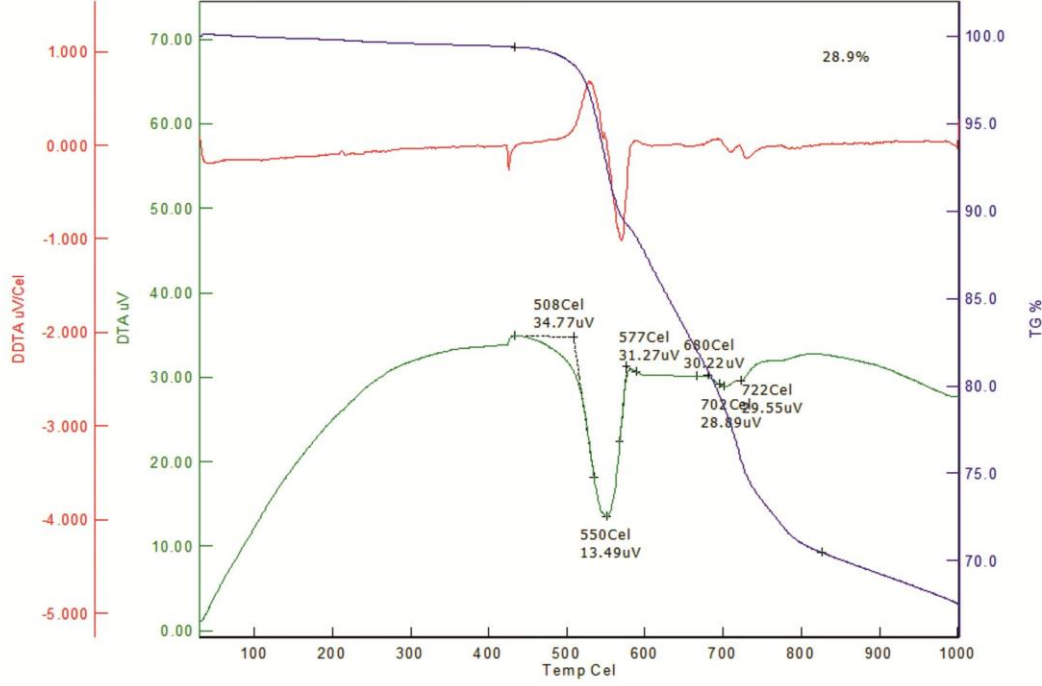


Şekil 6.4b : Sarıbeyli-Sığırlı ocağı SA3-6 kaolene örneğinin DTA-TG eğrisi.

Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarından alınan alümit örneklerinin DTA-TG eğrilerinde ise SIG4-10 örneğinde ilk endotermik pikin 20°C de gözlemlendiğini, ikinci piklerin ise SA2-19 ve SIG4-10 örneklerinde görüldüğü gibi 530°C olarak belirlenmiştir. Üçüncü pikleri ise 718 ve 702°C olarak belirlenmiştir. Alümit numunelerinin kütle kayıpları ise % 39.5-38.9' dur (Şekil 6.4c-5.4d).

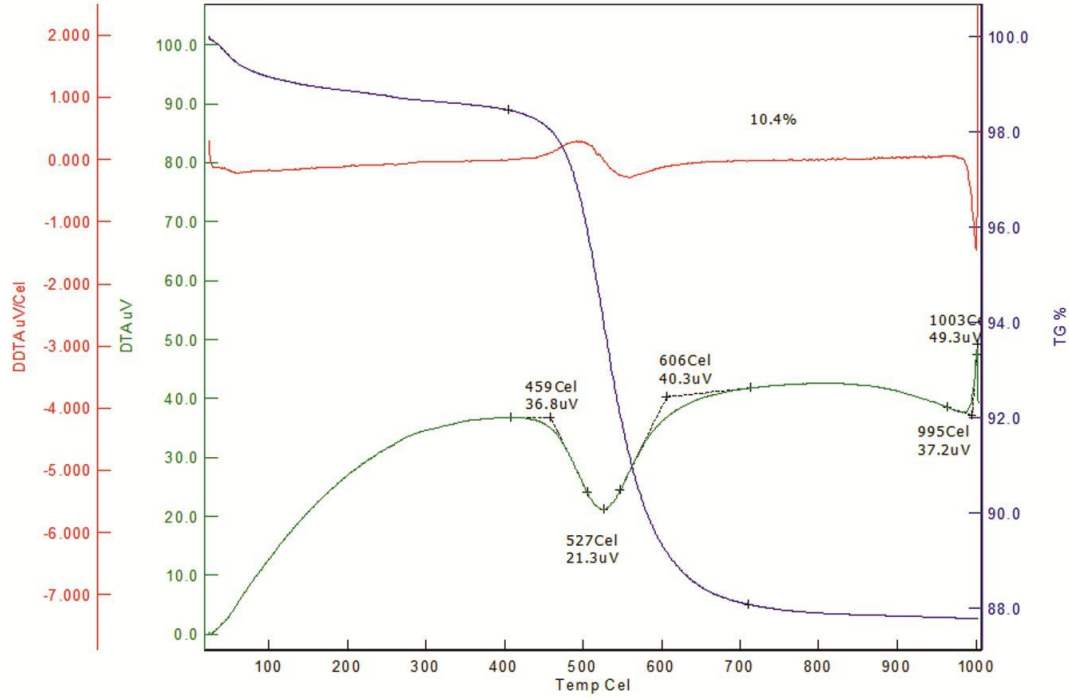


Şekil 6.4c : SA2-19 alümit örneğinin DTA-TG eğrisi.



Şekil 6.4d : SIG4-10 alunit örneğinin DTA-TG eğrisi.

Bodurlu ocağından alınan kaolinit örneğinin DTA-TG analiz eğrisinden elde edilen veriler ise; birinci piki 20°C, ikinci endotermik piki 527°C, ekzotermik pik ise 1003°C olarak belirlenmiş olup, kaolinitin kütle kaybı % 10.4' tür (Şekil 6.4e).



Şekil 6.4e :Bodurlu ocağı B8 kaolinit örneğinin DTA-TG eğrisi.

6.5 Duraylı İzotop İncelemeleri

Ocaklardan alınan örneklerden yapılan duraylı izotop analizleri daha kolay anlaşılabilmesi açısından farklı başlıklar altında verilmiştir.

6.5.1 Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarının izotop bileşimleri

Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarından alınan kaolencezengin olan örneklerin H ve O izotop değerleri, alünit minerallerinin ise S izotop değerleri incelenmiştir. Bu veriler ayrı başlıklar altında anlatılacaktır.

6.5.1.1 Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarının oksijen ve hidrojen izotop bileşimi

Sarıbeyli-Sığırlı ocakları kaolinit ve alünitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ değeri $6.7 / 12.7$ ‰ aralığında, δD değeri $-53 / -97$ ‰ aralığındadır (Şekil 6.5.3a). Kaolinitin düşük δD değerleri, hidrotermal sıvılarla yeterli miktarda meteorik suyun karışımı sonucudöteryumun tüketimini yansıtmaktadır (Taylor, 1992; Hedenquist ve diğ., 1998). Yapılan bir çok çalışmada hidrotermal kaolinitin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin düşük (negatif) değerlikler elde edildiğini ortaya koymuştur (Boulvais ve diğ., 2000). Kaolinit, simektit ve illit gibi birçok kil minerali güncel suyun O-H izotop değerlerinin oluşturduğu ikili diyagramında ortaya çıkmış olan lineer çizginin uzağında yer alır. Shepard ve Gilg (1995)' te yaptıkları çalışmalarda O ve/veya H izotop değişiminin genel şartların aksine alterasyona uğrayan kayalarda kristallenme gerçekleşmeden yüksek sıcaklık veya pH değişimi gibi özelleolojik koşullarda gerçekleşebildiğini ispatlamışlardır. Böylelikle meteorik su ile ilişkide olan kil minerallerinin izotopik kompozisyonu meteorik su çizgisine yarı paralel bir çizgi oluşturur. Bu özellik kil minerallerinin oluşum ortamları ile ilgili çeşitli bilgileri belirtir ve paleoiklim çalışmalarında kullanılır (Stern ve diğ., 1997; Chamberlain ve Poage, 2000; Gilg, 2000).

O-H duraylı izotoplarının verilerinden yararlanılarak oluşturulan ikili diyagramda kaolinit örneklerinin tamamına yakını süperjen-hipojen çizgisinin soluna yani hidrotermal alana düşmektedir (Şekil 6.5.3a). Örneklerin magmatik su alanı dışında yer alması ise yeterli miktarda meteorik suyun girişimi ve $\delta^{18}\text{O}$ ' ce zenginleştiğini gösterir. SIG3-2 örneği isemagmatik su alanına oldukça yakın bir alanda düşmektedir ve bu nedenle alünit içeren bu örneğin magmatik su kökenli olduğunu ve oluşum sıcaklıklarının yüksek olduğunu işaret etmektedir. Bu izotopik değerlerkaolinitlerin

hidrotermal alterasyon koşullarında oluştuğunu belirtmektedir (Taylor, 1979; Sheppard ve Gilg, 1996; Gilg ve diğ., 2003). Süperjen-Hipojen çizgisine yakın kaolinit örnekleri ise $\delta^{18}\text{O}$ bakımından zenginleşirken bu oluşum sıcaklıklarının düştüğünü gösterir. Halloysit çizgisi üzerinde bulunan örnekler ise kaolenleşmenin düşük sıcaklıklarda meteorik sular etkisiyle gerçekleştiğini belirtmektedir (Şekil 6.5.3a). Alünit içeren örneklerin düşük δD ve yüksek $\delta^{18}\text{O}$ içerikleri, bunların izotopik olarak ağır magmatik akışkanlar ile $\delta^{18}\text{O}$ ' ce zengin meteorik suların karıştığı anlamına gelir.

Kil minerallerinin oluşum sıcaklığı için $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinden yararlanılarak Shepard ve Gilg (1996), tarafından $1000 \ln\alpha = 2.76 \cdot 10^6 / T^2 - 6.75$ eşitliği önerilmiştir. Bu eşitlikte Oligosen dönem meteorik suyu $\delta^{18}\text{O}$ değeri - 4.5 ‰ yapılan hesaplama sonucunda Sarıbeyli-Sığırlı ocakları paleoortam model oluşum sıcaklığı 66-118°C olarak belirlenmiştir (Ece ve diğ., 2008) (Çizelge 6.5.3a).

6.5.1.2 Sarıbeyli-Sığırlı ocakları kükürt analiz bileşimi

İki sülfat ve altı hidroksil anyonik grubu ($\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) bünyesinde bulunduran alünit ve bunun demirli eşleniği olan jarosit mineralleri akışkanların kökeni ve oluşum şartlarının belirlenmesinde oldukça yararlı bilgiler vermektedir.

Alünit oksidize ve yüksek asidik şartlarda oluşmaktadır ve alünit+kaolinit+kuvars ±pirit mineral birliği ile karakterize olur. Alünitin beraberinde bulunduğu sülfitle ve kaolinitle birlikte değerlendirildiğinde ortam sıcaklığı hakkında da bilgi verici olabilmektedir (Rye ve diğ., 1992).

Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarından alınan alünit minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri 1.7/4.1‰ aralığındadır (Çizelge 6.5.1.2a). Düşük $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ya direkt magmatik sıvılardan yada oluşum öncesi sülfid taşıyan magmatik kaynakların çözülmesi ve süzülmesinden kaynaklanır (Ohmoto ve Rye, 1979). Düşük S izotop değerleri sülfür ve sülfat minerallerinin oluşum kaynağına yakın olduğunu belirtir (Campbell ve Lueth, 2008). Magmatizma sonrası sülfid değerleri -3/+3‰ aralığında değişir (Ohmoto ve Rye, 1979). Endonezya adayayı volkanlarında da belirtildiği gibi andezitik ve dasitik bileşimli volkanların SO_2 'leri $\delta^{34}\text{S}$ 'ce oldukça zenginleşmişlerdir. Poorter ve diğ. (1991) aynı bölgede yaptıkları çalışmada ölçülen $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinde 5 ‰ elde edilmiştir.

$\delta^{34}\text{S}$, diğer izotopik ve jeolojik veriler birarada değerlendirildiğinde bölgedeki alunitlerin asidik-nötr bileşimli bir mağmatik sokulum nedeniyle gelişmiş mağmatik buharın etkisiyle oluşmuş erken-evrealunitler olduğunu işaret etmektedir. +4% gibi pozitif bir değer ise temelde $\delta^{34}\text{S}$ 'ce zengin kayaçların içinden geçen akışkanın bu bileşenlerce azda olsa zenginleşmesinden de kaynaklanıyor olabilir.

Çizelge 6.5.1.2a : Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarından alınan alunit minerallerinin sülfür izotop bileşimi.

Örnek	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
SA1-t	Alünit	1,7
SA2-10	Alünit	3,6
SA2-15	Alünit	3,0
SA2-19	Alünit	3,8
SA3	Alünit	3,1
SIG2-2	Alünit	4,1
SIG2-4	Alünit	2,7
SIG3-3	Alünit	2,4
SIG3-4	Alünit	2,4
SIG4-10	Alünit	3,6

6.5.2 Bodurlu ocağının oksijen ve hidrojen izotop bileşimi

Bodurlu kaolinit ocağından alınan 4 örneğin δD ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri incelenmiştir (Çizelge 6.5.3a). Ocağın $\delta^{18}\text{O}$ izotop değeri 14.5/17 ‰ arasında değişirken δD -99/-90 ‰ aralığındadır. Bu veriler Bodurlu ocağında bulunan kaolenlerin kaolinit ve halloysit çizgisi aralığında yer aldığı göstermektedir (Şekil 6.5.3a). Değerlerin S/H çizgisinin sağında ve kaolinit ve halloysit çizgilerinin arasında bulunması ocağın yer alan kaolinitlerin $\delta^{18}\text{O}$ bakımından zenginleştiğini ve oluşum sıcaklığının düştüğünü işaret eder. Bu bölgedeki kaolenleşme düşük sıcaklıklardaki meteorik sularından dolayı süperjen ortamlarda gelişmiştir.

Bodurlu ocağı paleosıcaklık model hesaplamalarına göre sıcaklık değerleri 39-54°C aralığındadır (Çizelge 6.5.3a) ve bu sıcaklıklar süperjen bir oluşumu varsayımını desteklemektedir.

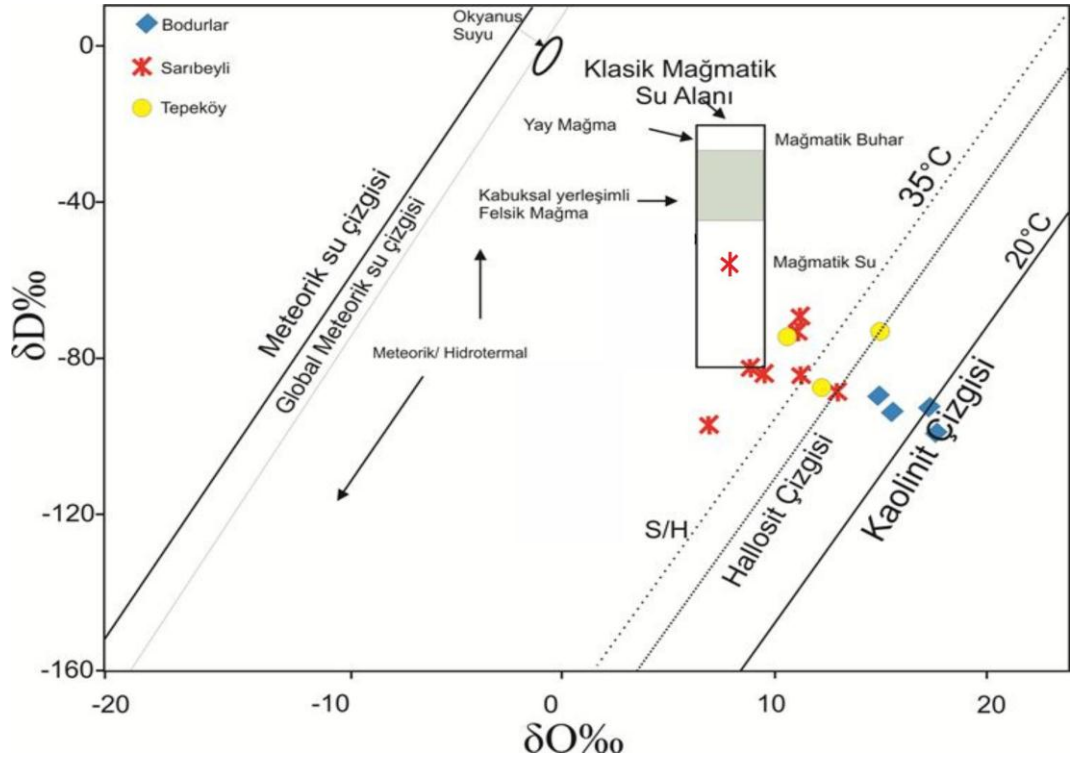
6.5.3 Tepeköy ocağının oksijen ve hidrojen izotop bileşimi

Tepeköy ocağından alınan üç örnekte δD ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri incelenmiş (Çizelge 6.5.3a) ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin 10.3/14.5 ‰ aralığında δD 'un ise -74/-88 ‰ aralığında

olduğu belirlenmiştir. Belirlenen bu değerlerden ikisinin $\delta^{18}\text{O}$ 'ce oldukça zenginleştiği ve halloysit çizgisi üzerinde yer aldıkları saptanmıştır. Bu bize örneklerin düşük sıcaklıklarda meteorik su ile oluştuklarını gösterirken S/H çizgisinin solunda yer alan bir örneğin ise kısmen altere bir tuf örneğine ait olduğu belirlenmiştir. Genel olarak kaolenleşmenin az olduğu tepenköy ocağında süperjen bir oluşumun hakim olduğu belirlenmiştir.

Çizelge 6.5.3a : Sarıbeyli-Sığırılı, Bodurlu ve Tepeköy kaolinit ocaklarından alınan örneklerin oksijen ve döteryum duraylı izotop bileşimi. * $\delta^{18}\text{O}_{\text{su}} = -4.5$ ‰ alınmıştır (Sheppard ve Gilg., 1996).

Örnek	Mineral	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	Model Oluşum Sıcaklığı (°C)
Sarıbeyli-Sığırılı				
SA2-22	Kaolinit	10,9	-70	79
SA2-26	Kaolinit	6,7	-97	118
SA2-27	Kaolinit	-	-61	-
SA4	Kaolinit	12,6	-89	66
SIG2-3	Kaolinit	7,9	-53	106
SIG2-5K	Kaolinit	8,6	-83	100
SIG2-6	Kaolinit	9,2	-84	94
SIG3-2	Kaolinit	11,0	-84	79
SIG3-6	Kaolinit	10,7	-92	85
Bodurlu				
B7	Kaolinit	17,0	-99	39
B8	Kaolinit	16,7	-93	40
BOD-4	Kaolinit	14,5	-90	54
BOD-8	Kaolinit	15,0	-94	50
Tepeköy				
T1	Kaolinit	14,5	-74	54
T5	Kaolinit	10,3	-75	84
TU3	Kaolinit	11,8	-88	72



Şekil 6.5.3a : Sarıbeyli-Sığırlı, Bodurlu ve Tepeköy kaolinit ocakları örneklerinin izotopik bileşimlerinin δD 'a karşılık $\delta^{18}O$ diyagramı (Sheppard, 1986). Kaolinit çizgisi Sheppard ve Gilg (1996), süperjen/hipojen çizgisi (S/H) Sheppard ve diğ. (1996), magmatik su alanı Taylor (1992)' den alınmıştır.

6.6 Ocakların Jeokimyasal Özellikleri

Herbir ocağın jeokimyasal verilere dayalı yorumlaması farklı başlıklar altında verilecektir. Çizelge 6.6a' da tüm ocaklara ait kimyasal verilerin bir kısmı yer almaktadır.

6.6.1 Sarıbeyli-Sığırlı ocağı kimyasal analizleri

Sarıbeyli ocağı çevresinden alınan kısmen altere lav ve tüf örnekleri Le Bas ve diğ. (1986) volkanik kayaçları sınıflama diyagramında andezit ve bazaltik andezit sınıfında iz düşmektedir.

Kaolinitin ideal formülü $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ olup; % 46.54 SiO_2 , % 39.5 Al_2O_3 , % 1-2 Fe_2O_3 ve % 13.96 H_2O içerir (Weaver, 1989; Giese, 1988). Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarından alınan kaolinit örneklerin major oksit yüzde oranları % 30.49 - 46.90 arasında SiO_2 , % 24.70- 48.04 aralığında Al_2O_3 , % 0.03-0.75 Fe_2O_3 içerir ve AZ % 14.66 - 22.06 aralığındadır. SiO_2 / Al_2O_3 oranı 1.89 - 1.00 aralığında olup ideal bir kaolinitte bu oran 0.992 - 1.082 aralığındadır.

Çizelge 6.6a : Tepeköy ve Bodurlu örneklerinin jeokimyasal analiz verileri, kao:kaolen

Örnek	TU1	TU3	T9	T1	B2-12	B-8	BOD-8	BOD-4	B-7
%	tüf	tüf	tüf	tüf	kao	kao	kao	kao	kao
SiO ₂	69,76	68,95	71,32	67,01	58,33	47,92	50,43	57,27	49,89
Al ₂ O ₃	16	15,67	15,23	16,84	27,41	36,83	34,68	27,21	35,58
Fe ₂ O ₃	1,09	1,56	0,79	1,18	1,96	0,86	0,72	1,58	0,85
MgO	0,09	0,18	0,1	0,09	0,19	0,06	0,09	0,46	0,07
CaO	0,44	0,4	0,45	0,41	0,05	0,03	0,02	0,07	0,02
Na ₂ O	3,23	3,08	3,37	3,2	-	-	-	0,1	0,04
K ₂ O	6,57	6,68	6,78	8,17	1,27	1,16	0,43	2,6	0,87
TiO ₂	0,28	0,29	0,29	0,31	1,03	0,26	0,64	1,68	0,51
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,03	0,07	0,28	0,25	0,12	0,18	0,16
AZ	1,81	2,26	1,26	1,78	8,82	12,21	12,61	8,35	11,68
Toplam	99,33	99,1	99,63	99,07	99,35	99,59	99,73	99,53	99,67
ppm									
As	13	43	70	200	1	8	-	-	4
Ba	586	365	553	444	971	738	277	783	478
Cl	170	117	115	87	-	170	143	477	200
Cu	24	25	20	23	29	31	18	20	34
Ga	19	16	16	15	17	11	12	31	13
Nb	17	17	13	13	12	10	-	16	-

Çizelge 6.6a : (Devamı)

Örnek	TU1	TU3	T9	T1	B2-12	B-8	BOD-8	BOD-4	B-7
Ni	16	-	13	-	-	11	-	-	-
Pb	33	33	-	28	39	69	-	-	34
Rb	225	254	262	270	43	32	16	96	25
S	54	2882	678	2880	1548	683	588	815	735
Sr	118	84	95	138	744	640	318	472	280

Çizelge 6.6a :(Devamı)

Örnek	sa2-12	sa2-10	sa2-19	SIG-3-4	SIG-3-3	SIG-2-2	SIG-2-5	SA2-22	SA2-20	SIG-3-6	SIG-2-6	SA2-27	SIG-3-2	SIG-2-5K	SA4	SA2-26	SA1
%	al	al	al	al	al	kao	kao	kao	kao	kao	kao	kao	kao	kao	kao	kao	al
SiO ₂	7,5	5,74	11,29	13,94	25,64	46,9	39,85	42,94	41,06	40,66	30,49	42,41	43,12	43,87	41,24	41,93	21,25
Al ₂ O ₃	41,5	44,51	38,22	41,77	38,36	24,7	39,79	39,22	37,23	39,95	48,04	38,51	39,85	39,5	40,55	39,01	40,85
Fe ₂ O ₃	1,17	0,14	1,17	0,37	0,26	0,13	0,6	0,14	0,07	0,21	0,16	0,75	0,03	0,12	0,04	0,09	0,13
CaO	0,06	0,06	0,04	0,09	0,13	0,04	0,17	0,06	0,02	0,08	0,11	0,07	0,04	0,07	0,12	0,08	0,1
Na ₂ O	0,48	0,67	0,47	0,82	0,76	0,31	0,04	-	0,14	0,07	0,08	-	-	0,03	-	0,04	1,3
K ₂ O	8,49	8,74	6,58	6,4	4,45	4,68	0,07	0,07	1,55	0,45	0,27	0,05	0,08	0,05	0,03	0,08	3,99
TiO ₂	0,49	0,14	1,09	0,59	0,68	0,62	0,38	0,55	0,75	0,67	0,64	1,43	0,65	0,83	0,14	1,34	0,44
P ₂ O ₅	0,38	0,42	0,34	0,61	0,69	0,27	1,07	0,5	0,21	0,81	0,77	0,43	0,33	0,23	0,7	0,62	0,5
AZ	39,47	39,06	38,11	34,83	28,39	22,06	15,32	14,91	18,36	16,1	16,26	14,88	14,75	14,62	15,11	14,88	30,91
Toplam	99,53	99,48	99,48	99,42	99,35	99,71	97,28	98,39	99,43	99,01	96,82	98,54	98,86	99,32	97,95	98,06	99,47
ppm																	
Ba	1101	1511	1206	1308	1290	672	2552	613	2134	1844	1498	494	384	446	3302	927	1102
Cu	51	22	72	58	34	24	122	-	68	56	38	56	21	20	25	16	24
Ga	24	138	29	22	32	18	81	63	159	94	50	55	61	41	111	94	22
Ni	-	-	-	-	12	14	13	-	15	15	10	-	-	-	12	-	-
Pb	123	294	145	116	159	168	242	779	374	91	194	403	47	200	664	589	95
S	-	-	-	-	-	-	5609	3223	-	-	8632	2802	2795	1109	3833	4126	-
Sr	1823	1754	2265	2486	3053	1247	7197	4553	1320	4585	5808	4047	1978	1563	4858	4952	2915

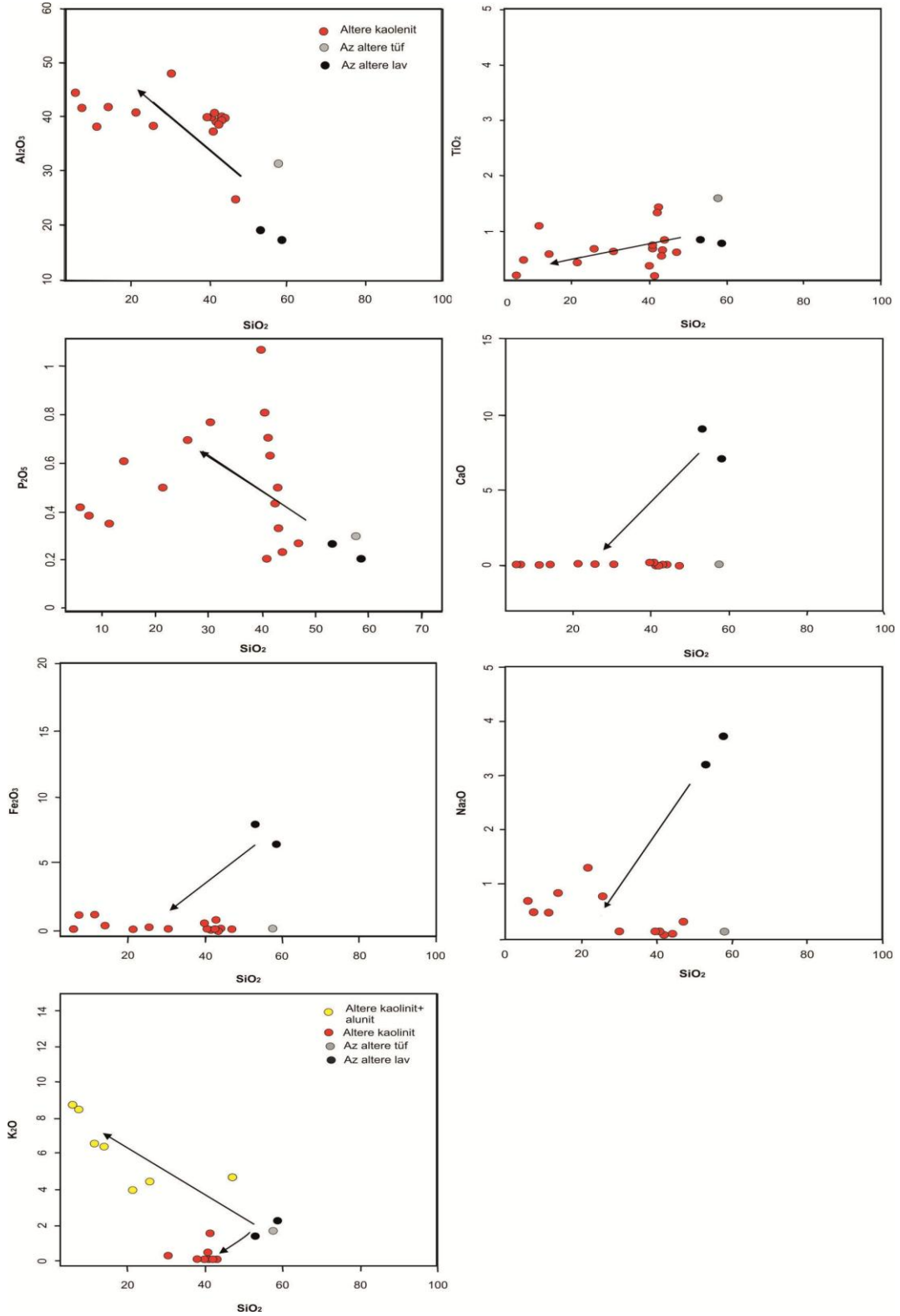
Sarıbeyli-Sığırılı ocaklarına ait kaolenlerin kimyasal analiz sonuçları Çizelge 6.5a' da verilmiştir.

Alunitin ideal formülü $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ olup; % 37.0 Al_2O_3 , % 11.4 K_2O , % 38.6 SO_3 ve % 13 H_2O içerir (Hendricks, 1937). Sarıbeyli-Sığırılı ocaklarından alınan kaolinit örneklerin major oksit yüzde oranları % 5.74 - 25.64 arasında SiO_2 , % 38.22 - 44.51 aralığında Al_2O_3 , % 0.13 - 1.17 Fe_2O_3 içerir ve AZ % 28.39 - 39.47 aralığındadır.

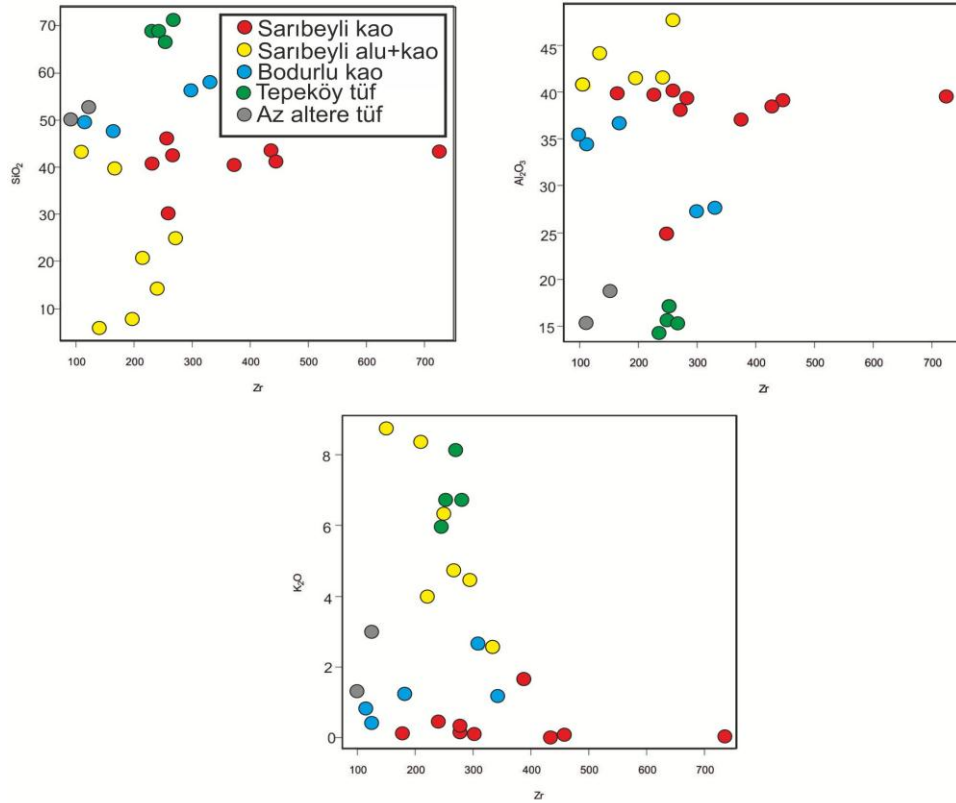
Sarıbeyli-Sığırılı kaolen ocaklarında SiO_2 'nin artışıyla birlikte TiO_2 az altereden altere kaolenitlere doğru azalan bir eğilim sergiler. SiO_2 - P_2O_5 ikili diyagramında az altere örneklerden daha altere örneklere doğru P_2O_5 oranı azalmaktadır. Bu durum SiO_2 - Na_2O eğrisi için az altere örneklerden daha altere örneklere doğru azalan bir eğri çizmektedir. Fe_2O_3 ve CaO da aynı şekilde az altere örneklerden daha altere örneklere doğru azalan bir eğri çizmektedir. Al_2O_3 ise altere örneklerde artış göstermektedir (Şekil 6.6a). Tüm bu değerler örneklerde alterasyon ve kaolenleşme ilişkisini belgelemektedir.

Sığ granitik sokulumların etkisi ile oluşmuş kaolinitler demirce fakir olup maksimum % 0.8 Fe_2O_3 içerirler (Karakaya ve diğ., 2001). Kaolinitin TiO_2 içeriği köken kayaca bağlıdır, köken kayacın K-feldspat veya hidrotomal kökenli ise TiO_2 içeriği nispeten düşüktür. Kaynak biyotit-şist veya biyotit granit olduğunda TiO_2 nispeten yüksektir. TiO_2 ve Fe_2O_3 miktarlarındaki artışlar Fe-Ti taşıyan piroksen ve biyotit gibi minerallerin varlığı ile de alakalıdır. Hidrotermal alterasyonla birlikte Al_2O_3 artması kaolenleşmeyi yansıtır (Siddiqui ve Ahmed, 2008). CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 ve MnO gibi major oksitlerin düşük değerlikte olmaları hidrotermal alterasyon boyunca kaolenleşmeyle birlikte hareketliliklerine bağlı olarak değişimiyle ilgilidir (Meyer ve Hemley, 1967; Dill ve diğ., 1997, 2000). Alünit içeriği yüksek olan örnekler haricinde K'un hareketliliğinden kaynaklanarak K_2O 'de azalma gözlemlenmiştir. Alünitli örneklerde ise az altere örneklerden altere alünitli örneklere doğru K_2O oranında artış gözlenmektedir. Sarıbeyli-Sığırılı kaolenitlerinde Ba içeriği özellikle alünit içeriği fazla olan kayalarda yüksek değerler vermektedir. Hidrotermal kaolinitler yüksek Ba, Sr ve sülfür içeriğine sahiptirler (Yang ve diğ., 1998). Yüksek Ba içeriği alterasyonun K-feldspattan itibaren geliştiğini göstermektedir. Yine altere kayalar kısmen altere kayalara oranla belirgin miktarda Sr ve S bakımından zenginleşmişlerdir (Çizelge 6.6a). Nb mobil bir element olduğu için alterasyon

sırasında ortamdan uzaklaşmıştır. Zr ise hakeketsiz bir elementtir fakat alterasyonla birlikte bazı elementlerin toplam kütlede ayrılması bu elementin toplam kütle miktarında artmaya neden olmuştur.

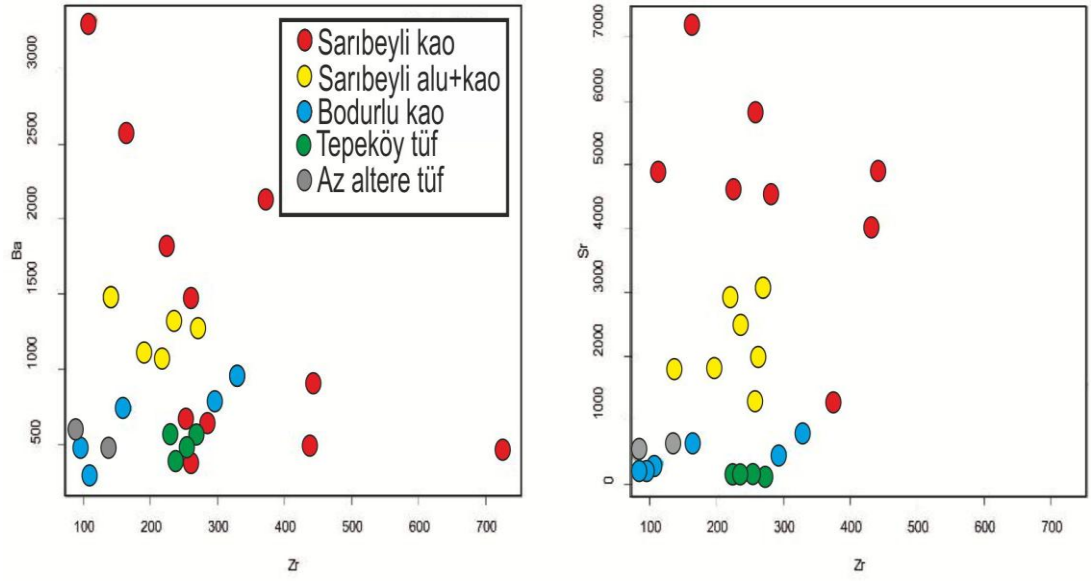


Şekil 6.6.1a : Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarının SiO₂'ye karşı major oksit değişim diyagramları. Major oksitlerde % kullanılmıştır.



Şekil.6.6.1b : Zr' a göre majör oksit değişim diyagramları. Az altere örneklerin verileri(SA8) ve(BO)örneklerinin verileri kullanılmıştır.

Zr'a karşı major oksitlerin korelasyonunda Zr'un artışı ile birlikte Al₂O₃ oranında hafif negatif bir korelasyon görülür. Zr-Al₂O₃ toleyitiklerde yataya yakın yada hafif negatif eğime sahiptirler(MacLean ve Barrett, 1993), K₂O alunit içeriği yüksek mineallerde negatif korelasyon gösterirken kaolinit içeriği yüksek olanlarda hafif pozitif korelasyon göstermektedir (Şekil6.6.1b). Zr-TiO₂ diyagramında özellikle az altere örnekle oldukça lineer pozitif bir korelasyon sergiler. Piroklastik malzemenin yanal ve düşey yönde homojen bir bileşime sahip olduğu ve kaolenleşmelerin küçük alanlarda meydana geldiği kabul edilirse az altere tuf ve kaolinitler arasındaki lineer ilişki (Zr-TiO₂) kökensel olarak da ilişkilerini göstermektedir. Bu lineerlik toplam kütle içerisindeki mobil elementlerin bu kütleyle dahil olması yada bu kütleden ayrılmasıyla ilişkilidir (Barrett ve MacLean, 1994a). Zr'a karşı iz element korelasyonlarında ise Ba ve Sr az altere örneklerle pozitif korelasyon sergilemektedir. Kaolenleşmeyle birlikte özellikle altere zonlarda Sr içeriği artmaktadır (Şekil 6.6c).

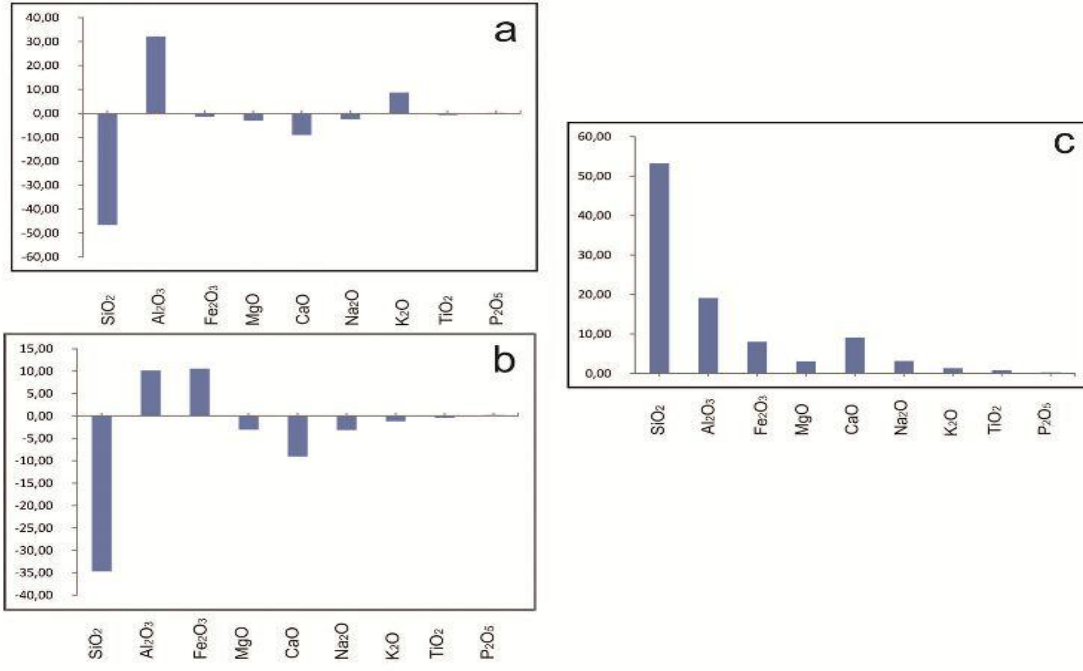


Şekil 6.6.1c : Ocakların Zr'ye karşı Ba ve Sr değişim diyagramları. Az altere veriler için SA8ve BO örnekleri.

6.6.1.1 Sarıbeyli-Sığırılı ocağı kütle denge hesaplamaları

Kayaçlar hidrotermal alterasyona maruz kaldıklarında, kayaç içerisinde bulunan elementlerden bazıları ortamdaki uzaklaşırken bazıları da ortamda kalarak kayaçta zenginleşirler. Alterasyona uğrayan kayaçlarda kütle ve kimyasal değişimi tespit etmek için hareketsiz elementler kullanılmaktadır. Sarıbeyli-Sığırılı ocağı ve diğer Bodurlu ve Tepeköy ocağı için hareketsiz element olarak Zr kullanılmıştır. Çizelge 6.6.1a' da negatif değerler kütle kaybını gösterirken pozitif değerler kazanımları göstermektedir.

Alterasyon boyunca genel olarak çoğu örnekte kaolinit ve alüinitçe zengin örneklerde Al ve Fe'de zenginleşme gözlenirken, Si, Mg, Ca, Na ve Ti elementlerince fakirleşmişlerdir. Al kazanımı feldispatların alterasyonu sonucu elde edilmiştir. K elementi ise alüinitli örneklerde zenginleşirken kaolinitçe zengin örneklerde fakirleşmiştir. Al'ca zenginleşirken Si'ca fakirleşmesi kaolenleşmeyi belirtir (Şekil 6.6.1.1a) ve Çizelge 6.6.1.1a). K ise K-feldispatlardan alterasyon esnasında ayrılarak kaolenleşme esnasında ortamdaki uzaklaşmıştır. Alüinitler gerek bu süzülen K' a gerekse hidrotermal sular tarafından taşınan K' larca zenginleşmişlerdir. Fe' ce zenginleşme ferromagnezyen mineraller olan biyotit ve hornblend gibi minerallerin alterasyonu ile elde edilmiştir.



Şekil 6.6.1.1a : Sarıbeyli-Sığırlı kaolinit ocaklarının tüm kaya major elementlerinin kütle değişim diyagramları a) alümitçe zengin örnek b) kaolence zengin örnek, c) az altere andezit.

Çizelge 6.6.1a : Sarıbeyli Sığırılı kaolinit ocaklarının major elementlerinin kütle kazanç ve kayıpları (Ortalama kayaç 100 gr ve Zr sabit olarak alınmıştır).

Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	NET
Sa2-12	-47,12	14,90	-1,89	-3,08	-9,02	-2,79	5,58	-0,44	0,04	-43,81
Sa2-10	-46,65	32,18	-1,42	-3,08	-9,07	-2,41	8,70	-0,68	0,22	-22,23
SIG-3-4	-43,95	8,80	1,28	-3,08	-9,07	-2,64	2,91	-0,45	0,14	-46,07
SIG-3-3	-38,22	3,40	7,01	-3,08	-	-2,75	1,24	-0,45	0,14	-32,70
SIG-2-2	-24,24	-3,83	20,98	-3,08	-9,07	-3,00	1,53	-0,46	-0,10	-21,27
SIG-2-5	-15,32	18,78	29,90	-3,08	-9,07	-3,16	-1,31	-0,49	0,75	17,01
SA2-22	-29,14	2,92	16,09	-3,08	-9,07	-3,19	-1,33	-0,53	0,01	-27,31
SA2-20	-35,90	-3,37	9,33	-3,06	-9,07	-3,13	-0,72	-0,53	-0,18	-46,61
SIG-3-6	-24,78	8,87	20,45	-3,08	-9,07	-3,14	-1,05	-0,37	0,30	-11,87
SIG-2-6	-34,69	10,15	10,54	-3,08	-9,07	-3,14	-1,21	-0,46	0,20	-30,74
SA2-27	-37,79	-5,07	7,44	-3,08	-9,07	-3,19	-1,35	-0,32	-0,11	-52,55
SIG-3-2	-27,09	5,08	18,14	-3,08	-9,07	-3,19	-1,32	-0,45	-0,07	-21,05
SIG-2-5K	-43,67	-10,47	1,56	-3,08	-9,07	-3,18	-1,36	-0,66	-0,22	-70,14
SA4	4,25	37,45	49,48	-3,08	-9,07	-3,19	-1,33	-0,64	0,71	74,59
SA2-26	-38,25	-5,14	6,98	-3,08	-9,07	-3,18	-1,34	-0,37	-0,04	-53,48
SA1	-37,76	10,68	7,47	-3,08	-9,07	-2,24	1,54	-0,53	0,10	-32,89
SAT	-32,34	-7,73	12,89	-3,08	-9,07	-3,15	-0,77	-0,27	-0,16	-43,68
Birim	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g

6.6.2 Bodurlu ocağı kimyasal analizleri

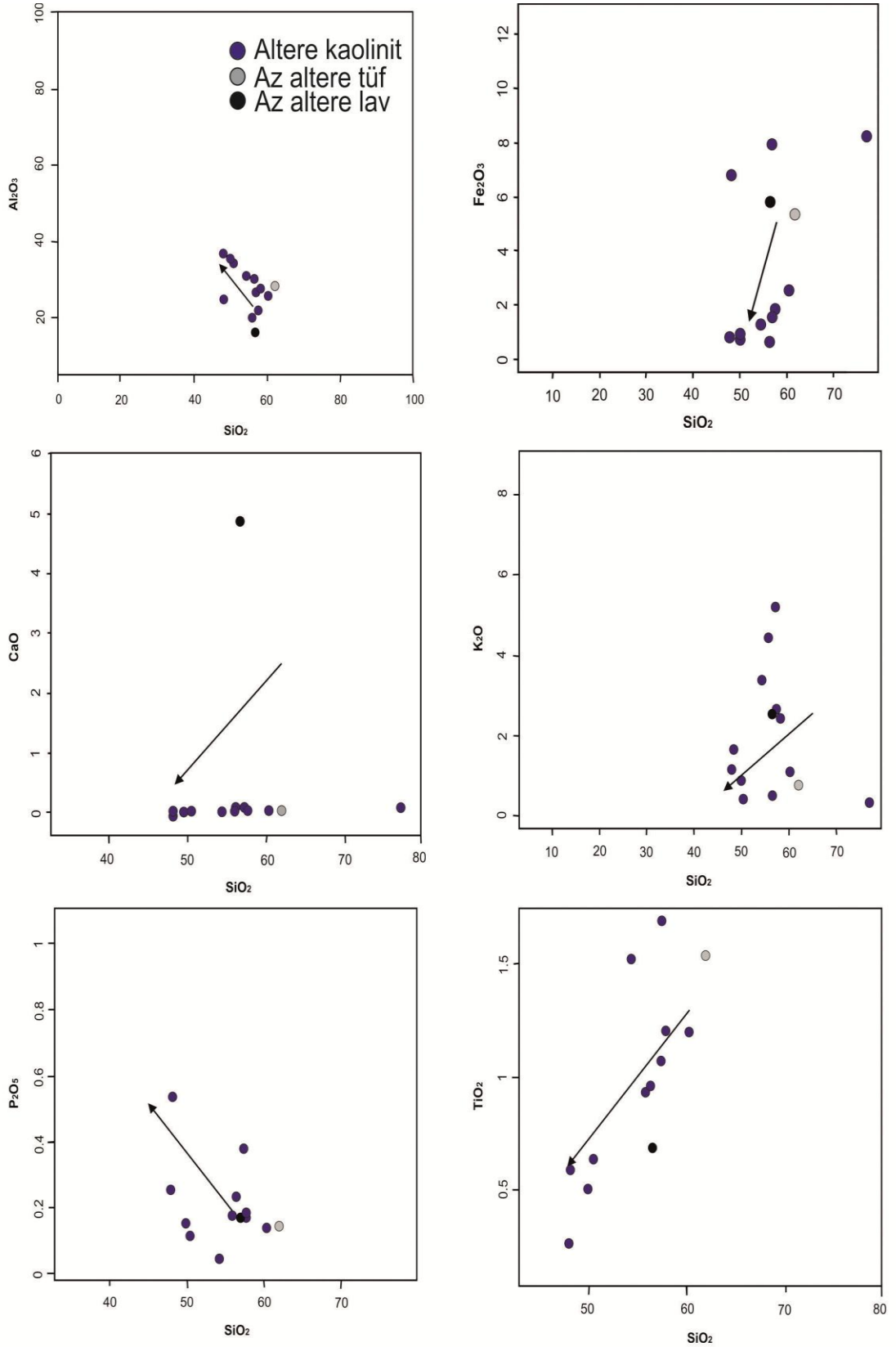
Bodurlu ocağı çevresinden alınan lav ve proklastik kayaç örnekleri Le Bas ve diğ. (1986) volkanik kayaçları sınıflama diyagramında andezit sınıfında iz düşmektedir.

Bodurlu Ocağına ait kaolinitlerin kimyasal analiz sonuçlarına göre kaolinitlerin, SiO₂ % 47,92 - 76,90, Al₂O₃% 19,78 - 36,83, Fe₂O₃ % 0,66 - 12,63 aralığındadır ve yüksek Fe₂O₃ içeriği Fe-oksit minerallerinin varlığı ile alakalıdır.

Bodurlu kaolen ocağında SiO₂'nin miktarındaki azalmayla birlikte az altere örneklerden altere örneklere doğru Al₂O₃ artan bir eğri çizmektedir, benzer durum P₂O₅ içinde geçerlidir. SiO₂-Fe₂O₃ ikili diyagramında az altere örneklerden altere kaolenlere doğru azalan bir eğri görülmektedir. Yüksek Fe₂O₃ içerikli kaolenler fay zonuna yakın olan örneklere aittir. SiO₂-K₂O ikili diyagramında azalan bir eğri

izmektedir ve bu grafikte fay zonuna yakın ve alunit jarosit mineralleri taşıtan örneklerde K_2O oranında artış görülmektedir. TiO_2 diyagramında Fe_2O_3 'e benzer bir eğri görülmektedir. SiO_2-CaO ve SiO_2-Na_2O ikili diyagramları oldukça benzer görünümler sergilemektedirler ve alterasyonun etkisi ile azalan bir eğri çizmektedirler.

Tamamen altere olmuş örneklerde Al_2O_3 oranının artması kaolenleşmeyle alakalıdır. Alterasyonun artması ile diğer CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 ve MnO gibi majör oksit oranlarındaki belirgin azalmalar alterasyon esnasında bu elementlerin ortamdaki uzaklanması ile ilgilidir (şekil 6.6.2a). Bazı örneklerde gözlenen TiO_2 ve Fe_2O_3 'deki artış çözeltinin getirmiş olduğu Fe ve Ti elementleri ile oluşmuş Fe-oksit mineralleri ile alakalıdır ve özellikle fay zonlarından alınan örneklerde bu elementlere bağlı artışla ilgili olarak ikili diyagramlarda sapmalar meydana gelmiştir. K_2O içeriğinin ikili değişim diyagramlarında sapmalar gösterdiği alanlar alunit ve jarosit mineralleri bulunduran örneklere aittir.

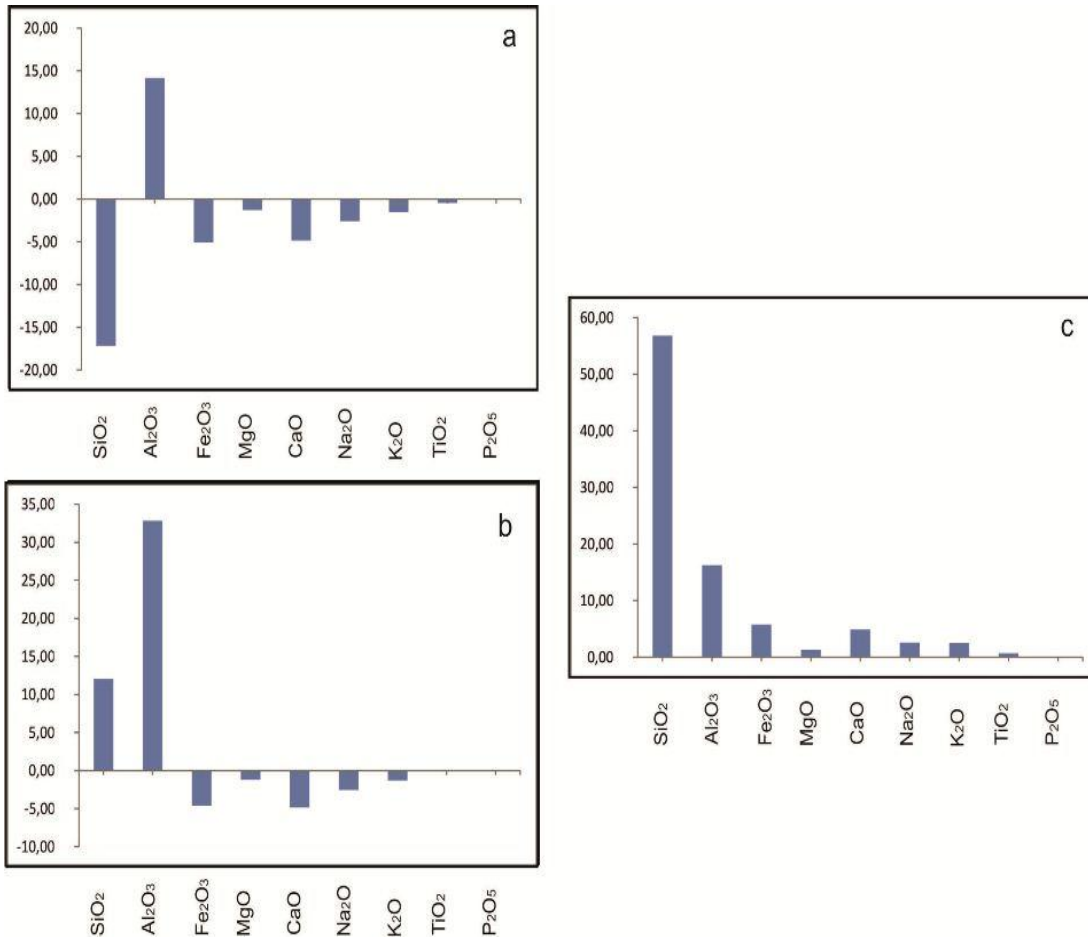


Şekil 6.6.2a : Bodurlu ocağı kaolen örneklerinin SiO₂'ye karşı major oksit değişim diyagramları. Major oksiklerde % kullanılmıştır.

6.6.2.1 Bodurlu ocağı kütle denge hesaplamaları

Bodurlu ocağı kütle kayıp hesaplamaları için hareketsiz element olarak Zr kullanılmıştır. Çizelgelerde negatif değerler kütle kaybını gösterirken pozitif değerler kazanımları göstermektedir.

Bodurlu ocağı kütle denge hesaplamaları sonucunda iki tip kaolenleşme dikkati çekmektedir. Birinci tipte Si, Mg, Ca, Na ve Ti elementlerince fakirleşmiş oldukları ve kaolenleşmenin etkisi ile Al'ca zenginleşirken Si' ca fakirleşme gözlenirken, ikinci tipte Al' ca zenginleşmeye Si' da dahil olmuştur. Si' ca zenginleşmenin nedeni hidrotermal çözeltinin getirmiş olduğu silişleşmedir. Al kazanımı ise feldispataların alterasyonu sonucu meydana gelmiştir. Bazı örneklerde görülen Fe' ce zenginleşme ferromagnezyen mineraller olan biyotit, hornblend gibi minerallerin alterasyonu ile elde edilmiştir. Ayrıca Si ve Fe elementinin zenginleştiği örnekler fay zonlarına yakın olan örnekleri temsil etmektedir (Şekil 6.6.2.1a), (Çizelge 6.6.2.1a).



Şekil 6.6.2.1a : Bodurlu kaolinit ocağının tüm kayaç major elementlerinin kütle değişim diyagramları, a) kaolinit, b) silisifiye kaolini ve c) az altere andezit.

Çizelge 6.6.2.1a : Bodurlu kaolinit ocağının major elementlerinin kütle kazanç ve kayıpları (Ortalama kayaç 100 gr ve Zr sabit olarak alınmıştır).

Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	NET
B-8	-17,19	14,17	-5,08	-1,29	-4,86	-2,60	-1,54	-0,47	0,03	-18,83
BOD-8	3,72	25,35	-4,93	-1,23	-4,86	-2,60	-1,98	0,07	-0,04	13,51
BOD-4	-30,35	-3,70	-5,06	-1,12	-4,85	-2,55	-1,29	0,08	-0,10	-48,95
B-7	12,06	32,83	-4,62	-1,24	-4,85	-2,55	-1,29	0,01	0,03	30,40
B2-7	-14,66	-1,35	3,73	-1,06	-4,84	-2,44	0,83	0,02	-0,05	-19,82
B2-13	-22,99	-13,29	-2,20	-1,34	-4,84	-2,56	-2,35	-0,11	0,20	-49,48
B2-12	-21,30	-1,05	-4,28	-1,22	-4,86	-2,60	-1,86	0,02	-0,10	-37,26
B2-8	-31,89	-2,00	-5,22	-1,14	-4,87	-2,55	-0,96	0,01	-0,16	-48,79
B2-16	-19,49	1,51	-4,65	-1,17	-4,86	-2,57	-0,91	0,08	-0,08	-32,16
B2-17	-15,39	-0,08	-0,10	-0,98	-4,83	-2,50	1,23	0,08	0,09	-22,47
B2-4	-17,49	4,15	-0,27	-1,19	-4,85	-2,55	-1,19	-0,21	0,26	-23,33
B2-2	-12,68	7,49	-5,27	-1,23	-4,83	-2,57	-2,10	0,06	0,00	-21,14
Birim	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g

6.6.3 Tepeköy ocağı kimyasal analizleri

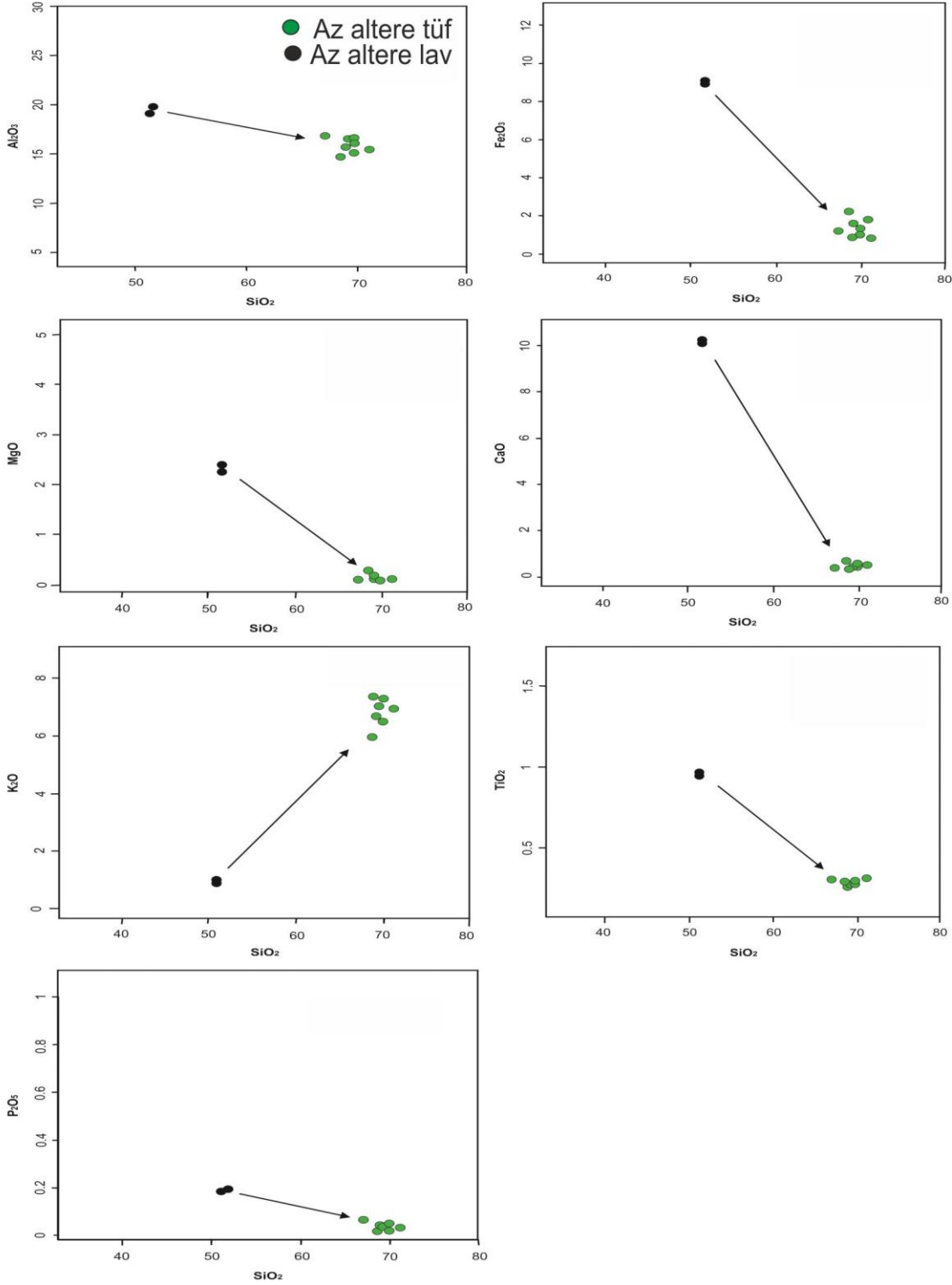
Tepeköy ocağı ve çevresinden alınan tüfler Le Bas ve diğ. (1986) volkanik kayaçları sınıflama diyagramında lavlar andezit sınıfına ve tüfler ise riolit alanına iz düşmektedir. Ocakta kaolenleşme oldukça az olup alınan örneklerin tamamının az altere tuf olduğu belirlenmiştir.

Tepeköy ocağından alınan az altere tuf örneklerin major oksit yüzde oranları % 67,01-71,02 arasında SiO₂, % 15,40-16,84 aralığında Al₂O₃, % 0,81-2,26 Fe₂O₃ içerir ve AZ % 1,10-3,50 aralığındadır.

Tepeköy kaolen ocağında majör oksit karşılaştırmaları Tepeköy-Çamlık ocağı üzerinden alınmış olan bazaltik andezitler ve ocaklar içerisinde alınan az altere tüfler arasında yapılmıştır. SiO₂-Al₂O₃ ikili diyagramında az altere lavlardan az altere tüflere doğru SiO₂'nin artmasıyla birlikte Al₂O₃ miktarında azalma görülmektedir. Bu durum P₂O₅, Fe₂O₃, CaO ve TiO₂ içinde geçerlidir. SiO₂-K₂O ikili diyagramında ise SiO₂'nin artışıyla birlikte K₂O'de artma görülmektedir.

Lavlardaki Fe₂O₃ ve TiO₂'deki artışlar Fe-Ti taşıyan piroksen ve biyotit minerallerinden kaynaklanmaktadır. CaO ise Ca taşıyan plajiyoklazların MgO' teki

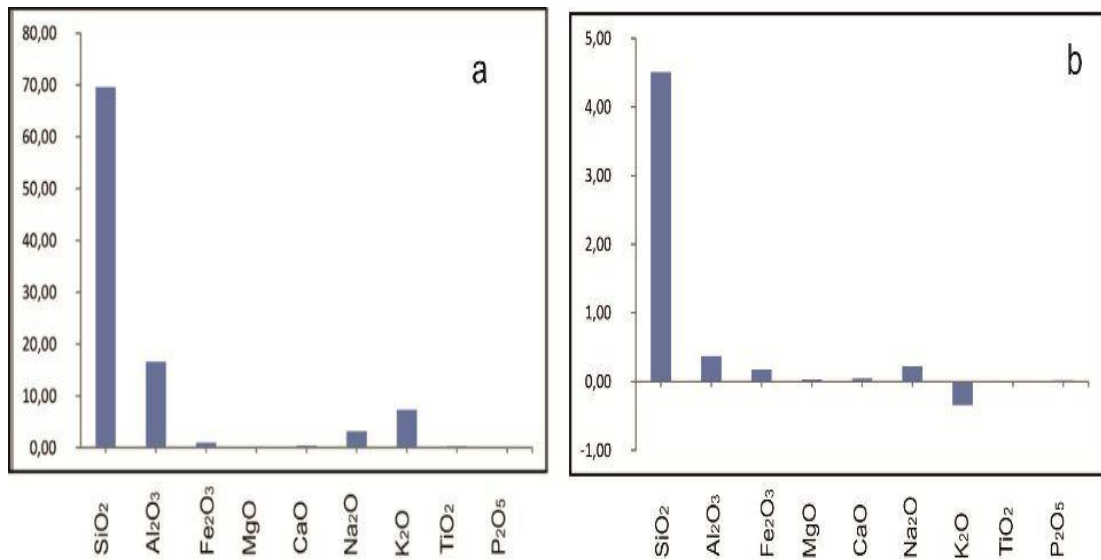
fazlalık ise klinoproksenin varlığı ile ilişkilendirilir. Tüflerdeki K_2O miktarındaki artış ise muskovit gibi K-taşıyan minerallerin varlığıyla ilgilidir (Şekil 6.6.3a).



Şekil 6.6.3a : Tepeköy ocağı altere tuf örneklerinin SiO_2 'ye karşı major oksit değişim diyagramları. Major oksiklerde % kullanılmıştır.

6.6.3.1 Tepeköy ocağı kütle denge hesaplamaları

Tepeköy ocağında tapılan KDD' leri hesaplanmış ve çizelge 6.6.3.1a' da görüleceği gibi örneklerde çok az miktarlarda değişimin meydana geldiği ortaya konulmuştur. Bazı örnekler alterasyona uğramamış örneğe nazaran % 4-5 oranında SiO_2 ' de bir artış görülmüştür. Si miktarındaki farklılıklar tüfün yatay ve düşey olarak çok kısa mesafelerde değişim gösteren bir litolojiye sahip olmasından kaynaklanmaktadır. Bununun değişim fay ve kırıklar boyunca etkili olmuş silisce zengin bir çözelti nedeniyle gelişmiş olabilir. Diğer majör oksitlerde meydana gelen değişim ihmal edilebilecek düzeydedir (Şekil 6.6.3.1a), (Çizelge 6.6.3.1a).



Şekil 6.6.3.1a : Tepeköy kaolinit ocağının majör elementlerinin kütle değişim diyagramları, a) az altere tüf ve b) daha ileri derecede altere olmuş örneklerde meydana gelen kütle değişimi.

Çizelge 6.6.3.1a : Tepeköy kaolinit ocağının majör elementlerinin kütle kazanç ve kayıpları (Ortalama kayaç 100 gr ve Zr sabit olarak alınmıştır).

Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	NET
TU1	4,51	0,38	0,18	0,03	0,04	0,23	-0,34	0,00	0,02	5,04
T4	5,71	-0,49	1,49	0,25	0,31	0,70	-0,74	-0,01	-0,01	7,21
TU3	4,26	0,17	0,69	0,12	0,00	0,09	-0,18	0,01	0,00	5,16
T1	-2,82	0,16	0,19	0,03	-0,02	-0,02	0,82	0,01	0,03	-1,62
T5	-1,59	-0,38	-0,10	-0,07	-0,09	-0,37	-0,07	-0,02	0,00	-2,69
T3	2,02	-1,11	0,37	-0,07	-0,06	-0,11	-0,01	-0,02	-0,01	1,00
T9	-4,16	-2,43	-0,23	0,02	0,00	-0,08	-0,88	-0,01	-0,01	-7,78
Birim	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g	g/100g

6.7 Jeokimyasal Verilerle Ocakların Kökensele Yorumlanması

Sarıbeyli-Sığırılı ve Bodurlu ocaklarından alınan kaolinit, alunit ve her iki mineralide beraber bulunduran örneklerin kimyasal analizleri yapılmış ve bunların majör ve iz element verilerinden yararlanılarak kökenleri hakkında bilgi sahibi olunmuştur.

K-ve Na-alunitler, kaolen oluşumlarının başlangıç aşamasında oluşmuş olan ve sık rastlanılan tipik hipojen minerallerdir, fakat P' ca zengin alunitler muhtemelen süperjen veya hidrotermal alterasyonun son dönem oluşumlarıdır (Dill ve diğ.,1996). Bodurlu ocağından alınan örneklerin P içeriklerinin yüksek olması bize süperjen oluşumu işaret etmektedir. Alunit ve kaolinitin birlikte bulunduğu alanlar ileri arjilik alterasyon alanlarıdır ve pH 2-3 aralığında yeralırlar (Stoffregen ve Alpers, 1987). Alunitin kaolinitten çok daha zengin olduğu alanlarda akışkan daha asidiktir ve aksi durumda ise barit varlığı söz konusudur (Dill ve diğ.,1996). Dill ve diğ. (1996)' da yaptıkları çalışmada S ve P ce zengin alunit ve APS (Alunite Phosphate Sulphate) minerallerini hipojen kaolin oluşumları olarak değerlendirmişlerdir. Şekil 6.7a'da görüleceği üzere çalışma alanımızdan alınan alunitlerinde zengin S ve P içeriğe sahip oldukları görülmektedir.

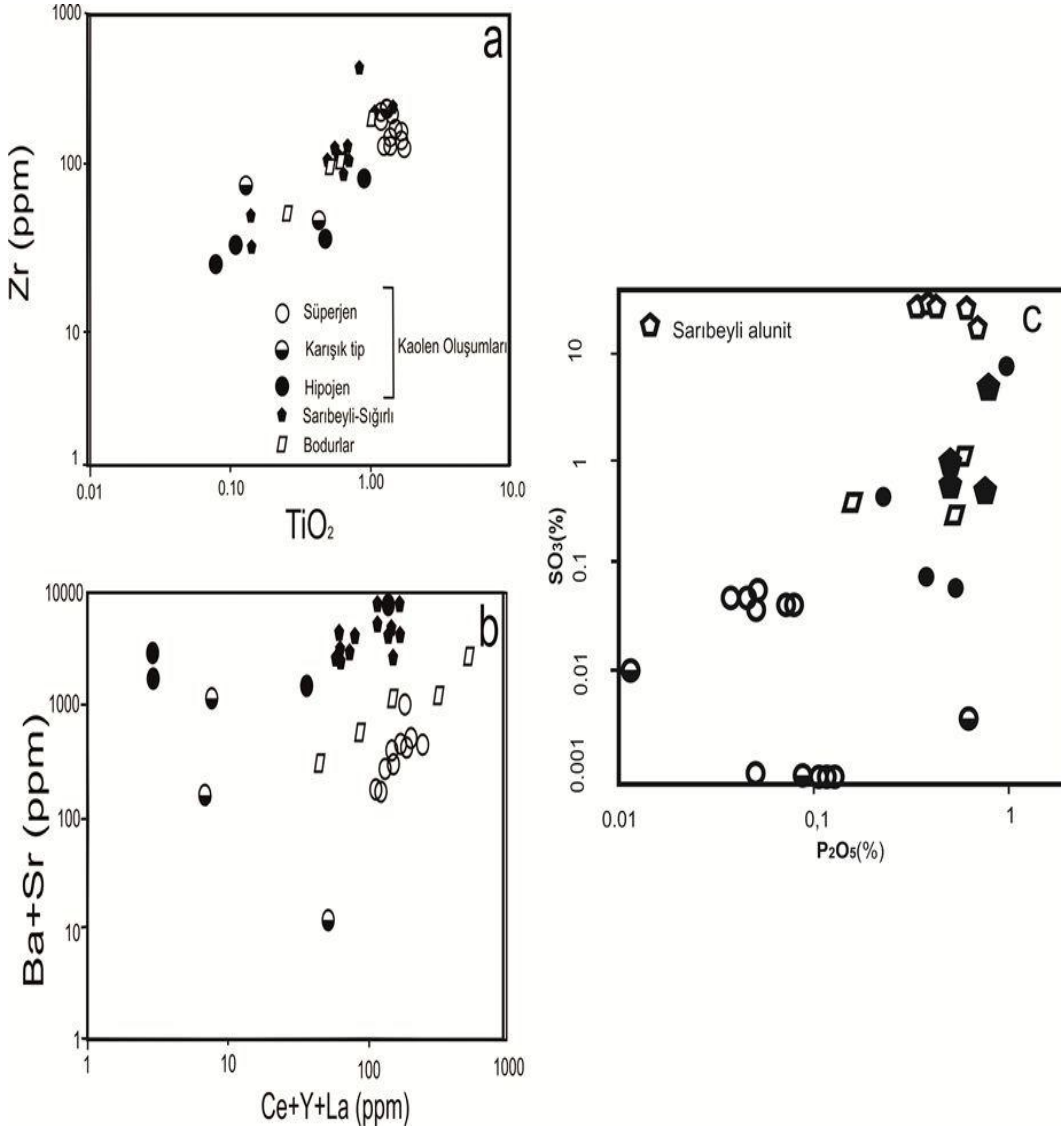
Zr atmosferik şartlara yakın ortamlarda ayrışma derecesinin belirlenmesi ve ayrıca kaynak alanın belirlenmesinde kullanılan kullanılan mobil olmayan elementtir. Ti, Zr, Nb ve Y elementleri petrolojik işlemler sırasında taşınabilir davranış sergilemeyen elementlerdir. Sonuç olarak Zr' a karşı TiO_2 ve $Zr/TiO_2-Nb/Y$ (Şekil 5.6a) diyagramları bize hipojen ve süperjen kaolinizasyon sırasında birincil minerallerden (biyotit vb.) salınımını verir. Ti' in süperjen oluşumlardaki konsantrasyonu hipojen oluşumlara oranla daha fazladır ve bu her iki oluşum ortamı için ayırtman olarak kullanılabilir(Dill ve diğ.,1996).

Şekil6.7a' da görüldüğü gibi ocaklardan alınan kaolinit ve alunit+kaolinit örneklerinin Zr/TiO_2 verilerinin iz düşürülmesi ile elde edilen bilgiler; Sarıbeyli-Sığırılı ve Bodurlu ocaklarından alınan örneklerin genellikle süperjen ve karışık tipte olduğu fakat alunit miktarı artan iki örneğin hipojen örneklerinin bulunduğu alana iz düştüğü görülmektedir.

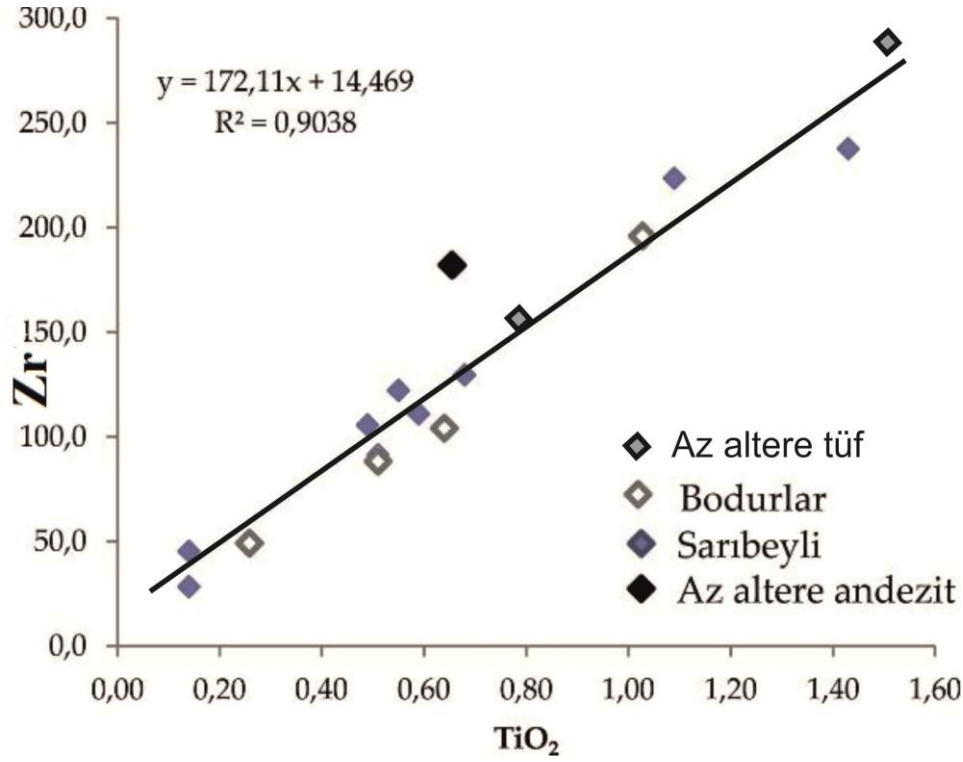
Ba ve Sr birbirinin yerini alabilen ve çoğunlukla barit içinhipojen kökenli oluşumlarda izlenen bir elementlerdir. Bunun aksine Ce,Y ve Laçoğunlukla boksitleşme ve süperjen kaolinizasyon esnasında zenginleşen elementlerdir

(Maksimovic ve Panto, 1983). Hipojen oluşumlarda yüksek oranda Ba+Sr beklenirken süperjen kökenli oluşumlarda ise yüksek REE beklenmesi oldukça doğaldır(Şekil 6.7a).

Sarıbeyli-Sığırlı ocağından alınan örnekler REE ve Ba+Sr bakımından zengin olup Dill (1996)' de belirlemiş olduğu diyagramda alünitce zengin örnekler haricinde süperjen oluşuma doğru bir yaklaşma söz konusu iken, Bodurlu ocağından alınan örneklerde belirlenmiş olan süperjen alana çok daha fazla yakın bulunmaktadır.



Şekil 6.7a : Sarıbeyli-Sığırlı ve Bodurlu ocakları kimyasal verilerine göre kökensel incelenmeleri(Dill ve diğ., 1996).



Şekil 6.7b : Bodurlu ve Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarının regresyon hesaplaması.

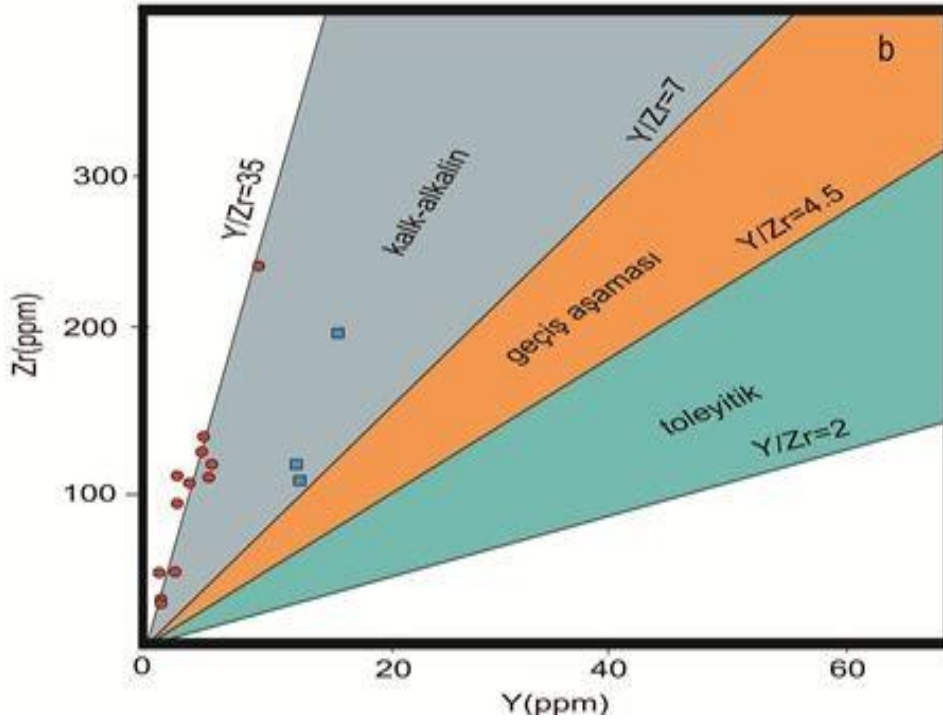
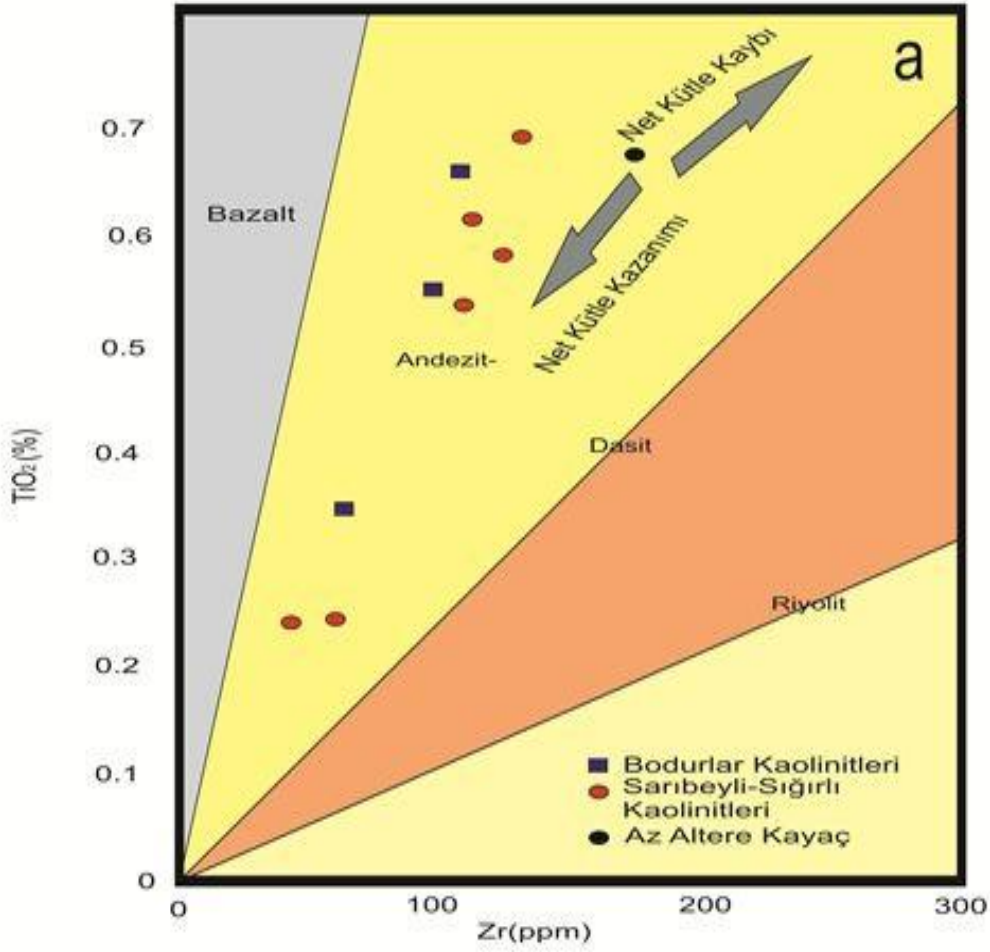
Volkanik kayaçların sınıflamalarında çoğunlukla majör oksitler kullanılır, fakat altere kayaçlar için bu yöntemin kullanılması uygun değildir, çünkü alterasyon sırasında Si, Fe, Mg, Ca, Na ve K gibi elementler oldukça hareketlidir. Sonuç olarak, kayaç bileşimindeki bu değişim sınıflamayı olumsuz yönde etkiler. Bunun yanında birçok elementte alterasyon sırasında hareketsidir ve bu özelliklerinden yararlanarak kayaçları sınıflandırabilmektedir.

Ti, Zr, Y ve Nb kalıcılığı yüksek elementler (HFSE) hidrotermal alterasyon sırasında hareketsiz davranış gösterirler. Birçok çalışma Al, Ti, Zr, Nb, Y, Cr, Sc ve V, ağır REE (Lu, Yb), Hf, Ta, Th ve bazı durumlarda P, Sc, V ve Cr hidrotermal alterasyon sırasında hareketsiz davranış gösterirler (MacLean ve Kranidiotis, 1987; Skirrow ve Franklin, 1994; Barrett ve MacLean, 1994a). Diyagramlarda Ti ve Zr elementlerinin yaygın olarak kullanılmasının nedeni jeokimyasal metodlarla kolaylıkla belirlenebildikleri içindir. Hareketsiz davranış gösteren uyumlu-uyumsuz element ikili diyagramında altere örneklerle kıyaslamak amacıyla bir adet az altere lav örneği kullanılmıştır. Altere örneklerin andezitik bileimli olan lav örneğiyle aynı sınıfa dahil olduğu belirlenmiştir. Diğer bir deyişle Ti andezitik ve bazaltik-andezitik kompozisyonların içindeki fraksiyonlaşmalarda birinci hareketsiz elementtir.

Burada belirtilen diğer bir nokta Sarıbeyli-Sığırlı ve Bodurlu ocaklarından alınan altere örneklerin sınıflandırılması esnasında kullanılan az altere örnek kütle kaybı veya kazanımı konusunda bilgi vermektedir. Bu az altere örneğin y-ksenine göre aşığısında kalan bölümde yer alan örneklerde kütle kazanımı, üst kısmında ise kütle kaybı sözkonusudur. Şekil 6.7c'dan anlaşılacağı gibi bu ocaklardan alınan örneklerde kütle kazanımı sözkonusudur ve bu kazanımın silisleşme, kaolenleşme ve demiroksitlenme gibi süreçlerdetoplam kütlede meydana gelen artışla alakalıdır.

Alterasyon esnasında hareketsiz davranış sergileyen uyumsuz-uyumsuz element ikili diyagramında ise bize Şekil 6.7b' de olduğu gibi geriye giderek magmanın bileşimi hakkında bilgi vermektedir. Altere örneklerin iz düştüğü kalkalkalin aralığı ocakların yakınlarından alınan az altere örnekler ile aynı aralığa düşmektedir. Böylelikle altere kayaçlar ile az altere kayaçlar arasında bulunan kökensel ilişki ortaya konulmaktadır, ayrıca kökensel ilikiyi belirlemek için kullanılan *Tek Öncü Sistem* altere kayaçların kökeninin belirlenmesinde kullanılan ve bu ilişkiyi sayısallaştıran bir yöntemdir.

Hareketsiz elementler kullanılarak oluşturulan ikili diyagramlarda bir veya birkaç adet az altere örnek altere örneklerle beraber değerlendirilmeye alındığında ve TiO_2 -Zr (Şekil 6.7b)' de olduğu gibi bir lineer eğri oluştuğunda, bu lineerlik hareketsiz elementlerin sabit kalmasına rağmen kayacın toplam kütlelerinde meydana gelen değişimden kaynaklanmaktadır. Bodurlu ve Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarından alınan örnekler ve ocakların yakınından alınan az altere örnek belirgin bir lineerlik göstermektedir. Barrett ve MacLean,(1994a)' da yaptıkları çalışmada bu lineerliğin en ideal regresyon sayısını 0,85 olarak belirlemişlerdir. Sarıbeyli-Sığırlı ve Bodurlu ocaklarından alınan örneklerin regresyon sayısı $r=0.90$ olup belirtilen değere yakın bir aralıkta yer almaktadır.



Şekil 6.7c : Bodurlu ve Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarının sınıflama diyagramları.

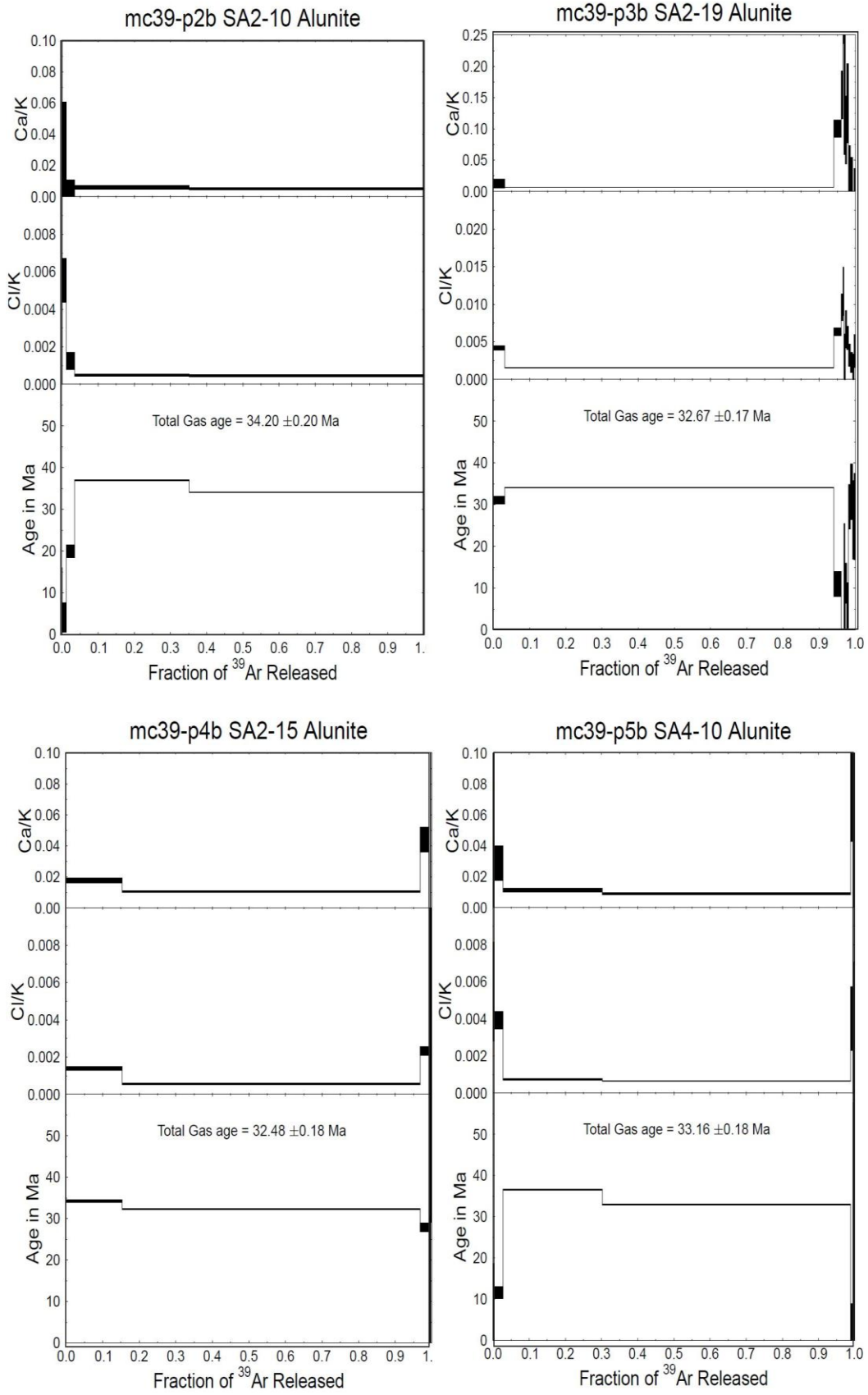
6.8 Ar-Ar Yaş Analizleri

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş analizi Sarıbeyli-Sığırlı ocağından alınan 4 uygun alunit (alunit±kuvars±kaolinit) örneklerden yapılmıştır. Alınan örneklerin tamamı yüzeyden toplanmıştır. Yaş analizine gönderilen alunit örnekleri mineralojik olarak XRD ve FE-SEM çalışmasında kontrol edildikten sonra analize uygun oldukları kararına varılmıştır (Şekil 6.8a ve Şekil 6.8b).

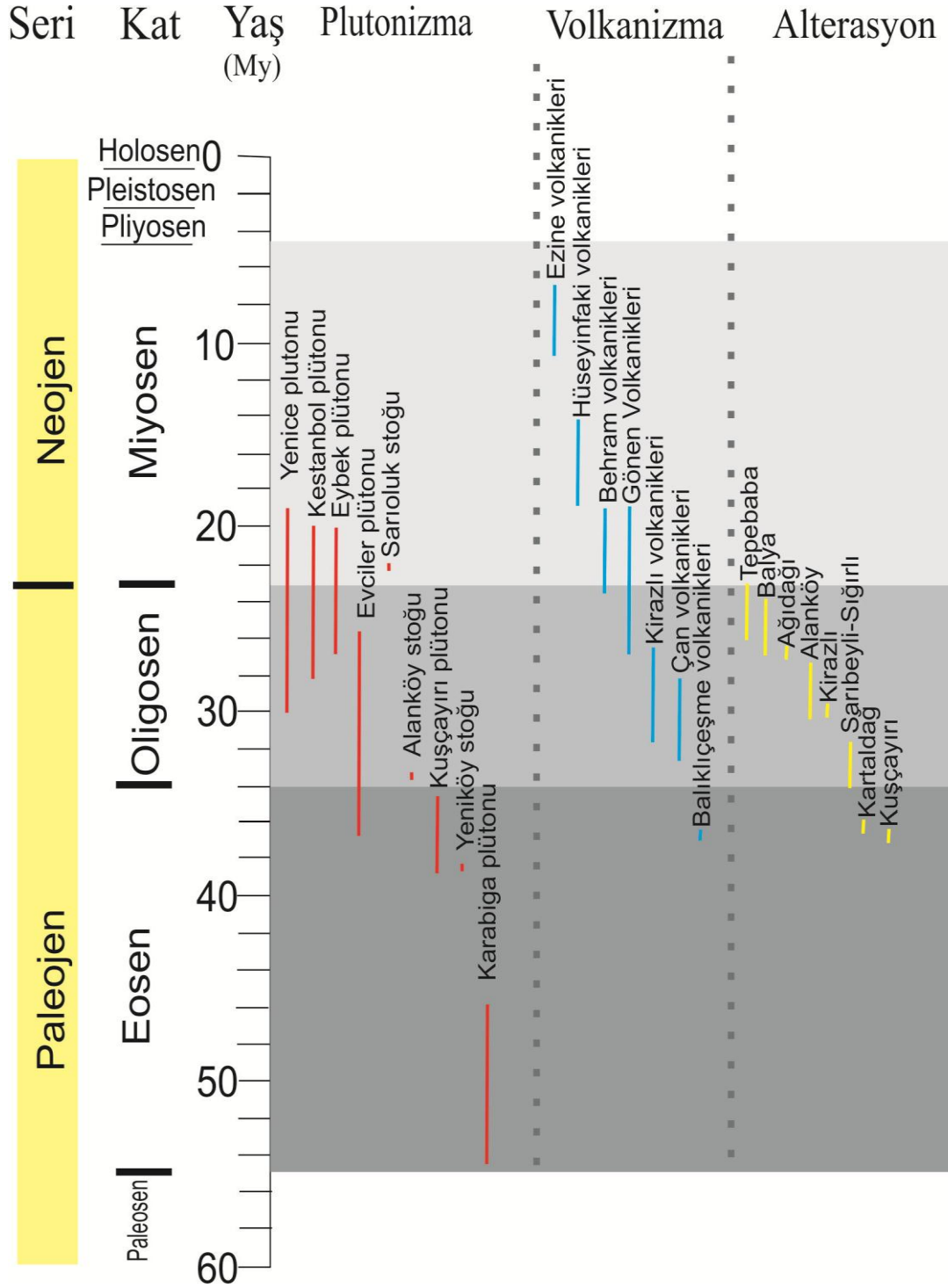
Radyometrik yaş analizi sonuçları 32.7 ± 0.17 My ve 34.2 ± 0.20 My aralığındadır. Bu sonuçlar çevrede bulunan sokulum kayalar ve alunitlerden elde edilen yaş verileri ile karşılaştırılmıştır. Yakın çevrede yer alan alunitlerde Yiğit (2012) tarafından radyometrik yaş analizi yapılmış Kartaldağ (alunit±kuvars) 38.8 ± 1.2 My, Kuşçayırı (~%50 alunit+~%50 kuvars) 39.4 ± 0.6 My, Alanköy (~%50 alunit+~%50 kuvars) 27.5 ± 0.3 My, Alanköy (hornblend) 32.7 ± 2.6 My ve Ağdağı'ndan (~%70 alunit+~%30 kuvars) 25.8 ± 1.4 My olduğu örneklerle yaş analizi yapmıştır. Alanköy' de yapılmış tüm kayalar kuvars-alunit K/Ar yaş analizlerinde 30.7 ± 1.5 ve 13.6 ± 1.7 My sonuçları belirlenmiştir (Şekil 6.8c).

Elde edilen yaş verileri ışığında Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarının 11 km güneyinde bulunan Kuşçayırı graniti ve yine 4-5 km doğusunda bulunan Alanköy graniti ile ilişkili olabileceği düşünülmüştür.

Bodurlu ocağından yaş analizi yapılmamıştır fakat Bodurlu ocağının ~2-3 km kuzeydoğusunda bulunan 28 My yaşlı Çamyayla granitinin varlığı bu ocağın belirtilen sokulumla ilişkili olduğunu işaret etmektedir.



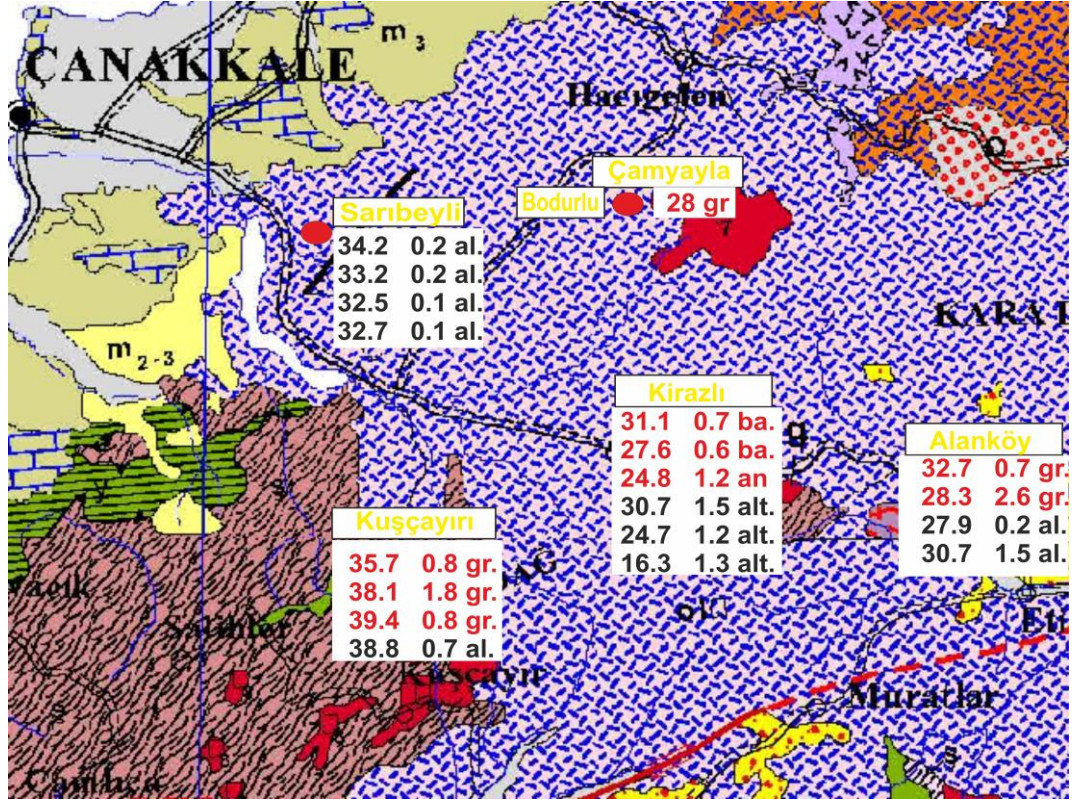
Şekil 6.8a :Alunit minerali Ar/Ar yaş analizi verileri.



Şekil 6.8b : Biga Yarımadası magmatizması ve epitermal alterasyon arasındaki ilişkiyi gösterir tablo. Toplamda 109 adet yaş verisi kullanılmıştır. Bunlar; 3 adet Re/Os, 32 adet Ar/Ar, 71 adet K/Ar, 2 adet Rb/Sr ve 1 adet U/Pb verileridir (Aldanmaz ve diğ., 2000; Beccaletto ve diğ., 2007; Birkle ve Satır, 1995; Delaloye ve Bingöl, 2000; Ercan ve diğ., 1995; Fytikas ve diğ., 1976; Karacık ve diğ., 2008; Kaymakçı ve diğ., 2007; Murakami ve diğ., 2005; Yiğit, 2012)' den değiştirilmiştir.

Çizelge 6.8a : Sarıbeyli-Sığırlı ocağından yapılan Ar/Ar yaş analizleri ve çevre volkanik kayalardan ve altere kayalardan daha önce belirlenmiş yaş verileri.

Yer	Kayaç	Kayaç/Mineral	Yaş	Kaynak
Kirazlı	Bazalt	Tüm kaya	31,1±0,7	Ercan ve diğ., 1995
			27,6±0,6	Ercan ve diğ., 1995
	Andezit	Tüm kaya	24.8±1.2	Ercan ve diğ., 1995
	Altere kayaç	Kuars-Alunit	30.7±1.5	Yiğit, 2012
	Arjilik-Fillik zonu	Tüm kaya	24.7±1.2	Ağdemir ve diğ.,1994
			26.3±1.3	Ağdemir ve diğ.,1994
Kuşçayırı	Granodiyorit	Hornblend	35,7±0,8	Delaloye ve Bingöl., 2000
			38,1±1,8	Delaloye ve Bingöl., 2000
			39,4±0,8	Delaloye ve Bingöl., 2000
	Altere kayaç	Alunit	39.4±0.6	Yiğit, 2012
Kartaldağ	Dasit porfir	Biyotit	42.2±0.5	Ünal, 2010
	Granodiyorit	Hornblend	40.8±0.5	Ünal, 2010
	Altere kayaç	Alunit	38.8±1.1	Yiğit, 2012
Ağdağı	Altere kayaç	Alunit	26.4±0.9	Yiğit, 2012
Alanköy	Granodiyorit	Hornblend	28.3±2.6	Yiğit, 2012
			27.9±0.2	Yiğit, 2012
	Altere kayaç	Alunit	30.7±1.5	Ağdemir ve diğ.,1994
			13.6±1.7	Ağdemir ve diğ.,1994
Sarıbeyli-Sığırlı	Altere kayaç	Alunit	34.2±0.20	Bu çalışma
			33.2±0.18	Bu çalışma
			32.5±0.18	Bu çalışma
			32.7±0.17	Bu çalışma



Şekil 6.8c : Çalışma alanı ve çevresi altere kayaçlar ve volkanik kayaçların yaş verileri. Mavi renk altere kayaçları, kırmızı renk volkanik kayaçları temsil etmektedir.

7. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Çalışma alanı içerisinde bulunan Sarıbeyli-Sığırlı, Bodurlu kaolinit ocakları ve Tepeköy tuf ocağı Oligosen yaşlı Çan volkanitleri içerisinde bulunmaktadır ve bu volkanitlere ait tüflerin hidrotermal alterasyonu sonucunda oluşmuştur.

Çalışma alanı Batı Anadolu' nun kuzeyinde Türkiye' nin temel paleotektonik unsurlarından biri olarak kabul edilen Sakarya zonunda yer alır. Bölgenin tüm jeolojik yapısı İzmir-Ankara sutur zonu boyunca Neotetis okyanusunun kapanması ve sonrasında Doğu Anadolu ve Kafkaslarda Anadolu ve Afro-Arap plakalarının kıtasal çarpışması sonucunda şekillenmiştir. Bunun sonucu "Batı Anadolu Genişleme Rejimi" olarak adlandırılan DB ve KD-GB yönlü grabenlerin gelişmesine neden olmuştur (Dewey ve Şengör, 1979; Taymaz ve diğ., 2007). Biga Yarımadası Oligosen yükselmiş ve ardından aşınma sürecine girmiştir. Erken-Orta Miyosen'de ise kalkalkalen volkanizma ile yeni bir tektonik gerilmerejimi başlamıştır (Şengör, 1979). Biga Yarımadası'nda Kuzey Anadolu Fayı'na ait uzantılar Miyosenden günümüze kadar sürdürmüştür (Siyako ve diğ., 1989).

Bölgede yaygın olarak Oligo-Miyosen yaşlı Çan Volkaniklerine ait lav ve tüfler bulunmaktadır. Yapılan jeokimyasak çalışmalarda Çan Volkaniklerine ait lavların andezitik, bazaltik-andezit ve traki bazaltik-andezit karakterde olduğu belirlenmiştir. Tüfler ise çalışma alanının kuzeyinde andezitik, güneyinde ise riyolitik karakterlidir. Bu birimler bölgede hakim olan kalkalkalen türde bir mağmatizmanın ürünleridir. Riyolitik tuf çevrede bulunan granitik bileşimli sokulumlarla ilişkili piroklastik ürünlerdir.

Çalışma alanı içerisinde bulunan kaolinit ocakları Çan Volkaniklerine ait tüfler içerisinde bulunmaktadır. Tüfler heterojen oldukları ve diğer kayalara oranla daha fazla porosite ve permeabiliteye sahiptirler ve hidrotermal alterasyona en az dayanıklı kayaç türüdür. Bu özelliklerinden dolayı bölgede yaygın olan yüksek sülfüstasyonlu hidrotermal alterasyondan en fazla etkilenen kayaçtır. Çalışma alanı içerisinde silisçe zengin zonlar bulunmaktadır ve bunlar minerallerin hidrolizi

esnasında yüksek sıcaklı ve asidite şartlarında silisçe zenginleşen çözeltinin sıcaklığının ve asiditesinin değişmesiyle birlikte çözeltideki silisinyan kayacı silisçe zenginleştirerek silisifiye etmesiyle veya fay zonları ve çatlakları doldurarak silis zonlarını ve yeryüzüne çıkararak silis şapkalarını oluşturmalarıyla meydana gelmiş yapılarıdır (Ekinci, 2009; Kadir ve diğ., 2001). Bu silisçe zengin zonlar erozyondan az etkilindiklerinden bölgede bulunan yüksek topoğrafyalarda bulunurlar.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating yaş analiz sonuçları 32.7 ± 0.17 My ve 34.2 ± 0.20 My aralığında olup çevrede bulunan sokulum kayaları ve alunitlerden yapılmış olan yaş analizleri ile karşılaştırılmıştır.

Elde edilen yaş verileri ışığında Sarıbeyli-Sığırlı ocaklarının 3-4 km güneyinde bulunan Kartaldağ ve Kuşçayırı epitermal oluşumlarına neden olan Geç Eosen-Erken Oligosen magmatizması ile ilişkili olduğu (25 – 38 My) belirlenmiştir (Delaloye ve Bingöl., 2000).

Bodurlu ocağından yaş analizi yapılabilecek boyutta alunit minerali elde edilemediği için yaş analizi yapılamamıştır. Fakat Bodurlu ocağının ~ 2-3 km kuzeydoğusunda bulunan 28 My yaşlı Çamyayla granitinin varlığı aralarında kökensel bir ilişkiyi de işaret etmektedir (Söylemezoğlu, 2010).

Kaolenit ocaklarının mineralojik bileşimlerinin ve özelliklerinin ortaya konulması için XRD, FE-SEM ve DTA-TG analizleri yapılmıştır. Bu analizlerin yapılmasındaki temel amaç alterasyonla oluşmuş mineral birlikleri alterasyonun cinsinin belirlenmesinde oldukça bilgilendirici olmasıdır. İleri arjilik alterasyon birlikleri kuvars, alunit, pirofillit/kaolinit ve dikit mineralleridir (Arribas, 1995). Gözenekli kuvars, masif ve yarı masif sülfidler, pirit, melnikovit ve markasit (Sillitoe, 1983), yaygın olarak bulunan ve yukarı doğru yükselen sıvının bileşimini yansıtan minerallerdir. Gözenekli kuvars ve kuvars formu erozyona dayanıklı olukları için merkezde bulunurlar ve bu sınırın yanında tipik olarak kuvars-alunit, kuvars-pirofillit/dikit/kaolinit ve arjilik mineral birlikleri bulunur. Bu mineral birliği bize asidik çözeltinin yukarıya doğru yükselmesi esnasında aşamalı olarak nötrleştiğini yansıtır (Sillitoe, 1999). Ocaklardan Yapılan XRD çalışmalarında belirlenen mineralojik bileşim Sarıbeyli-Sığırlı ocağı için şu şekilde değişmektedir; KB-GD uzanımlı iki fay arasında gelişmiştir. Her iki fayzonunun dolgusunda α -kuvars'tır. Fay zonlarından uzaklaştıkça mineral birliği;

- Alunit+kuvars±kaolinit/dikit/halloysit
- Alunit+kaolinit/dikit/halloysit±kuvars
- Kaolinit±alunit±kuvars
- Kaolinit+feldispat+illit

Bodurlu ocağında ise altı adet çatlak sistemi ocağın ortasından KD-GB doğrultusunda geçmektedir ve bu çatlaklargozenekli kuvars ile doldurulmuştur. Çatlaklardan itibaren mineralojik değişim ise;

- kuvars±alunit±jarosit
- kaolinit+kuvars±alunit±jarosit±halloysit
- kaolinit+halloysit+illit şeklindedirç

Her iki ocaktada da yer yer demiroksitce zengin zonlara rastlanılmıştır. Yukarıda belirtilenler ışığında her iki ocağında fay ve çatlak sistemleri boyunca yükselen asidik hidrotermal çözeltiler tarafından oluşturulduğu ve fay ve çatlak sistemlerinden uzaklaştıkça çözeltilerin bileşiminde meydana gelen nötrleşme belirgindir.

Bunların yanında Sillitoe (1999)' da yaptığı çalışmada porfiri,derin epitermal ve sığ epitermal sistemleri birbirinden mineralojik bileşimine göre ayırtlamıştır. Sığ epitermal sistemlerin tanımlanmasında kuvars+alunit, gözenekli kuvars ve silisifikasyon görülürken bu zon metaller ve sülfitlece oldukça fakirdir. Bodurlu kaolinit ocağı gözenekli kuvars ve alunit mineal birliği ile tamamen sığ epitermal sisteme dahil olurken Sarıbeyli-Sığırlı ocağı dikit mineralinin varlığı ve alunit mineralince zengin olmasıyla derin ve sığ epitermal sistemler arasında kalmaktadır.

Alünit oksidize ve yüksek asidik şartlarda oluşur. Kuvars+alunit+kaolinit±pirit' in olduğu ortamlardaki jeotermal suların pH' ı genellikle 2 - 3 aralığındadır. Alünit beraberinde bulunduğu sülfitle ve kaolinitle birlikte değerlendirildiğinde ortam sıcaklığı hakkında da bilgi verebilmektedir (Rye ve diğ.,1992). Kaolinit, beraberinde bulunan silis mineralleri ve alunit oluşumları ileri arjilik alterasyonun tipik mineralleri olarak kabul edilir. Dünya genelinde bu oluşumlar vadoz zonda bulunan buhar-ısıtmalı ortamların içinde yüksek- ve düşük-sülfidasyonlu sistemler olarak veya su tablasının üzerinde bulunuyorlar ise süperjen ortamlar olarak tanımlanmıştır(Schoen ve diğ., 1974; Sillitoe, 1993).Hipojen magmatikortamlarda çoğunlukla Cu-Au mineralizasyonları bulunurken, buhar-ısıtmalı ve süperjen ortamlarda bu mineral birliği daha az gelişir (Sillitoe, 1993). Sarıbeyli-Sığırlı mineralojikbileşimleri açısından incelendiğinde kuvars, kaolinit ve alunit mineral

birliğiyle buhar ısıtmalı ve/veya süperjen ortamları işaret etmektedir. Bununla birlikte buhar-ısıtmalı ortamlar iri-taneli alunit (<20µm) ve hafif kahverengi kaolinit ve opak mineral birliği içerirler (Simone, 2005). Düşük ısılı süperjen ve buhar-ısıtmalı ortamlarda bulunan alunitler tipik olarak <50µm' iken, yüksek sülfidasyonlu alunit-kaolinit birliklerinde bulunan alunitler 50-100 µm aralığında olup sıcaklıkta 100°C' dir (Hedenquist ve diğ., 2000). Çalışma alanından alınan alunitlerin FE-SEM çalışmalarında minerallerin çaplarının 2-10 µm aralığında olduğu belirlenmiştir. Böylelikle mineralojik bileşimleri Sarıbeyli-Sığırılı ve Bodurlu ocaklarının buhar-ısıtmalı ve/veya süperjen epitermal oluşumları işaret etmektedirler. FE-SEM mikro-morfolojik analizlerinde ocaklardan alınan örneklerde bulunan kaolinitlerin gelişi güzel dağılmış yışımlar şeklinde ve düzenli kitap şekilli yapılar olarak iki farklı yapıda buldukları belirlenmiştir. Alunitler öz şekilli romboedrik kristal yapısında iken yer yer çözünmeden kaynaklanan boşluk yapılarının geliştiiği görülmüştür. Hallosit tüpleri içi boş ve spiral şekilli tüp yapıları olarak tün kayaç içinde gelişi güzel dağılmış şekilde bulunur. Tüm örneklerde özşekilsiz mikro kuvarlar yaygın olarak görülmektedir.

Sarıbeyli-Sığırılı ve Bodurlu ocaklarından derlenen kaolinit, dikit ve alunit örneklerden S-H-O duraylı izotop analizleri yapılmıştır. Sarıbeyli-Sığırılı ocağından alınan 10 alunit mineralinin $\delta^{34}\text{S}$ 1.7 /4.1 ‰ aralığında belirlenmiştir ve bu değerler magmatik sülfür değerlerine oldukça yakındır (-3/+3 ‰; Rye ve diğ., 1992). Bu düşük S izotop değerleri sülfür ve sülfat minerallerinin oluşum kaynağına yakın olduğunu belirtir (Campbell ve Lueth, 2008). Yine bu ocaklardan alınan kaolinit ve dikit minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ değeri 6.7 / 12.7 ‰ aralığında, δD değeri -53 / -97 ‰ aralığındadır. Kaolinit örneklerinin tamamına yakını süperjen-hipojen çizgisinin soluna yani hidrotermal alana düşmektedir. Bir örneğin magmatik alana düşmesi birkaç örneğinde bu alana oldukça yakın olması bu örneklerin magmatik su kökenli olduğunu ve oluşum sıcaklıklarının yüksek olduğunu işaret etmektedir. Bu alanın yakınlarında yer alan kaolinitlerin hipojen hidrotermal alterasyon koşullarında oluştuğunu işaret eder (Taylor 1979; Shepard ve Gilg, 1996; Gilg ve diğ., 2003). Süperjen-Hipojen çizgisine yakın kaolinit örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ bakımından zenginleşirken oluşum sıcaklıklarının düştüğünü gösterir. Halloysit çizgisi üzerinde bulunan örnekler düşük sıcaklıklarda meteorik sular etkisiyle kaolenleşmişlerdir.

Bodurlu kaolinit ocağı δD değerleri -99 / -90 ‰ ve $\delta^{18}O$ değerleri 14,5 / 17 ‰ aralığındadır. Bodurlu ocağındaki kaolinit ve halloysit çizgisi aralığında yer alır ve örneklerin düşük sıcaklıklarda süperjen koşullarda oluştuğunu işaret eder.

Tepeköy ocağı $\delta^{18}O$ değerlerinin 10.3/14.5‰ ve δD değerlerinin ise -74/-88 ‰ aralığında olduğu belirlenmiştir. Belirlenen bu değerler ile Bodurlu ocağında olduğu gibi düşük sıcaklıklarda süperjen koşullarda oluşmuşlardır.

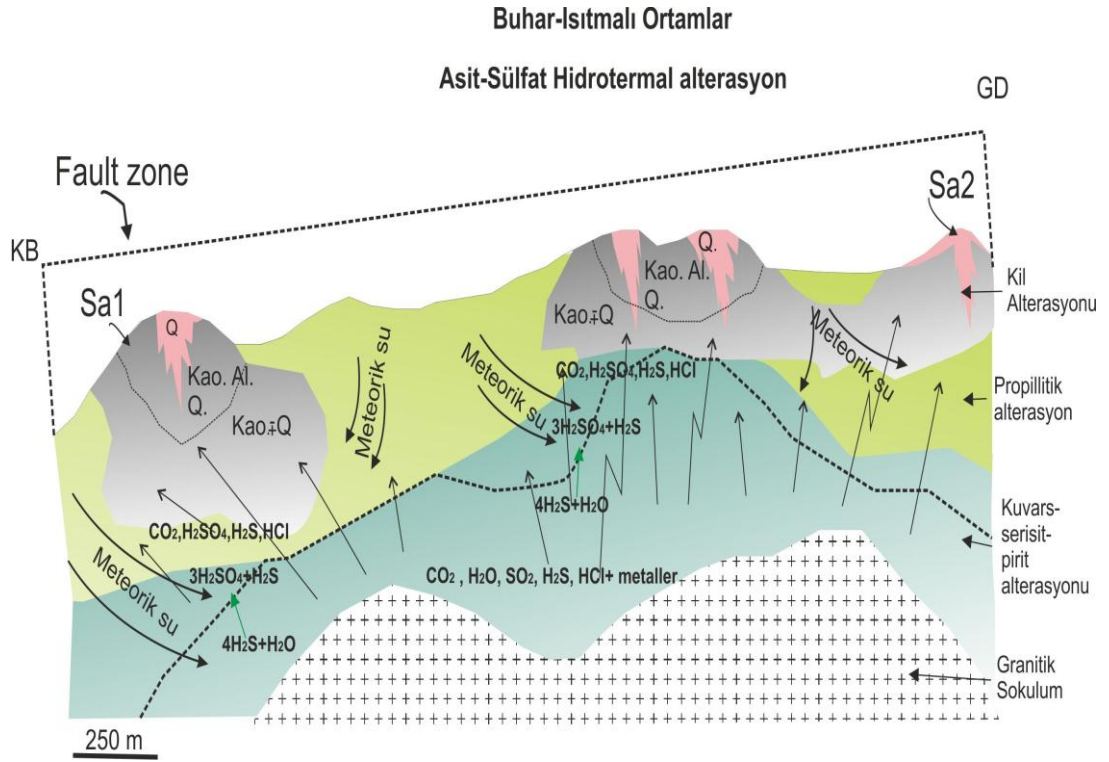
$\delta^{18}O$ duraylı izotopu kullanılarak yapılan model paleosıcaklık hesaplamalarında ise Sarıbeyli-Sığırlı ocağının 104 - 179°C aralığında Bodurlu ocağının ise 67 – 87°C aralığında olduğu saptanmıştır. Bu veriler mineralojik bileşimi ile yapılan paleosıcaklık verileri ile paralellik göstermektedir. Sarıbeyli-Sığırlı ocağı için kaolinitce zengin kaolinit-alunit-opal±dikit±kristoballit mineral birliği < 120°C' ғы belirtirken, kaolinit ve dikit mineral birliği ise 120-200°C oluşum sıcaklığını işaret eder (Reyes, 1990). Bodurlu ocağı içinse oluşum sıcaklığı alunit mineraline göre daha düşük olan jarosit mineralinin varlığı ile bu ocak için elde edilen verileri desteklemektedir.

Yüksek Al_2O_3 içeriği yoğun bir kaolinleşmeyi belirtirken CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , ve MnO gibi majör oksit oranlarındaki belirgin azalmalar alterasyon esnasında bu elementlerin ortamdan uzaklaşması ile alakalandırılır. Bazı örneklerde TiO_2 ve Fe_2O_3 ' miktarlarında artış olduğu belirlenmiştir bu alterasyon esnasında meydana gelen Fe-oksit mineralleri ile alakalıdır. Feldispatların alterasyonu sonucu ise K^+ büyük oranda ortamdan uzaklaşırken bir kısım potasyum uzaklaşmayabilir. Kaolinleşme esnasında da S ve K varlığında çeşitli reaksiyonlar sonucu alunit ve jarosit oluşumu gerçekleşir.

Sarıbeyli-Sığırlı ocağından alınan örnekler REE ve Ba-Sr bakımından zengin olup Dill (1996)' in önerdiği diyagramda alunitce zengin örnekler haricinde süperjen oluşuma doğru bir yaklaşma söz konusu iken, Bodurlu ocağından alınan örnekler belirlenmiş olan süperjen alana çok daha fazla yakın bulunmaktadır. Ocaklardan alınan kaolinit ve alunit+kaolinit örneklerinin Zr/TiO_2 verilerinin iz düşürülmesi ile elde edilen bilgiler; Sarıbeyli-Sığırlı ve Bodurlu ocaklarından alınan örneklerin genellikle süperjen ve karışık tipte olduğu fakat alunit miktarı artan iki örneğin hipojen örneklerinin bulunduğu alana iz düştüğü görülmektedir. SiO_2 ' ce zengin örnekler ise kırık ve çatlak zonlar boyunca yükselirken sıcaklık ve pH gibi ortam

şartlarının değişmesiyle birlikte gözenekli ve poroz kayaç içinde çökmesi olarak yorumlanmıştır.

Mineralojik, jeokimyasal ve duraylı izotop verilerine dayanarak Sarıbeyli-Sığırlı ve Bodurlu ocaklarının asidik hidrotermal çözeltilerle beslenen kaolinit mineraline zengin sığ epitermal sistemler oldukları söylenebilir. Bu ortamlar sıcak-su çıkışlarında bulunduğu buhar ısıtmalı ortamlardır ve H₂S' ce zengin buharın yüzeye yakın noktaları olan vadoz zonda yeraltı sularıyla ile karışarak soğuyup oksidize olması, ortamı asidikleştirir ve çökmesiyle oluşurlar (Şekil 6).



Şekil 7a : Sarıbeyli-Sığırlı kaolinit ocağının mineralojik değişimlerini gösterir jeolojik kesit.

KAYNAKLAR

- Agdemir, N.** (1994). "Petrology And Alteration Geochemistry Of The Epithermal Balya Pb-Zn-Ag Deposit, Nw Turkey - A Reconnaissance Study", *Mineralium Deposita*, 29(4), 366-371.
- Aldanmaz, E., Köprübaşı, N., Gürer, Ö. F., Kaymakçı, N., Gourgaud, A.** (2006). geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications for mantle sources and melting processes. P.50-76.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., ve Mitchell, J.G.** (2000). Petrogenetic evolution of late cenozoic, post collision volcanism in Western Anatolia, Turkey. *Journal of volcanology and geothermal research*, v.102 (2000), p.67-95.
- Altunkaynak, Ş.** (2007). Collision-Driven slab breakoff magmatism in Northwestern Anatolia, Turkey. *The Jour. of Geo.*, volume 115, p.63-82.
- Arribas, A., Jr.** (1995). Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In: Thompson JFH (ed) *Magmas, Fluids and ore deposits*. Mineral Association of Canada Short Course Notes 23: 419-454.
- Barrett, T.J., MacLean, W.H.** (1994a). Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. In: Lentz DR (ed) *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems*. Geological Association of Canada, Short Course Notes v.11, p.433-467.
- Benda, L.** (1971). Principles of the palynological subdivision of the Turkish Neogene. *Newslett. Stratigr.*, v.1/3, p.23-31.
- Bingöl, E., Akyurek, B., and Korkmaz, B.** (1973). Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri, MTA 50. Anniversary, Proceedings, p.71-77.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., Mazzuoli, R.** (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesbos Island). *Bull. Volcanol.* v.36, p.473-496.
- Boulvais, P., Vallet, M. J., Estéoule-Choux, J.** (2000). Origin of kaolinization in Brittany (NW France) with emphasis on deposits over granite: stable isotopes (O, H) constraints, *Chemical Geology*, v.168, p.211.
- Bozkaya, G.** (2011). Sulfur- and lead-isotope geochemistry of the Arapucandere lead-zinc-copper deposit, Biga Peninsula, northwest Turkey. *Int. Geol. Rev.* V.53 (1), p.116-129.
- Cunningham-Dunlop, I.R., Lee, C.** (2007a). Agi Dagi gold property, Canakkale Province, Turkey. Technical Report for Frontier Development Group Inc (112pp).

- Bozkaya, G., Gokce, A., Grassineau, N.V.**(2008). Fluid inclusion and stable isotope characteristics of the Arapucandere Pb–Zn–Cu deposits, northwest Turkey. *Int. Geol.Rev.* v.50, p.848–862.
- Boynton, W.V.**(1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies P. Henderson (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, pp. 63-114
- Bozkurt, E., and Mittwede, S. K.**(2001). Introduction to the Geology of Turkey-Asynthesis, *International Geology Review*, v.43, p.578-594.
- Chamberlain, C.P., Poage, M.A.**(2000). Reconstructing the paleotopography of mountain belts from the isotopic composition of authigenic minerals: *Geology*, v.28, p.115-118.
- Campbell, A.R., Lueth, V.W.**(2008). Isotopic and textural discrimination between hypogene, ancient supergene, and modern sulfates at the Questa mine, New Mexico *Applied Geochemistry*, v.23, p.308.
- Campbell, C., Palmer M. R., Klunkhammer.** (1988). Chemistry of hot springs on the Mid-Atlantic Ridge, *Nature* v.335, p.514 - 519
- Dayal, A.**(1984). Yenice (Çanakkale) granitinin petrografisi ve buna bağlı çevherleşmeler. Doktora tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Ens., İzmir.
- Delaloye, M., and Bingöl, E.**(2000) Granitoids from western and northwestern Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution: *International Geology Review*, v. 42, p. 241-268
- Dewey, J. F. and Şengör. A.M.C.**(1979) Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. America Bull. Part 1. 90.*, p.84-92.
- Dilek, Y., and Altunkaynak, Ş.**(2009), Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: Mantle response to collision, slab breakoff, and lithospheric tearing in an orogenic belt, *Geological Society, London, Special Publications*, v.311, p.213-233.
- Dill, H. G. and Bosse, H.R.** (2000). Mineralogical and Chemical Studies of Volcanic-Related Argillaceous Industrial Minerals of the Central American Cordillera (Western El Salvador). *Economic Geology*, v.95, no. 3, p.517-538.
- Dill, H.G.** (1997). Aluminium – Phosphat – Sulfat - Minerale in der Lagerstättenkunde Prospektionsziel oder Prospektionsmittel: *Zeitschrift für angewandte Geologie*, v.43, p.198–204.
- Ece O.I., Schroeder A.P., Smilley M.J. & Wampler J.M.** (2008). Acid-sulphate hydrothermal alteration of andesitic tuffs and genesis of halloysite and alunite deposits in the Biga Peninsula, Turkey. *Clay Minerals*, 43, 281-315.
- Ekinci, B.** (2009). Düvertepe-Şapçı (Sındırgı-Balıkesir) Bölgeleri Kaolen (+Alunit) Oluşmalarının Jeolojik, Mineralojik Ve Jeokimyasal İncelenmesi. İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü yüksek lisans tezi.

- Ercan, T.**(1979). Batı Anadolu Trakya ve Ege Adalarındaki Senozoyik volkanizması:Jeo. Müh. Derg., v.9, p.23-46.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H.-J.,Yıldırım, T.**(1995). Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşanadalarındaki KB Anadolu Tersiyer volkanizmasının özellikleri. Min. Res. Expl.Inst. Turkey Bull. V.117, p.55-86.
- Fialips, C.I., Petit, S., and Decarreau, A.** (1999).Influence du pH, du matériau dedépart et de la durée de synthèse sur la cristallinité de la kaolinite. ComptesRendus de L'Académie des Sciences, v.328,p.515-520.
- Genc, Ş.C., and Yılmaz, Y.**(1995). Evolution of the Triassic continental margin,northwest Anatolia, Tectonophysics, v.243, p.193-207
- Genç, Ş.C.**(1998). Evolution of the Bayramiç Magmatic Complex, NorthwesternAnatolia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v.85(1-4), p.233-249.
- Gilg, H.A., Allen, C., Balassone, G., Boni, M., Moore, F.** (2003). The 3-stage evolution of the Angouran Zn “oxide”-sulfide deposit, Iran. In: Eliopoulos D et al (eds) Mineral exploration and sustainable development. Millpress, Rotterdam, pp.77-80.
- Gilg,H.A.**(2000).D-H evidence for the timing of kaolinization in northeast Bavaria, Germany, Chem. Geol., 170, pp.5-18.
- Güleç, N.**(1991). Crust-mantle interaction in western Turkey: implications from Sr andNd isotope geochemistry of Tertiary and Ouatefny volcanic: Geol. Mag.V.128/5, p.417-435.
- Gürdal,G.,Bozcu, M.** (2011). Petrographic Characteristics And Depositional Environment Of Miocene Çan Coals, Çanakkale-Turkey,v.85, p.143-160.
- Hendricks, S. B.** (1937). The crystal structure of alunite and the jarosites. Izr Mineral., v.22, p.173-784.
- Innocent C., Fléhoc, F.,Unnocent, C.**(2005).¹⁴C dating of shells from the Achenheimloess (Rhine Graben)Bulletin de la Société Géologique de France, v.176 , pp.249-255.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Jr., and Reynolds, T.J.** (1998). Evolution of anintrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyryand epithermal Cu-Au deposits, Philippines: Economic Geology, v.93, p.373-404.
- Irvine, T.N., Baragar, W.A.R.** (1971). Aguide to chemical classification of common volcanic rocks, Earth Sci., v.8, p.523-547.
- Kadir, S. and Akbulut, A.** (2001) Occurrence of sepiolite in the Hirsızdere sedimentary magnesite deposit, Bozkurt-Denizli, SW Turkey. Carbonates and Evaporites, 16, 17-25.

- Karacık, Z.** (1995). Ezine-Ayvacık Çanakkale dolayında genç volkanizma plutonizmailişkileri. Ph.D. Thesis. Inst. of Science, Istanbul Technical Univ., Istanbul,Turkey, 342 pp.
- Karakaya, N., Karakaya, M.Ç.** (2001).Hydrothermal Alteration of the Saplica Volcanic Rocks, Sebinkarahisar, TurkeyInternational Geology Review, v.43/10, p.953-962.
- Krushensky, R.D.**(1976). Neogene Calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of theKaralar Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey, Bulletin Volcanologique,v.40, p.336-360.
- Le Bas, M.J., Rex, D.C., Stillman, C.J.** (1986). The early magmaticchronology of Fuerteventura, Canary Islands. Geol Mag123(3):287–298.
- Le Maitre, R.W.**(1989). A classification of igneous rock and glossary of terms.Blackwell, 193pp.
- MacLean, W.H., Barrett,T.J.** (1993).Lithogeochemi,cal techniques using hareketsize elements,Journal of Geochemical Exploration, v.48/2, p.109.
- MacLean, W.H., Kranidiotis, P.** (1987).Hareketsize elements as moni-tors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodgemassive sulrhide deposit, Matagami, Quebec. Econ Geol,v.82, p.951±962.
- Maksimoviç, Z., Panto, G.** (1983). Travaux ICSOBA, 18, 191- 200.
- Middlemost, E.A.K.,**(1985). Magmas and Magmatic Rocks, Longman,London, pp.266.
- Meyers, C.,Hemley, J. J.**(1967). Wallrock alteration, in Barnes, H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart and Winston, p. 166-235.
- Ohmoto, H., Rye, R.O.**(1979). Isotopes of sulfur and carbonH.L. Barnes (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (2nd ed.), Wiley, New York (1979), pp. 509.
- Okay, A.I., Siyako, M., Bürkan, K.A.**(1990). Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonikevrimi. TPAG Bull. 21, 83–121.
- Okay, A.I., Siyako, M., and Burkan, K.A.**(1991), Geology and tectonic evolution ofthe Biga Peninsula, northwest Turkey Bulletin of the Technical University ofİstanbul, v.44, p.191-256.
- Okay, A.I. and Satır, M.,**(2000). Upper Cretaceous eclogite facies metamorphic rocksfrom the Biga Peninsula, northwest Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences,v.9, p.47-56.
- Okay, A.I. ve Göncüoğlu, M.C.** (2004). The Karakaya Complex: A Review of data andconcepts. Turkish Journal of Earth Sciences, Vol. 13, pp. 77-95.
- Oyman, T., Minareci F., Piskin O.** (2003). Efemcukuru B-rich epithermal gold deposit(Izmir, Turkey), Ore Geology Reviews 23, 35–53.
- Pearce, J. A., Alabaster, T., Shelton, A. W., and Searle, M.P.** (1981)ç The Oman ophiolite as an arc-basin complex: Evidence and implicatian

ophiolite as an arc-basin complex: Evidence and implications: Royal Soc. [London] Philos. Trans., v. A300, p. 299-317.

- Pirajno, F.** (1995). Volcanic-hosted epithermal systems in northwest Turkey. *S. Afr. J. Geol.* 98, 13–24.
- Poorter, R.P.E., Varekamp, J.C., Poreda, R.J., Van Bergen, M.J., Kreulen, R.** (1991). Chemical and isotopic compositions of volcanic gases from the east Sunda and Banda arcs, Indonesia *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55/12, 37-95.
- Reyes, A.G.** (1990). Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 43, p.279-309.
- Rye, R.O., Bethke, P.M., Wasserman, M.D.** (1992). The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration *Econ. Geol.*, 87, pp. 225-255.
- Saner, S.** (1985). Saroz körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi. *Egedenizi, Türkiye: Türkiye Jeo. Kur. Bült.*, 28, 1-10.
- Santos, T. J. S., Dantas, E. L., Fuck, R. A., Araujo, E. G., Rosa, F. F.** (2007). The geology and U–Pb and Sm–Nd geochronology from the northern portion of the Santa Quitéria Batholith, NE Brazil. In XI Simpo'rio nacional de estudos tectonicos – V International symposium on tectonic of Brazil Actas, Extended Abstracts. Sociedade Brasileira de Geologia, 142–144.
- Savaşçın, Y. ve Güleç, N.** (1990). Relationship between magmatic and tectonic activities in western Turkey. In: Savaşçın, M.Y., Eronat, A.H. (Eds.), *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region (IESCA) Proceedings II*, pp. 300-313.
- Schoen, R., White, D. E., and Hemley, J.J.** (1974). “Argillization by descending acid at Steamboat Springs, Nevada.” *Clays and Clay Minerals* 22: p. 1-22.
- Sheppard, S.M.F., Gilg, H.A.** (1996). Stable isotope geochemistry of clay minerals *Clay Miner.*, 31 (1996), pp. 1–24.
- Sheppard, S.M.F.** (1986). Characterization and isotopic variations in natural waters, in: J.W. Valley (Ed.) *et al.*, *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, *Rev. Mineral.*, 16, Mineral. Soc. Amer., pp. 165-183.
- Siddiqui, M.A., Ahmed, Z.** (2008). Geochemistry of the kaolin deposits of Swat (Pakistan) *Chemie der Erde - Geochemistry*, 68/2, 25 June 2008, Pages 207-219.
- Sillitoe, R.H.** (1983). Enargite-bearing massive sulfide deposits high in porphyry copper systems: *Economic Geology*, v. 78, p. 348–352.
- Simon, M., Martin, F., Garcia, I., Bouza, P., Dorronsoro, C., Auilar J.** (2005) Interaction of limestone grains and acidic solutions from the oxidation of pyrite tailings *Environ. Pollut.*, 135, pp. 65-72

- Siyako, M., Burkan, K., Okay, A.I.** (1989). Biga ve Gelibolu yarımadalarının Tersiyerjeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, v.1, p.183-199.
- Skirrow, R.G., and Franklin, J.M.**(1994). Silicification and metal leaching in subconcordant alteration zones beneath the Chisel Lake massive sulphide deposit, Snow Lake, Manitoba. *Economic Geology*, 89: 31–50.
- Stoffregen, R.E., and Alpers C.N.** (1987). Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: Products of apatite destruction during advanced argillite alteration: *Canadian Mineralogist*, v. 25, p. 201–211.
- Sümengen, M. ve Terlemez, İ.**, 1991. Güneybatı Trakya yöresi Eosen çökellerinin stratigrafisi, *MTA Dergisi*, 113, 17-30.
- Sümengen, M. ve Terlemez, İ., Şentürk K., ve Karaköse, C.** (1987). Gelibolu yarımadası ve güneybatı Trakya havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve tektoniği: *MTA Rap. No. 8128* (Yayımlanmamış).
- Sengör, A. M. C.**(1979) Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, v. 279, p. 590-593.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y.**(1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şentürk, K. ve Okay, A.I.** (1984). Saros Körfezi Doğusunda Yüksek Basınç Metamorfizması. *MTA Dergisi*, 97/98, 152-155.
- Siyako, M., Bürkan, K. and Okay, A.**(1989) Biga ve Gelibolu yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 1, 183-199.
- Stern, R. A.**(1997). The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation. *In Radiogenic and age and isotopic studies. Report 10. Geol. Surv. Can. Curr. Res. 1997–F*, p.1-31.
- Taylor, B.** (1979). Bismarck Sea: Evolution of a back-arc basin, *Geology*, 7, 171.
- Taylor, J.C., Matulis C.E.**(1991). Absorption contrast effects in the quantitative XRD analysis of powders by full multiphase profile refinement. *Journal of Applied Crystallography*, 24 p.14.17.
- Taymaz, T., Wright, T. J., Yolsal, S., Tan, O., Fielding, E., and Seyitoğlu, G.**, (2007) Source characteristics of the 6 June 2000 Orta-Çankırı (central Turkey) earthquake: a synthesis of seismological, geological and geodetic (InSAR) observations, and internal deformation of the Anatolian plate. In: Taymaz, T., Yılmaz, Y. and Dilek, Y. (Eds) *The Geodynamics of the Aegean and Anatolia*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 291, pp 259-290.
- Türkdönmez, O.** (2007). Etili (Çanakkale) Jeolojisi Ve Petrografisi. Yüksek Lisans tezi. Çanakkale.

- Ünal, E.**(2009). Genetic Investigation And Comparison Of Kartaldağand Madendağ Epithermal Gold Mineralization InÇanakkale-Region. Yüksek Lisans tezi. Orta Doğu Teknik Üniversitesi. Fen bilimleri Enstitüsü. Ankara.
- Weaver, C.E.**(1989). Clays, Muds, and Shales. Amsterdam: Elsevier, p.819
- Yang, K. Huntington, J.F. Scott. K.M.**(1998). Spectral characterisation of the alteration at Hishikari, Japan, G.B. Arehart, J.R. Hulston (Eds.), WaterArehart, J.R. Hul, pp. 587–590.
- Yiğit, O.** (2009). Mineral deposits of Turkey in relation to Tethyan Metallogeny: implications for future mineral exploration, Economic Geology, v.104, p.19-51.
- Yiğit, O.**(2012).A prospective sector in the Tethyan Metallogenic Belt: Geology and geochronology of mineral deposits in the Biga Peninsula, NW Turke, OreGeology Reviews, v. 46, p.118-184
- Yılmaz, H.** (2003). Geochemical exploration for gold in western Turkey: success and failure.J. Geochem. Explor. 80, 117–135.
- Yılmaz, H.** (2007). Stream sediment geochemical exploration for gold in the KazdagDome in the Biga Peninsula, western Turkey. Turkish J. Earth Sci. 16, 33–35.
- Yılmaz, Y.** (1990). Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatoliaformed under a compressional regime: a review. J. Volcanol. Geotherm. Res.44, 69–87.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş.** (2001). Two contrasting magmaticassociations of NW Anatolia and their tectonic signifacance. Journal ofGoedynamics, 31 (2001), 243-271.

EKLER

EK-1:Ocaklardan alınan kaolen örneklerinin jeokimyasal analiz sonuçları.

EK-2: Çanakkale-Çan civarı jeolojik haritası.

EK-3: Sarıbeyli-Sığırlı ve Bodurlu köyleri çevresinin jeolojik haritası

EK-4: Enine stratigrafik kesitler.

ÖZGEÇMİŞ

Ad-Soyad: Hatice Ünal Ercan

Doğum Yeri ve Tarihi: Konya, 1980

Adres: İTÜ, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği

Bölümü, Maslak 34469, İSTANBUL

Lisans Üniversitesi: Selçuk Üniversitesi



Yayın Listesi:

Bozkutoğlu, E., Özdamar, Ş., **Ercan, U.H.** (2012) "Prediction the Weathering Development in Metarhyolites of Ilgın (Konya) Area, SW Turkey". Turkish Journal of Earth Sciences doi: 10.3906/yer 1204-1,2012.

Ercan, U.H., Ece, Ö.I., Karacık, Z. (2012) Sarıbeyli - Sığırlı ve Bodurlar (Çanakkale) Kaolen Ocaklarının Mineralojisi, Jeokimyası, İzotopik Karakterizasyonu ve Kökeninin İrdelenmesi. 15. Ulusal Kil Sempozyumu, Niğde 2012, s.3-16 (Proceedings).

Ercan, U.H., Ece, Ö.I. (2012) Genesis, Stable Isotope and Mineral Characterisation of Sarıbeyli – Sığırlı and Bodurlar Kaolin Deposits, Çanakkale, Turkey. International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, IESCA 2012, İzmir, 1-5 Ekim.

Ödüller:

Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği bölümü, 2008 mezunları bölüm birinciliği

Ek-1 :Ocaklardan alınan kaolen örneklerinin jeokimyasal analiz sonuçları. ka: kaolinit, al:alunit

	B2-4	B2-12	BOD-8	B7	SIG-3-6	SIG-2-6	SIG3-2	SA2-27	SIG2-5K	SA4	SA2-22	SIG-3-3	SIG3-4	SA2-10	SA2-12	SA2-19	SIG-4-10	SIG-4-12
ppm	ka	ka	ka	ka	ka	ka	ka	ka	ka	ka	ka	ka	al	al	al	al	al	al
Mo	0,9	0,3	<0.1	<0ka.1	0,2	0,5	<0.1	2,8	<0.1	0,2	0,8	0,4	0,8	0,1	4,1	5,6	1,3	1,9
Cu	9,8	22,1	2,2	6	29,1	16,5	2	33,8	0,4	2,6	4,3	9	42,3	2,6	28,3	60,5	5	41,9
Pb	9,6	1,9	2,3	3,1	38,1	53,3	24,4	225,1	48,2	156,7	432,6	15,4	14,4	53,5	19,6	31,8	139,9	190,3
Zn	4	6	2	1	1	<1	<1	4	<1	<1	<1	5	1	<1	<1	<1	1	<1
Ni	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	0,2	0,3	0,1	0,1	<0.1	0,4	<0.1	0,6	0,3	0,1	0,1	0,3	0,7	0,3
As	4,5	1,9	<0.5	2,4	57,9	19,5	12	169,3	2,3	2,7	7	24,2	88,6	6,5	81,3	202,8	37,4	66,3
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	<0.1	<0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	4,9	3,7	1,5	11,2	0,4	0,9	1	2,8	10,7	0,9	126,3	19,5	4,6	14,8
Bi	0,1	0,2	<0.1	0,3	0,2	0,1	0,1	0,7	0,6	<0.1	0,4	<0.1	<0.1	<0.1	0,2	0,7	0,1	0,4
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,2	<0.1	0,2	0,1	0,5	0,4	1,9
Au	1,9	2	2,5	3	0,5	2,8	1,1	9,6	1,3	1,6	2,1	1,7	1,3	0,9	6	3,9	2,2	1,6
Ba	2054	203	233	865	3393	2084	320	501	1128	7060	532	1374	1319	1380	1102	1372	1257	503
Ga	16,2	16,8	15	12,7	80,8	46,8	53,4	48,8	37,6	97,1	54,8	33,7	21,1	119,5	24,1	30,7	7,8	14,7
Hf	2,9	5,2	2,8	2,4	2,6	3,1	2,2	6,7	9,6	0,6	2,9	3,2	3	1	2,7	5,9	0,7	1,4
Nb	7,7	13,3	8	6,6	4,5	7,1	5,2	11,6	19,4	1,2	3,9	6,1	4,2	1,7	3,3	10	0,6	2,1
Rb	28,7	34,9	16,7	25,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,2	<0.1	<0.1	7	6,5	2,6	2,5	1,9	1,8	0,6
Sr	648,1	82,1	297,4	269	4604	5954	1950	3970	1538	4986	4516	3081	2472	1702	1883	2671	3156	1858
Ta	0,5	0,8	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,9	1,6	<0.1	0,3	0,4	0,3	0,1	0,3	0,8	<0.1	0,2

Ek-1 (Devami)

	B2-4	B2-12	BOD-8	B7	SIG-3-6	SIG-2-6	SIG3-2	SA2-27	SIG2-5K	SA4	SA2-22	SIG-3-3	SIG3-4	SA2-10	SA2-12	SA2-19	SIG-4-10	SIG-4-12
Th	8,1	7,6	5,4	4,9	14,7	12,3	6,9	17,5	19,4	5,1	13,2	13,5	12,5	5,1	11,1	11,7	6,6	5,1
U	2,5	2,7	1,7	2	4,3	5,7	2,4	6,7	4,6	0,9	2,8	3,8	4,5	2	4,5	7,6	1,6	1,3
Zr	112,7	196,3	104,5	91,4	105,4	103,8	89,6	237,5	430,1	28,1	121,9	129,3	110,7	45,1	105,3	223,3	26,4	46,3
Y	12,8	16,6	13,2	60,7	5,3	3,3	2,8	9,7	16,1	1,3	4,9	4,7	5,5	1,3	2,8	6,4	1,2	2,1
La	149,7	9	23,6	30,9	59,2	41,3	22,9	48,4	52,5	20	45,6	56,3	47	26,2	25,5	27,2	23,5	19,9
Ce	358,1	18,8	50,2	59,9	94,5	72,5	36,4	86	82,8	27,9	64,2	100,8	84,6	35,5	44,6	46,7	37	35,5
Pr	36,92	2,39	6,55	7,13	8,5	7,95	3,54	9,24	7,6	2,54	6,05	9,7	7,76	3,1	4,12	4,86	3,64	3,72
Nd	105,9	9,5	28,9	28,9	21,3	26,6	11,6	34,5	24,9	7,4	20,9	33,4	26,3	10,1	13,9	16	12,2	13,7
Sm	13,14	2,42	5,76	6,63	2,69	3,26	1,38	5,55	3,27	0,95	2,83	4,17	3,58	1,79	2,52	2,9	1,77	2,18
Eu	2,8	0,69	1,53	2,03	0,5	0,53	0,26	1,36	0,72	0,21	0,53	0,87	0,76	0,22	0,46	0,63	0,5	0,47
Gd	8,42	2,73	5,73	10,56	1,46	2,03	0,79	4,44	3,36	0,79	1,95	2,49	2,16	0,8	2,04	2,13	1,62	1,52
Tb	0,79	0,39	0,7	1,51	0,17	0,36	0,09	0,48	0,48	0,08	0,2	0,23	0,21	0,07	0,22	0,23	0,13	0,14
Dy	3,1	2,53	3,17	8,99	1,09	1,37	0,69	2,29	3,32	0,42	1,1	1,27	1,24	0,18	0,89	1,51	0,42	0,82
Ho	0,51	0,54	0,58	1,7	0,18	0,17	0,14	0,38	0,69	0,06	0,15	0,25	0,18	0,06	0,14	0,33	0,06	0,07
Er	1,32	2,17	1,39	4,72	0,52	0,49	0,37	1,39	2,31	0,1	0,6	0,56	0,61	0,15	0,49	1	0,11	0,23
Tm	0,22	0,38	0,23	0,67	0,09	0,09	0,06	0,22	0,45	0,03	0,08	0,1	0,1	0,03	0,07	0,19	<0,01	0,04
Yb	1,51	2,51	1,57	3,75	0,57	0,79	0,48	1,76	3,32	0,08	0,6	0,76	0,71	0,15	0,58	1,33	0,13	0,26
Lu	0,23	0,42	0,25	0,51	0,08	0,09	0,07	0,25	0,54	0,02	0,09	0,11	0,1	0,04	0,07	0,22	<0,01	0,04

