

Kayabaşı (Mustafakemalpaşa, Bursa) Kaolen Oluşumlarının Jeolojik, Mineralojik,
Jeokimyasal İncelemesi

Hülya Ateş

DOKTORA TEZİ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Ekim 2020

Geological, Mineralogical and Geochemical Investigation of Kayabaşı (Mustafakemalpaşa,
Bursa) Kaolin Occurrences

Hülya Ateş

DOCTORAL DISSERTATION

Department of Geological Engineering

October 2020

Kayabaşı (Mustafakemalpaşa, Bursa) Kaolen Oluşumlarının Jeolojik, Mineralojik,
Jeokimyasal İncelemesi

Hülya Ateş

Eskişehir Osmangazi Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Lisansüstü Yönetmeliği Uyarınca
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Mineraloji - Petrografi Bilim Dalında
DOKTORA TEZİ
Olarak Hazırlanmıştır

Danışman: Prof. Dr. Selahattin Kadir

Ekim 2020

ETİK BEYAN

Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kılavuzuna göre, Prof. Dr. Selahattin KADİR danışmanlığında hazırlamış olduğum “Kayabaşı (Mustafakemalpaşa, Bursa) Kaolen Oluşumlarının Jeolojik, Mineralojik, Jeokimyasal İncelemesi” başlıklı DOKTORA tezimin özgün bir çalışma olduğunu; tez çalışmamın tüm aşamalarında bilimsel etik ilke ve kurallara uygun davrandığımı; tezimde verdiğim bilgileri, verileri bilimsel etik ilke ve kurallara uygun olarak elde ettiğimi; tez çalışmamda yararlandığım eserlerin tümüne atıf yaptığımı ve kaynak gösterdiğimi ve bilgi, belge ve sonuçları bilimsel etik ilke ve kurallara göre sunduğumu beyan ederim. 23/10/2020

Hülya ATEŞ

ÖZET

Mustafakemalpaşa (Bursa) güneyinde Mesozoyik yaşlı temel kayaları örten riyolitik bileşime sahip Erken Miyosen yaşlı volkanik ve piroklastik kayaların tektonik aktiviteler etkisi altında oluşan kırıklar boyunca hidrotermal getirime bağlı alterasyon ve/veya kimyasal ayrışmasının sonucu olarak bölgede ekonomik potansiyele sahip kaolen yatakları oluşmuştur. Bu endüstriyel hammadde yataklarının jeolojik, mineralojik, jeokimyasal özellikleri ile oluşum mekanizmalarının irdelenmesi konularında detaylı çalışmalar yapılmamıştır. Bu boşluğu doldurmak amacı ile arazi çalışmaları yapılmış, mineralojik [polarizan mikroskop, X-Işımları difraktometresi (XRD), Fourier Dönüşümlü Kıızıl Ötesi Spektrometrisi (FTIR)], mikromorfolojik [(taramalı ve geçirimli elektron mikroskopu (SEM-EDX ve TEM)] ve jeokimyasal (tüm kayaç ve mineral kimyası) analizleri yorumlanmıştır. Bu yatakta kaolinit ve alünit mineralleri egemen olup, bu minerallere genellikle kuvars, simektit, opal-CT ve eser miktarda halloysit eşlik etmektedir. Kaolen yatağında merkezden dışa doğru; kaolinit, alünit+kaolinit, simektit şeklinde bir mineral dağılımı gözlenmektedir. SEM-EDX analizlerinde kaolinit kristallerinin ve buna ek olarak yer yer özşekilli alünit mineralleri ile Fe-oksit oluşumlarının bu mineraller ile birlikte bulunması da ortamdaki hidrotermal koşulların etkisini göstermektedir. Zenginleştirilmiş kaolinit fraksiyonları ve alünit örnekleri, DTA-TG analizlerinde ısıya karşı ideal yansıma eğrileri ve ideal FTIR spektrum eğrileri vermiştir. Hafif Nadir Toprak Elementi (HNTE) / Ağır Nadir Toprak Elementi (ANTE) oranının yüksek olması, kaolinit ve alünit oluşumlarının amfibol, plajiyoklaz ve devitrifiye volkan camından kaynaklandığını göstermektedir. Ayrıca, kaolinit kil fraksiyonlarında yapılan izotop analizlerine ait $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerlerinin ‰-4,12 ve ‰1,26 ile ‰-89,94 ve ‰-104,81 arasında değişmesi ve saf alünit örneklerindeki $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin ‰-3,3 ve ‰0,4 ile ‰3,6 ve ‰15,3 arasında olması kaolenleşmenin hidrotermal kökenli olduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler

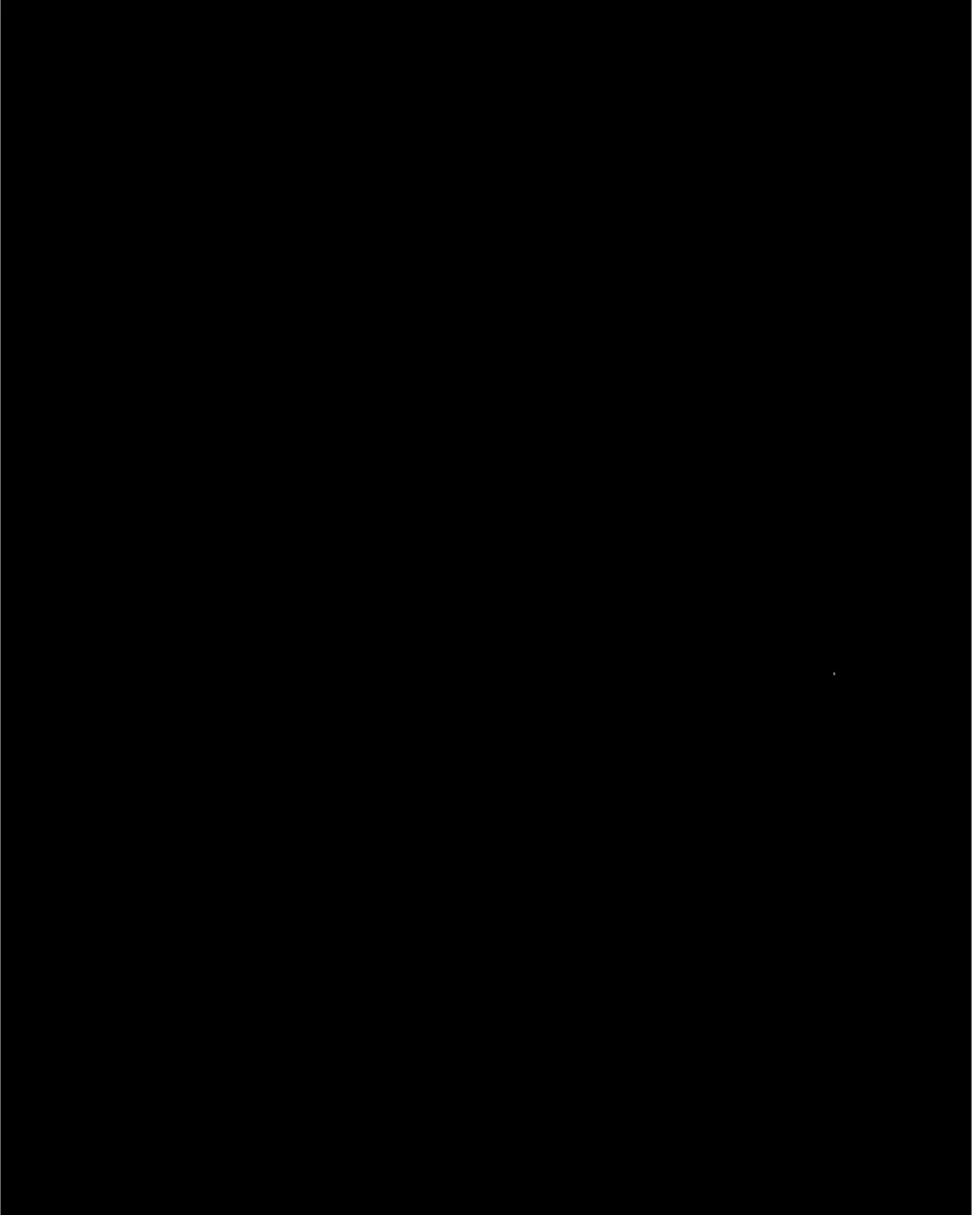
Bursa, hidrotermal alterasyon, jeokimya, köken, mineraloji, Mustafakemalpaşa, Türkiye, volkanizma.

SUMMARY

In the South of Mustafakemalpaşa (Bursa) district, Early Miocene aged volcanic and pyroclastic rocks having rhyolitic composition covers the Mesozoik basement rocks. As a result of tectonic activities and hydrothermal alteration and/or chemical decomposition of these rocks, kaolinite deposites with economic potential have been formed. There is not any study on the geology, mineralogy, geochemical and occurency process of these deposites. In order to complete this deficiency, field works have been done, and mineralogy [Polarized light microscope, X-Ray diffractometer (XRD), infrared (IR)], micromorphology [(scanning and transmission electron microscope (SEM-EDX and TEM)] and geochemistry (whole rock and mineral chemistry) analyses are interpreted. For this deposit, kaolinite and alünites are main minerals and generally quartz, smectite, opal-CT and trace amount of halloysite accompany to these minerals. In kaolinite deposit, from center to outer, it is seemed kaolinite, alünite+kaolinite, smektite. Fe-oxide phases, seemed with kaolinite and alünite minerals which cross cutting kaolinized tuffs as veins, indicates the multi-hydrothermal alteration. In addition, locally co-existing of euhedral alünite minerals and Fe-oxide occurencies shows the effects of hydrothermal conditions in this environment. Enriched kaolinite fractions and alünite samples, gives ideal reflection curves against the heats and ideal FTIR spectrum curves. Detection of high rate LO in Mustafakemalpaşa kaolinites, chemical index of alteration (CIA), high $SO_3+K_2O+Al_2O_3$ values show that alünite accompanies to kaolinite. High Ba, Sr and Zr values of kaolinite samples indicates that Mustafakemalpaşa kaolinite deposit is of hypogen origin. High Light Rare Earth Element (LREE) / Heavy Rare Earth Element (HREE) ratio indicates that kaolinite and alünite occurencies originate from amphibole, plagioclase and devitrified volcanic glass. Additionally, $\delta^{18}O$ ve δD values belong to isotope analys is used on kaolinite clay fractionation change between ‰-4.12 - ‰1.26 and ‰-89.94 - ‰-104.81, $\delta^{18}O$ and $\delta^{34}S$ values belong to pure alünite samples are between ‰-3.3 - ‰0.4 and ‰3.6 - ‰15.3. These results show that the kaolinization is of the hypogenic origin.

Key Words Bursa, geochemistry, hydrothermal alteration, mineralogy, Mustafakemalpaşa, origin, Turkey, volcanism.

TEŞEKKÜR



İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖZET	vi
SUMMARY	vi
TEŞEKKÜR	vii
İÇİNDEKİLER	viii
ŞEKİLLER DİZİNİ	x
ÇİZELGELER DİZİNİ	xi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	xii
1.GİRİŞ VE AMAÇ	1
2. LİTERATÜR ARAŞTIRMASI	3
2.1. İnceleme Alanının Jeolojisi ile İlgili Çalışmalar	3
2.2. Alterasyon ve Kil ile İlgili Çalışmalar	5
3. MATERYAL VE YÖNTEM	7
3.1. Materyal	7
3.2. Yöntem.....	7
3.2.1. Arazi çalışmaları	7
3.2.2 Mikroskop çalışmaları.....	8
3.2.3. XRD (X-Işınları Difraktometre) Çalışmaları	8
3.2.4. DTA-TG ve FT-IR Çalışmaları.....	8
3.2.5.SEM-EDX ve TEM Çalışmaları	9
3.2.6. Kimyasal Analiz.....	9
3.2.7. Duraylı İzotop Analizi (O, H, S).....	10
3.2.8. Büro Çalışmaları	10
4. BULGULAR VE TARTIŞMA	12
4.1. Bölgesel Jeoloji.....	12
4.2 Çalışma Alanının Jeolojisi	13
4.2.1 Kalabak Grubu	13
4.2.1.1. Torasan Formasyonu (Pzkt).....	13
4.2.2. Karakaya Kompleksi.....	14

İÇİNDEKİLER (devam)

	<u>Sayfa</u>
<u>4.2.2.1. Karakaya Formasyonu(TRkk)</u>	15
<u>4.2.2.2. Orhanlar Grovaki(TRko)</u>	15
<u>4.2.2.3. Kirectaşı Blokları (Pk)</u>	15
4.2.3 Bilecik Formasyonu (JKb)	16
4.2.4 Çataldağ Granodiyoriti (Tomç).....	16
4.2.5 Göbel Formasyonu(Tmg).....	17
4.2.6 Mudamköy Volkanitleri(Tmgm).....	18
4.2.7 Bayramiç Formasyonu (Tpb)	19
4.2.8 Alüvyon (Qal)	19
4.3 Tektonizma	20
4.4. Mudamköy Volkanikleri İçerisinde Oluşmuş Alterasyonun Tanımlanması	23
4.4. Petrografik İncelemeler.....	28
4.5. XRD (X Işınları Difraktometresi) İncelemeleri.....	31
4.6. Mustafakemalpaşa Kaolinit Yatağı SEM – EDX ve TEM Analizleri	36
4.7. Diferansiyel Termal Analizi-Termal Gravimetri (DTA-TG)	40
4.8. Kızılötesi (IR) Spektroskopisi Analizleri	42
4.9. Jeokimyasal Analizler.....	43
4.9.1.Majör Oksitler	43
4.9.2. İz Element İçerikleri.....	55
4.9.3. Nadir Toprak Elementleri	65
4.9.4. Kütle Kazanç Kayıp	73
4.10. Duraylı İzotoplar	76
4.10.1. Kil minerallerinin oksijen ve hidrojen izotop bileşimleri	77
4.10.2. Kil minerallerinin Sülfür-Oksijen İzotopları.....	79
4.11. Çalışma Alanına Ait Alterasyonun Genel Değerlendirmesi	81
5. SONUÇ VE ÖNERİLER	88
KAYNAKLAR DİZİNİ.....	92

ŞEKİLLER DİZİNİ

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
1.1. Çalışma alanına ait yer bulduru ve jeolojik haritası.	2
4.1. Mustafakemalpaşa ve dolayının 1/25000 ölçekli Jeoloji Haritası (Pehlivan vd., 2011; Kandemir vd., 2013, Ergül vd., 1986; Pehlivan vd., 2019).....	21
4.2.Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Ergül vd.'den 1986 değiştirilmiştir)	22
4.3. a) Az altere ana kaya. b) Kısmen orijinal yapısını korumuş altere breşik tuf. c) Riyolitik tuf bileşiminde a ltere anakaya ve üzerini örten Göl formasyonu. d) Kaolinitik ana kayayı örten Göbel Formasyonu-yakın görüntüsü. e) Silis damarları içeren silisifiye kaolinit. f) Fe-oksitli kaolinit.	25
4.4. a) Kaolinit, b) Yer yer mercekler şeklinde silis dolgusu, c) İyi derece kaolinit, d)Yoğun killeşmiş riyolitik tuf, e) Nabit sülfürlerin gözlendiği kaolinit; ve f) Yoğun silisli kaolinit.	26
4.5. a) Çalışma alanı içerisindeki ocakların konumunu belirten uydu görüntüsü (GoogleEarth'den alınmıştır.), b) 1.Ocak içerisinde silis ve Fe getirimine bağlı damarsal oluşum, c) 2.Ocağa ait yoğun hematitleşme, d) 3. Ocağa ait kırıklar boyunca gelişmiş hematitleşmeler ve limonitleşme, e) 4. Ocağa ait yoğun hematitleşme ve eşlik eden limonitleşme, f) 4. Ocağa ait yoğun silis içeren kaolinit, g) 4.Ocağa ait kırık damarları boyunca Fe- ve silis getirimi, h) 5. Ocağa ait yoğun hematit oluşumu, ı) 6.Ocak içerisinde gözlenebilen sol yönlü doğrultu atımlı fay ve hematitleşmeler.....	27
4.6. a) Feldispattan itibaren killeşme ve muskovit (Tek Nikol), b) Riyolitik tuf içerisinde volkan camı ve kuvarsit parçası (Tek Nikol), c) Riyolitik tuf içerisinde killeşmiş sanidin (Tek Nikol), d)Feldispat içerisinde ve kenarlarından itibaren killeşmeler (Tek Nikol). e) Feldispat içerisinde killeşmeler ve dolomitleşme (Tek Nikol), f) Biyotit ve sanidin etrafında killeşmeler. (Tek Nikol) Qz: Kuvars, kl: Killeşme, flds: Feldispat, vc: volkan camı, mskvt: Muskovit, do: dolomit, byt: Biyotit.	29

ŞEKİLLER DİZİNİ (Devam)

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
4.7. a) Volkan camı içerisinde killeşme ve opasitleşme (Tek Nikol), b) Volkan camı içerisinde yarı öz şekilli kuvars tanesi ve etrafındaki killeşme (Tek Nikol), c) Kayaç içerisinde yer alan biyotit ve kısmen killeşmiş feldispat (Tek Nikol), d) Devitrifiye olmuş volkan camı (Tek Nikol), e) Riyolitik tuf içinde kuvars ve killeşmiş sanidin (Tek Nikol), f) Riyolitik tuf içinde killeşmiş matriks içinde opasitleşmiş biyotit. Qz: Kuvars, kl: Killeşme, flds: Feldispat, byt: Biyotit, ops: Opasit, dvc: Devitrifiye volkan camı, vc: Volkan camı, snd: Sanidin.	30
4.8. MGK-37 örneğine ait XRD diyagramları. kao: kaolinit, alu: alünit, qz: kuvars.....	33
4.9. MKP-8 örneğine ait XRD diyagramları. kao: kaolinit, alu: alünit, qz: kuvars.....	34
4.10. MKP-32 örneğine ait XRD diyagramları. kln: kaolinit, alu: alünit, qz: kuvars	35
4.11. Mustafakemalpaşa (Bursa) kaolinit ocağı numunelerine ait SEM görüntüleri: (a, f) özşekilli ve düzensiz kaolinit kristalleri (g-l) düzensiz kaolinit kristalleri ile birlikte görülen yarı özşekilli ve özşekilli alünit kristalleri	37
4.12. Mustafakemalpaşa (Bursa) kaolinit ocağı numunelerine EDX grafikleri: a) kaolinit örnekleri; b) alünit örneği.	39
4.13. Mustafakemalpaşa (Bursa) kaolen ocağı kaolinit mineraline ait TEM görüntüsü.	40
4.14. a) Bursa-Mustafakemalpaşa silisli kaolinit (MKG-31) örneğine ait DTA-TG eğrisi b) Bursa-Mustafakemalpaşa alünitli kaolinit (MKP-45) örneğine ait DTA-TG eğrisi.....	41
4.15. a) Mustafakemalpaşa silisli Kaolinit örneğini (MKG-31) temsil eden FT-IR spektrumu, b) Mustafakemalpaşa alünitli Kaolinit örneğini (MKP-45) temsil eden FT-IR spektrumu.....	42
4.16. SiO ₂ 'ye karşı Al ₂ O ₃ , K ₂ O korelasyon grafikleri.....	49
4.17. SO ₃ 'e karşı Al ₂ O ₃ , K ₂ O, NaO korelasyon grafikleri.....	50
4.18. SO ₃ 'ün P ₂ O ₅ 'e karşı değişim grafiği.....	53
4.19. Zr/TiO ₂ -Nb/Y grafiği (Winchester Floyd, 1977).....	54
4.20. TiO ₂ -Zr Korelasyon grafiği. TiO ₂ (% ag.)	55

ŞEKİLLER DİZİNİ (Devam)

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
4.21. Ti+Fe – Cr-Nb değişim grafiği (Marfil vd., 2005; Dill vd., 1997; Tosanloo vd., 2017).	59
4.22. (a) Mustafakemalpaşa kaolinitlerinin Ce + Y + La / Ba + Sr / Pb üçgen diyagramı (b) Ba+Sr – Ce+Y+La diyagramı (Maiza vd., 2005; Dill vd., 1997; Tosanloo vd., 2017).....	60
4.23. İnceleme alanındaki örneklerdeki nadir toprak elementlerin ve iz elementlerin içeriklerinin kondrit ve ilksel mantoya göre normalize edilmiş dağılımları (Sun ve McDonough, 1989).	71
4.24. Çalışma alanından derlenen örneklere ait Kütle Kazanç Kayıp diyagramları.	75
4.25. Kaolinit örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri dağılımı.....	79
4.26. Alünit örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ değerleri dağılımı.....	81
4.27. Kayabaşı (Bursa), Adams Dağı (Meksika) ve Düvertepe (Balıkesir) Alünit minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerlerine göre oluşum ortamlarının temsili diyagramı (Rye vd.,2004)	83
4.28. Çalışma alanının olası konumunu temsil eden sülfür içeren ortamlar diyagramı, 2017 Rye vd.,'den (2004) değiştirilerek alınmıştır	86
4.29. Kaolinit ocağına ait alterasyon kesiti	87
5.1. Riyolitik tüfler içerisinde kaolinit/alünit oluşumu.	91

ÇİZELGELER DİZİNİ

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
4. 1. Mustafakemalpaşa (Bursa) kaolinit ocağı örneklerinin mineral dağılımı.32
4. 2. Altere örneklerinin majör element analiz sonucu.....	.45
4. 3. Altere örneklerinin element analiz sonucu.61
4. 4. Mustafakemalpaşa (Bursa) kaolinit ocağı numunelerinin NTE (ppm) bileşimleri (örneklerin mineralojik içerikleri için Bkz. Çizelge1).67
4. 5. Kütle kazanç-kayıp değerleri.....	.74
4. 6. Kaolinit örneklerinin H- ve O-izotop kompozisyonları.77
4. 7. Kaolinit örneklerinin O- izotop değerlerine göre oluşum sıcaklıkları.....	.78
4. 8. Alünit örneklerinin O- ve S- izotop kompozisyonları.80

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

Simgeler Açıklama

Å	Angstrom
°C	Santigrad derece
Σ	Toplam
Al	Alüminyum
Ca	Kalsiyum
Fe	Demir
Na	Sodyum
H	Hidrojen
K	Potasyum
Mg	Magnezyum
Ti	Titanyum
Si	Silisyum
P	Fosfor
O	Oksijen

Kısaltmalar Açıklama

XRD	X-Işınları Difraktometrisi
SEM	Taramalı Elektron Mikroskobu
EDX	Enerji Dağılımlı X-Işını Spektroskopisi
DTA-TG	Diferansiyel Termal Analiz – Termal Gravimetri
FT-IR	Fourier Dönüşümlü - Kıızıl Ötesi Spektrometrisi
ICP-AES	İndüktif Eşleşmiş Plazma Atomik Emisyon Spektroskopisi
ICP-MS	İndüktif Eşleşmiş Plazma – Kütle Spektrometrisi
CIA	Kimyasal Alterasyon Katsayısı
HNTE	Hafif Nadir Toprak Elementleri
ANTE	Ağır Nadir Toprak Elementleri

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ(devam)

<u>Kısaltmalar</u>	<u>Açıklama</u>
KAF	Kuzey Anadolu Fay Sistemi
ÇSF	Çataldağ Sıyrılma Fayı
Kvrs	Kuvars
Kl	Kil
flds	Feldispat
byt	Biyotit
mskvt	Muskovit
do	Dolomit
snd	Sanidin
vc	Volkan Camı
dvc	Devitrifiye volkan camı
klñ	Kaolinit
alu	Alünit
qz	Kuvars
r ²	Korelasyon katsayısı karesi

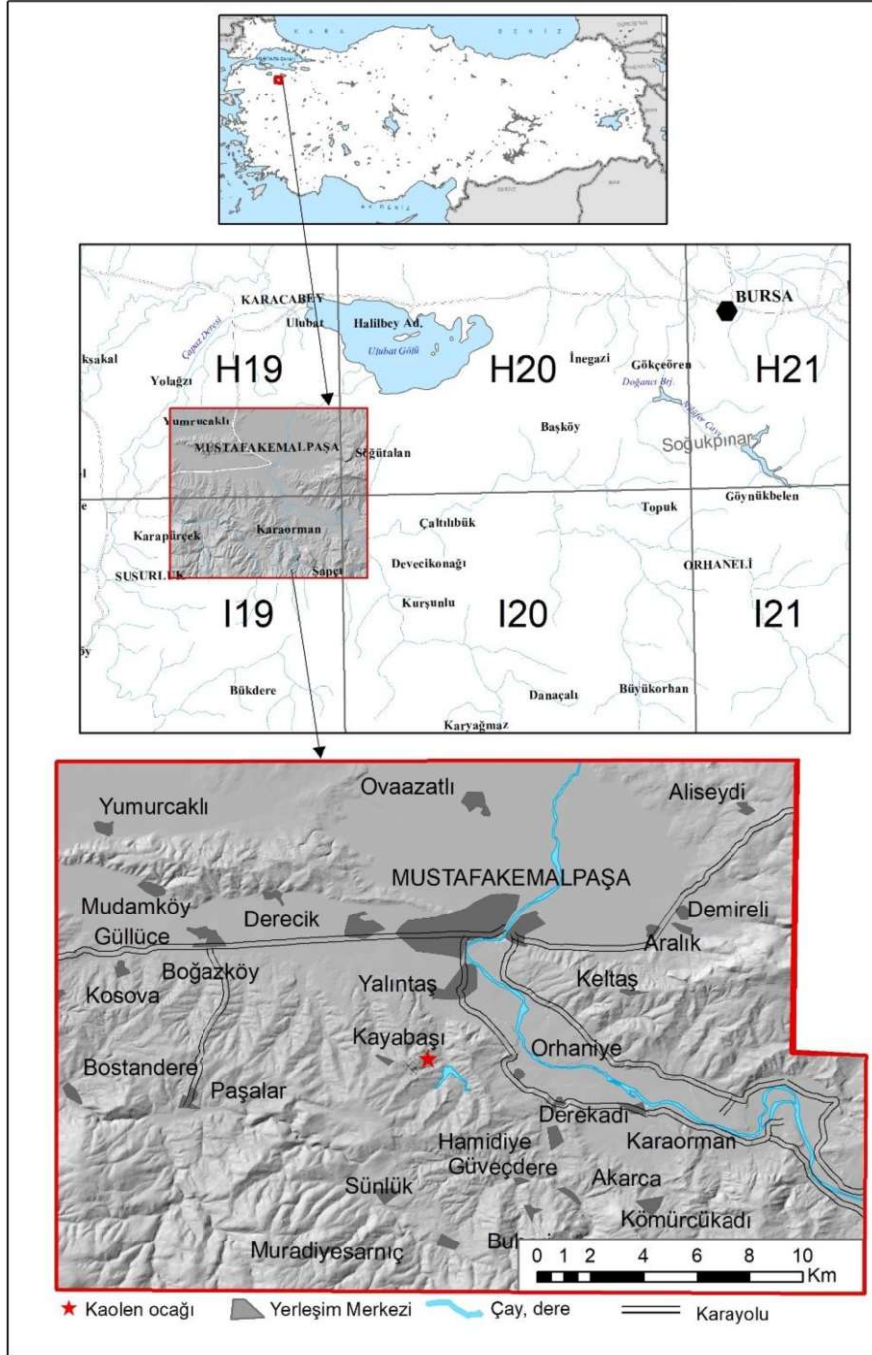
1.GİRİŞ VE AMAÇ

Çalışma alanı Mustafakemalpaşa ilçesine bağlı Kayabaşı köyü içerisinde yer almaktadır. Bursa şehir merkezine 79 km'lik karayolu ile bağlanan ilçe merkezi; kuzeyinde Uluabat gölü, kuzeydoğusunda Bursa Nilüfer ilçesi, batısında Karacabey ve Susurluk, güneybatısında Kepsut, güneyinde Dursunbey, doğusunda Orhaneli ilçeleri ile sınırlandırılmıştır. İlçeye ulaşım kolaydır (Şekil 1.1.). İlçenin topoğrafyası genellikle dağlıktır ve ormanlarla kaplıdır. Kendi adını taşıyan Mustafakemalpaşa çayı ilçenin içerisinden geçmektedir. Deniz seviyesinden yüksekliği 25-40 m arasında değişim göstermektedir. En yüksek noktası olan Çataldağ, ilçenin güneyinde yer alıyor olup, yüksekliği 500 m dir. İlçe yüz ölçümü ise 1624 km²'dir. Akdeniz ikliminin karakteristik özelliği olarak ılıman ve nemli bir iklime sahiptir. Yıllık sıcaklık ortalaması 14,20 C°'dir. Yıllık ortalama yağış miktarı ise 680 mm(kg)'dir. 79,633 ha lık bir ormanlık alana sahip olan bölgede, çoğunlukla yaprak döken türde ağaçlar bulunmaktadır. Ormanlık alan dışında kalan alanlarda ise, daha kısa boylu ağaçların yer aldığı meralar bulunmaktadır (www.bursakulturturizm.gov.tr).

Çalışma alanı, Kuzey Anadolu Fay Sistemi içerisinde yer alıp Doğu-Batı yönlü gelişen normal faylar etkisindeki tektonik rejim içerisinde yer almaktadır (Şengör vd., 1985). Çalışma alanının kuzeyinden geçen sağ-yönlü doğrultu atımlı Mustafakemalpaşa fayı, Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin (KAF) kollarından biridir. Aktif tektonizmanın var olduğu bölgede farklı hidrotermal mineralizasyonların varlığı bilinmektedir. Miyosen yaşlı volkano-sedimanter birimler bu faylar etkisinde deformasyona uğramış ve çeşitli alterasyon ürünleri gelişmiştir. Miyosen yaşlı Mudamköy volkano-sedimanter çökelleri içerisinde görülen alterasyon, doğu-batı uzanımlı Manyas-Mustafakemalpaşa doğrultu atımlı fay zonu (Selim vd., 2006) içerisinde hidrotermal etki altında gelişmiş olan hipojen oluşumlardır.

Çalışma alanına ait; jeoloji haritalarının hazırlanması, petrografik analizlerin yapılması, tektonizmanın ortaya konulması ve yaş tayinlerinin yapılmasına yönelik öncel birçok çalışma bulunmakta, kil oluşumu açısından ayrıntılı bir çalışma bulunmamaktadır.

Bu çalışmanın amacını Mustafakemalpaşa (Bursa) güneyinde mostra veren Miyosen yaşlı piroklastik kayaların alterasyonu ve bu alterasyon sonucu oluşan kaolen yataklarının mineralojik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenerek ülke ekonomisine kazandırılması için gerekli detay çalışmaların yapılması oluşturmaktadır.



Şekil 1.1. Çalışma alanına ait yer bulduru haritası.

2. LİTERATÜR ARAŞTIRMASI

2.1. İnceleme Alanının Jeolojisi ile İlgili Çalışmalar

Stchepinsky (1941), Bursa ili maden zenginlikleri hakkındaki raporunda Bursa'nın doğusunun güncel konumunu Eskişehir-Sakarya-Adapazarı-Geyve Paleozoik antiklinalinin birleşmesinin bir sonucu olarak kazandığını ifade etmiştir.

Okay (1948), 54/2, 54/1 ve 53/2 paftaları Orhaneli ve Mustafakemalpaşa bölgeleri 1/100000 ölçekte jeolojik etüt çalışmasında, bölge temelini mikaşitlerin ve üzerine gelen mermerlerin oluşturduğunu, mikaşitlerin yanısıra fillat, kuvarsşist, gnays ve mermer şistlerin varlığını ifade etmiştir. Mustafakemalpaşa bölgesi içerisinde masif granit ve basınç etkisi altında şistleşmiş gnaysik granit olmak üzere iki tip granitin varlığından söz etmiştir.

Erguvanlı (1954), Mustafakemalpaşa ve çevresinde temelde eski seri olarak nitelendirdiği arkoz-kloritşistler ve kalkerlerin yer aldığını, Triyas göl kalkerleri ile Jura nodüllü kalkerlerin bu birimleri üzerlediğini, bu kalkerlerin üzerinde ise konglomeralar ile başlayan ve kil, marn, göl kalkerinden oluşan Neojen ürünlerin yer aldığını ifade etmiştir.

Yalçınkaya ve Avşar (1980), Mustafakemalpaşa (Bursa) ve dolayının Jeolojisi isimli raporunda Paleozoik(?)-Mesozoik(?) yaşta iki farklı metamorfik seri tanımlamış olup, bunların ilksel kökeninin killi ve pelitik sedimanlar olduğunu ifade etmiştir. Çalışmacı ayrıca ilgili bölgeye ait temel kayaları birbiriyle tektonik açıdan ilişkilendirmiş, güncel göllerin neotektonik dönemden etkilenmenin bir sonucu olarak morfolojik yönden çukur alanlarda meydana geldiğini ifade etmiştir.

Elmacı (1981), Bursa güneyi talk sahaları prospeksiyon raporunda Mustafakemalpaşa ve civarında metamorfik şistlerin gözlendiğini, Orhaneli ve civarındaki granodiyoritlerin ise metamorfizmanın nedeni olduğunu ifade etmiştir.

Okay (1981), Kütahya-Tavşanlı kuzeyinde yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizmasını işaret eden mavişist metamorfiklerinin bulunduğunu, ancak bu metamorfiklerin bölgeye ait olmayıp taşınarak geldiklerini ifade etmiştir.

Göncüoğlu (1991), Armutlu yarımadası Jeoloji raporunda bölge kaya stratigrafisini düşük-nispi yüksek metamorfik kayalar ile metamorfik olmayan magmatik ve çökel kayalar şeklinde iki ana grupta tanımlamıştır. Çoğunlukla amfibolit ve metagranitlerden meydana gelen görece yüksek derece metamorfizma ürünlerinin düşük derece metamorfizma ürünlerini kesmediği görülen metagranitler tarafından kesilmesinin bir sonucu olarak, yüksek derece metamorfizma ürünü istifleri en alt temel olarak değerlendirmiştir.

Ercan vd. (1998), Armutlu yarımadasında geniş ölçüde görünüm sunan çoğunlukla andezitik ve bazik türde olmak üzere yastık lav yapısı sunan, yer yer karbonatlaşma ve kloritleşme gösteren andezitik karakterde volkanitlerin Orta-Üst Eosen yaşlı olduğunu ifade etmiştir. Bölgeye ait volkano-sedimanter istif içerisinde ileri derece diyajenetik metamorfizma sonucu mika-kil karışık katmanlı minerallerin oluşumu gerçekleşmiştir.

Akyüz ve Okay (1998), Orhaneli Birimi olarak adlandırdıkları kalın ve düzenli bir istif sunan mavişist metamorfiklerinin kuzeybatı Anadolu'da Orhaneli, Tavşanlı, Eskişehir, Sivrihisar arasında yaygın bir dağılım gösterdiğini, bu metamorfik seri ve üzerine tektonik olarak yerleşen ofiyolitli melanaj ve peridotit kütlelerinin "Tavşanlı Zonu" nu oluşturduklarını ifade etmiştir. Metamorfizmanın yaşı fengit ve sodik amfiboller üzerinden yapılmış Ar-Ar yaş tayini yöntemi ile Geç Kretase olarak tespit edilmiştir ve yüksek basınç düşük sıcaklık metamorfizma ürünüdür.

Sayak vd. (2009), Orhaneli (Bursa) Ofiyoliti Metalojenezi hakkındaki raporda metamorfiklerin okyanus ortası koşullarına işaret eden yeşil şist metamorfizması, arkasından mavişist ve devamında tekrar yeşilşist metamorfizmasına maruz kaldıklarını ifade etmişlerdir.

Öçgün (2010), Bursa-Mustafakemalaşa-Sincan/Sarnıç köyü civarında yapmış olduğu çalışmada, temelde yer alan Karakaya grubunun kuvarşist ve mermer çakıllı aglomera,

mikalı kumtaşı, kumtaşı, grovak, silttaşı ve kiltası ar dalanmasından oluştuğunu ve yer yer radyolarit, çört, slit ara katmanlanmaları sunduğunu ifade etmiştir. Karakaya grubunun Orta-geç Triyas ile Erken Jura dönemlerinde kıvrımlanmasını takiben, zerine Dağaka Formasyonu gelmektedir. Dağaka Formasyonu, tabanda Erken Jura kırıntılıları ve Triyas çakıllardan oluşmakta, üste doğru kumlu marn ve iri taneli kumtaşları-kumlu kireçtaşı ile devam etmektedir. Dağaka Formasyonu'nun üzerinde ise Berrisiyen-Valajiniyen yaşında fosilli-biyomikritik kireçtaşından oluşan İnatlar kireçtaşı yer almaktadır.

Ünal (2013), yüksek potasyumlu kalkalkalen, peralminyumlu nitelikte olarak tanımladığı Çataldağ Graniti'nin i ve dış zonlarındaki metamorfizma etkilerinin farklı gözlendiğini, kenar zonlardaki metamorfizmanın Çataldağ Sıyrılma Fayı (SF) olarak isimlendirdiği ve yaklaşık 18 km. boyunca devam ederek Nilüfer birimi, Bornova Flişi ve Orhanlar Grovağı ile Çataldağ Granitini birbirinden ayıran düşük açılı normal fayın etkisi altında geliştiğini ifade etmiştir. Bursa-Mustafakemalpaşa ile Balıkesir-Susurluk arasında gözlemediği ve bizim Nilüfer Birimi olarak adlandırdığımız metabazit + metapellitlerden oluşan volkanosedimanter birimi Kiraz Metamorfiti olarak isimlendirmiştir. Çalışmacı, metabazitlerin bazik kökenli lav ve tüflerin metamorfizması sonucu oluştuklarını ifade etmiştir.

Kalafatçıoğlu (1964), Bursa, Balıkesir, Kütahya, Uşak illerinde gözlenen kil yataklarının başlıca ortak özelliğinin Neojen istifleri içerisinde yer almaları olduğunu ifade etmiştir. Bahsi geçen bölgelerde Neojen istif, ncel formasyonların üzerine gelen iri-çok iri tane boyuna sahip konglomeralar ile başlıyor olup, devamında ise kum, kil, marn, kalker, silis yumruları ve tf ile son bulmaktadır. Tüflerin kaynağı olan volkanizma, yapılan birçok araştırmacının ortak kanısına göre Miyosen'de başlamış, Pliyosen'de devam etmiştir.

2.2. Alterasyon ve Kil ile İlgili alışmalar

Egger (1960), Armutlu civarında bazik spilit serisinin granodiyorit ile olan sınırları yakınında kaolen oluşumlarının varlığından bahsetmiştir. Bu kaolen oluşumlarının, mevcut granit sokulumunun spilitlerde yarattığı gerilimler ve sonrasında gelişen küçük faylanmalar boyunca gelen hidrotermal eriyiklerin etkisi altında gerçekleşmiş olabileceğini

belirtmişlerdir. Mustafakemalpaşa'nın güneyinde yer alan Balıkesir Düvertepe zuhurundaki alünitlerin ise, genç aglomera ve tüfler içerisinde gelişmiş kaolinle birlikte gözlenen alünit zuhuru olduğunu ifade etmiştir.

Zurek (1964), Mineviz Köyü civarında riyolitik tüfün hidrotermal etki altında kaolen yataklarını oluşturduğunu, yüzeyden derine doğru tüf, kaolinize tüf ve silisifiye tüf şeklinde bir zonlanmanın gözlendiğini ifade etmiştir.

Helvacı ve Firman (1977), Emet Havzası'ndaki Orta Oligosen playa göllerinin çamurlarında, farklı jeokimyasal özelliklere sahip iki havza ortamında bor minerallerinin oluştuklarını ve tüf-kil araldanması içerisinde yatakladıklarını ifade etmişlerdir.

Ataman (1977), Batı Anadolu zeolit oluşumlarına yönelik yaptığı çalışmalarda, incelediği felsik tüflerin klinoptilolit - kristobalit parajenezi sunduğunu, klinoptilolitlerin farklı ısıl kararlılıklar sunduğunu ve bu özelliğin kimyasal yapılanma, jeolojik yaşlanma ve ortam suyu kimyası ile ilişkili olabileceğini ifade etmiştir.

Yalçinkaya ve Avşar (1980), yapmış oldukları çalışmada bölge Miyosen çökelleri içerisine yaygın şekilde kaolen gözlendiğini ifade etmişlerdir.

Oygür (1997), Balıkesir-Sındırgı-Kavaklıdüz civarında yapmış olduğu çalışmada, Döküş tepedeki alünit, dikit (ileri arjilik alterasyon) ve kristobalitli kaolinitin, günümüzde Bağlar tepede aşınmış olan asidik yıkama zonunu ve kuvars-alünitli kesimi temsil ettiğini ifade etmiştir. Kristobalit, böyle bir alterasyonun yüzeysel kesimini ifade etmektedir. Kuvars-Alünitli kesim, faylar boyunca asidik yıkama zonunun derinlere doğru uzanan etkisiyle oluşmuştur. Çalışmacı, Kızıltepedeki montmorillonit varlığı ile gözlenen alterasyonun ise ortaç arjilik alterasyon olarak kabul edilebileceğini ifade etmiştir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Materyal

Kaolen yatağının oluşumunu belirlemek üzere; kaolen yatağı içerisinde ve yakın çevresinde yüzeyleyen Miyosen yaşlı altere, yarı altere ve taze volkanoklastik kayalardan toplam 90 adet örnekleme yapılmıştır.

Çalışma alanına ait derlenmiş olan 50 adet altere kayaç ve kil örneklerinin XRD analizleri Türkiye Petrolleri A.O. Araştırma Merkezi laboratuvarında yaptırılmış olup, $CuK\alpha$ radyasyon ve 2° /dak tarama hızı kullanılmıştır.

Yapılan mineralojik analiz sonuçlarına göre seçilen uygun örneklere ait tüm kayaç jeokimyasal analizleri, Taramalı ve Geçirimli Elektron Mikroskobu (SEM-EDX ve TEM) ve Fourier Dönüşümlü Kıızıl Ötesi Spektrofotometre (FTIR) analizleri yapılmış, kaolen yatağının oluşum ortamı ile kökensel özellikleri yorumlanmıştır.

3.2. Yöntem

3.2.1. Arazi çalışmaları

2017 ve 2018 yıllarında farklı zamanlarda gerçekleştirilmiş olan yaklaşık 100 km^2 'lik alanı içeren arazi çalışmalarında; Hope marka Brunton tip pusula, GPS ve 1/25.000 ölçekli Jeoloji ve Topoğrafya haritalarından yararlanılmıştır. Arazide 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası üzerinde, arazi gözlemleri ışığında yapısal unsurlar belirlenerek düzenlenmiş, petrografik ve mineralojik çalışmalarımız için temsili sistematik örnekleme yapılmış, gözlemlenebilen alan sınırları harita üzerine işlenmiştir.

3.2.2. Mikroskop Çalışmaları

Arazi çalışmaları ışığında, çalışma alanından derlenen 50 adet örneğin XRD çalışmalarından elde edilen veriler ışığında mineral dağılımlarının ve birbiri ile ilişkisinin ortaya konulabilmesi amacıyla petrografik çalışmalar yapılmıştır. Çalışma alanından derlenen yan kayaç ve kaolen örneklerinin petrografik çalışmalarının yapılabilmesi için, 0.5x2.5x4 cm boyutlarında plakalar hazırlanmış ve 0.5x2.5x4 cm ölçülerindeki cam lameller üzerine kanada balzamu ile yapıştırılmıştır. Hazırlanan ince kesitler Nikon LV 100 Pol marka mikroskop altında incelenmiş, içerdiği mineraller, dokuları ve alterasyon tiplerine yönelik değerlendirilmiştir (Brindley, 1980).

3.2.3. XRD (X-Işınları Difraktometre) Çalışmaları

Hidrotermal çözelti etkisi altında yoğun alterasyona uğrayan riyolitik tüflerden belirli hatlar ile örnekleme yapılmıştır.

Çalışma alanına ait derlenmiş olan 50 advdtere kayaç ve kil örneklerinin XRD analizleri Türkiye Petrolleri A. O. Araştırma Merkezi laboratuvarında yaptırılmış olup, CuK α radyasyon ve 2°/dak tarama hızı kullanılmıştır. Tüm kayaç örneklerinin tozlarından normal ve detay çekim yapılmıştır. Normal çekimde, lamele yerleştirilen örneğin yönlendirme yapılmaksızın doğrudan çekimi yapılmıştır. Detay çekimlerde ise havada kurutulmuş, etilen glikolle 60°C'de 2 saat muamele edilmiş, 350°C ve 550°C'de 2 saat ısı altında tutulmuş örneklerin çekimleri yapılmıştır.

3.2.4. DTA-TG ve FT-IR Çalışmaları

Ayrıca saflaştırılarak zenginleştirilen kil fraksiyonlarının Diferansiyel Termal Analiz-Termal Gravimetri (DTA-TG) analizleri Eskişehir Osmangazi Üniversitesi'nde yapılmıştır. FT-IR spektroskopisi analizi için kilce zengin örnekler öğütülüp, saf suda bekletilip, santrifüjlenerek 90°C'lik etüvde kurutulmuştur. Hazırlanan örnekler KBr disk tekniği kullanılarak (~1 mg kil örneği ile ~200 mg KBr karıştırılarak) peletler hazırlanmıştır.

3.2.5. SEM-EDX ve TEM Çalışmaları

Kaolen örneklerinin morfolojik özelliklerini belirlemek için Taramalı Elektron Mikroskopu (SEM) analizleri Anadolu Üniversitesi'nde yapılmıştır. Her bir kil örneğinin taze kırık yüzeyi çift taraflı bant ile alüminyum örnek tutucuya konarak üzeri ince bir film (350 Å) halindeki altın ile kaplanmıştır. TEM analizleri ise Bilkent Üniversitesi'nde yapılmıştır.

3.2.6. Kimyasal Analiz

Petrografik incelemeler ışığında tüm kaya kimyasal analiz çalışmaları; tüm kaya major oksit, iz element ve nadir toprak element analizi çalışmalarından oluşmaktadır. Analizlerin yapılabilmesi için Osmangazi Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü örnek hazırlama laboratuvarında çeneli kırıcıdan geçirme, 200 mesh tane boyunda öğütme ve çeyrekleme yoluyla 50 gr. paketler halinde toz örnek hazırlama ve saflaştırma işlemlerine tabi tutulmuştur.

Saflaştırılan kil örnekleri, Jeokimyasal analizlerde tüm kayaç ve saflaştırılmış kil örneklerinin majör oksitleri için ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry), iz ve nadir toprak elementler için ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemi kullanılmıştır. Analizler Bureau Veritas Analytical Laboratories Ltd.'de (Vancouver, Kanada) yapılmıştır. Saflaştırılan kil mineralleri üzerindeki analizler JEOL JSM2000FX2 marka analitik geçirimli elektron mikroskop (TEM) Bureau Veritas Analytical Laboratories Ltd.'de yapılmıştır.

Element kayıp ve kazançlarının hesaplanmasında İsocon yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntem, daha öncesinde Gresen's (1967) tarafından önerilen formüllerin basitleştirilerek, ortamı temsil eden bir immobil elementin belirlenmesi ve diğer elementlerin $C_i^A = M^0/M^A(C_i^0 + \Delta C_i)$ eşitliğinde yerine konulmasına dayanır. Bu formülde, C_i "i" element konsantrasyonunu, "O" orijinal kayacı, "A" altere kayacı, M^0 ve M^A ise orijinal ve altere kayaç kütleli konsantrasyon miktarlarını temsil etmektedir. Immobil olarak belirlenmiş element için $\Delta C_i = 0$ kabul edilerek tüm elementler için bu hesaplamalar yapılmış, immobil

elementin merkezi doğru olarak belirlendiği C_i^A ye karşı C_i^0 grafiğinde yerleştirilmiştir. Isocon eğrisinin altında kalan bölüm kütle kayıplarını, üstünde kalan alan ise kütle kazançlarını temsil etmektedir. Anakayadan ve kaolinit örnekleri arasındaki alterasyona bağlı kütle kazanç-kayıplarının hesaplanması için Isocon yöntemi uygulama programlarından EasygresGrant programı kullanılmıştır.

3.2.7. Duraylı İzotop Analizi (O, H, S)

D ve O izotopları, mineralin kaynağı olan akışkan kompozisyonunun belirlenmesi amacı ile kullanılırlar. Bu çıkarsama ise; (1) alterasyon mineralinin δD ve $\delta^{18}O$ değerlerinin yorumlanması, (2) alterasyon ürünü ya da gang mineralleri içerisindeki sıvı kapanımlarının sıcaklığı veya mineral-fraksiyonlaşmasına bağlı $\delta^{18}O$ değerlerine bağlı sıcaklık hesaplaması, (3) H_2O içeren mineral oluşum sıcaklıklarından yola çıkılarak suyun δD ve $\delta^{18}O$ değerlerinin hesaplanması yolları ile yapılmıştır.

Çalışma alanından derlenen 7 adet kaolinit örneği saflaştırılarak H ve O izotoplarının, 7 alümit örneği ise sterio mikroskop altında ayıklanarak S izotoplarının yapılabilmesi için hazırlanmıştır. H ve O izotopları Cornell İzotop Laboratuvarı (Cornell Üniversitesi, New York, ABD), S izotopları ise Arizona Üniversitesi Geosciences Bölümü laboratuvarında yapılmıştır.

3.2.8. Büro Çalışmaları

Öncel büro çalışmaları ışığında, çalışma alanı tanınmlanmış ve sınırları belirlenmiştir. Belirlenen çalışma alanına yönelik topoğrafik harita üzerine işlenen jeolojik yapıların takibi gerçekleştirilerek çalışma sonunda elde edilen veriler ışığında büroda ArcGIS programı yardımıyla jeoloji haritası düzenlenmiş ve stratigrafik kesit çizimi yapılmıştır.

Arazi gözlemleri ışığında, alterasyonun takibi amaçlı düşey ve yatay yönde sistematik alınan örneklere ait petrografik, mineralojik, kimyasal verilerden hareketle Office

program uygulaması ile Çizelgeler oluşturulmuş, yorumlamalara yönelik diyagramlar Grapher 13 ve CoralDraw programları yardımı ile çizilmiştir. Ana kaya altere kaya arasındaki kütle kazanç kaybını yorumlamaya yönelik ise EasygresGrant programı kullanılmıştır.

Büro ve arazi çalışmaları etkileşim içerisinde gerçekleştirilmiş, verilerin birlikte değerlendirilmesiyle yorumlamalara gidilmiştir. Tezin yazımı “Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Kuralları”na uygun olarak yapılmıştır.

4. BULGULAR VE TARTIŞMA

4.1. Bölgesel Jeoloji

İnceleme alanında Sakarya Zonu'na (Okay, 1989) ait kaya toplulukları yer almaktadır. Sakarya Zonu'nda altta genel olarak yüksek dereceli metamorfik kayalardan (amfibolit-granulit fasiyesi) oluşan ve birbirleriyle tektonik ilişkili farklı kaya türleri ile temsil edilen Paleozoyik yaşlı Kazdağ Metamorfikleri yer almaktadır. Üzerinde tektonik dokanıklı olarak yeşilist-mavişist metamorfizması geçirmiş kayalar ile temsil edilen Geç Paleozoyik yaşlı Kalabak Grubu'na ait kaya birimleri yer almaktadır (Şekil 4.1 ve 4.2). Bu metamorfik kaya birimleri çalışma alanı dışında uyumsuz olarak ve kireçtaşlarından oluşan Permiyen yaşlı arkozik kumtaşları ile en üstte Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi'nden oluşmaktadır. Bu metamorfik temel, Sakarya Zonu'nun örtüsünü oluşturan Liyas-Erken Kretase yaşlı kaya türleri tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Duru vd., 2011).

Çalışma alanının temelini Geç Paleozoyik yaşlı Kalabak Grubu oluşturmaktadır. Kalabak Grubu'nu oluşturan kıtasal kökenli metakırıntılılar Torasan Formasyonu, okyanusal kökenli metabazik katkılar içeren epimetamorfiklerden oluşan kayalar ise Sazak Formasyonu (Duru vd., 2007; Pehlivan vd., 2011, 2012) adlanması altında incelenmiştir. Bu gruba ait metamorfik kayalar Triyas yitim zonuna ait Karakaya Kompleksi'ne ait kaya birimleri tarafından uyumsuzlukla üzerlenmektedir. Geç Jura- Erken Kretase yaştaki neritik kireçtaşları bu birimleri transgresif olarak uyumsuzlukla örtmektedir (Pehlivan vd., 2011). Oligo-Miyosen yaştaki Çataldağ Granodiyoriti, Sakarya Zonu'na ait temel birimlerini kesmektedir. Çakıltaşı, kumtaşı, kiltası, killi kireçtaşı gibi kaya türü topluluklarından oluşan istif Göbel Formasyonu olarak tanımlanmıştır (Pehlivan vd., 2011). Diğer birimler üzerine uyumsuzlukla gelen ve genellikle dasitik-riyodasitik, yer yer andezitik-bazik bileşime sahip olan karasal ortamda oluşmuş Geç Miyosen yaşlı Mudamköy Volkanikleri, Göbel Formasyonu ile yanal ve düşey yönde geçiş göstermektedir (Yalçınkaya vd., 1980). Akarsu-göl ortamında çökelmiş çakıltaşı-kumtaşı ve şeylden oluşan Pliyo-Kuvaterner yaşlı Bayramiç Formasyonu (Siyako vd., 1989), kendisinden önceki birimleri açısız

uyumsuzlukla örtmektedir. Çamur, silt, kum ve çakıldan oluşan güncel alüvyonlar ise Mustafakemalpaşa'da geniş yayılım sunmaktadır (Şekil 4.1).

4.2 Çalışma Alanının Jeolojisi

4.2.1 Kalabak Grubu

Krushensky vd. (1980) tarafından Kalabak metamorfik istifi olarak tanımlanan bu kaya türü topluluğunun tamamı veya bir bölümü epimetamorfitler (Bingöl vd., 1973), Çavdarstepe metamorfiteeri (Akyürek ve Soysal, 1983), Yenişehir metamorfiteeri (Genç ve Yılmaz, 1994), Fazlıkonağı Formasyonu (Ergül vd., 1986), Nilüfer Birimi (Okay vd., 1990), Alt Karakaya Kompleksi (Okay ve Göncüoğlu, 2004), Kalabak Birimi (Duru vd., 2007) gibi farklı isimlerle adlandırılmıştır (Kandemir ve Kanar, 2018 a-b).

Sakarya Zonu boyunca çok geniş alanlarda yüzeyleyen, genellikle yeşilşist ve nadiren mavişist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş olan kıtasal ve olası okyanusal kökenli birimlerden oluşan Kalabak Grubu, en iyi gözleendiği yer Kalabak dolaylarında olduğu için böyle adlandırılmıştır (Şekil 4.1 ve 4.2; Duru vd., 2012). Kalabak Grubu, tabanda kıtasal kökenli epiklastik ve karbonatlı kayalardan meydana gelen Torasan Formasyonu ile üstte yanal ve düşey yönde geçişli ilişki gösteren volkanitler ve volkanosedimanter kayaların metamorfik karşılıkları olan Sazak Formasyonu'ndan oluşmaktadır. Yine bölgede ara seviyeler şeklinde gözlenen mermerler ile tektonik dilimler şeklinde gözlenen serpantinitleer ise üye olarak ayırtlanmıştır (Duru vd., 2007, 2012; Pehlivan vd., 2007; Kandemir ve Kanar, 2018 a-b). İnceleme alanında Kalabak Grubu'na ait sadece Torasan Formasyonu yüzeyleyeni göstermektedir.

4.2.1.1. Torasan Formasyonu (Pzkt)

Yeşilimsi-sarımsı kahverengine sahip farklı metamorfizma derecelerini ifade eden ürünler içeren ve yer yer gri renkli mermer bantları içeren şistlerden meydana gelen formasyon, çalışma alanının güney batısında Paşalar-Bostandere arasında yüzlek vermektedir.

Yeşilşist fasiyesi metamorfizması geçirmiş fillat ve şistlerden oluşan formasyon, Biga Yarımadası'nda Okay (1988) tarafından "Torasan Metamorfitleri" olarak tanımlanmış olup Duru vd. (2007) tarafından ise "Torasan Formasyonu" olarak yeniden tanımlanmıştır (Şekil 4.1 ve 4.2).

Torasan Formasyonu içerisinde değişik seviyelerdeki gri-beyaz renkli mermer bantları (Pzktm), Duru vd. (2007) tarafından üye mertebesinde incelenmiştir. Şist ve fillatlarla uyumlu mermer bantları yer yer budine olmuş blok görünümlü mercekler şeklindedir (Kandemir ve Kanar, 2018 a-b).

Mermerler gri-beyaz renkli, ince kalsit mineralli olup tıkız ve yönlü dokuya sahiptir. Formasyon içerisinde fillat ve şistlerle uyumlu mermerler bantlar şeklinde olup yer yer budine olmuş mercekler halinde gözlenmektedir. Genel olarak granoblastik dokuda olup, birincil olarak kalsit, muskovit, kuvars, biyotit ve plajiyoklaz mineralleri içeren; kuvars mika mermer, kuvars muskovit mermer, muskovit mermerlerden oluşur. Yönlenmenin belirgin olduğu birimde ince-orta taneli kalsitlere paralel olarak ince-orta taneli muskovit, klorit, serisit, kuvars mineralleri gözlenmektedir. Killi-karbonatlı kayaçların düşük-orta dereceli (yeşilşist) metamorfizması sonucu oluşmuştur (Kandemir ve Kanar, 2018 a-b).

4.2.2. Karakaya Kompleksi

Suluk grimsi kahverengi alterasyon rengine sahip, konglomera, meta-konglomera, kumtaşı, metakumtaşı, şeyl, çamurtaşı ve ara ara tuf katkılı seviyelerden oluşan birim çalışma alanının güneyinde Muradiyesarnıç ile Bahariye arasında ve Şapel'in doğusunda yayılım sunmaktadır. Bloklü detritik kireçtaşları Bostandere civarında yüzlek vermektedir.

Kalabak grubu üzerinde uyumsuzlukla Triyas yitim zonuna ait birimlerin iç içe gözlendiği Karakaya Kompleksi; Karakaya Formasyonu, Çal Formasyonu ve Orhanlar Grovağı olmak üzere üç formasyondan oluşan kompleks bir kaya topluluğudur. Karakaya Kompleksi'ne ait birimler ise Liyas yaşlı çökeller tarafından yine uyumsuzlukla örtülürler (Duru vd., 2011). İnceleme alanında Karakaya Formasyonu ve Orhanlar Grovağı yüzeylenim sunmaktadır (Şekil 4.1 ve 4.2).

4.2.2.1. Karakaya Formasyonu(TRkk)

Yeşilimsi gri, kırmızımsı kahverengi alterasyon regine sahip olup, kumtaşı ve konglomera ile metamorfizma geçirmiş ürünlerini içeren birim çalışma alanının kuzeybatısında Derecik köyü, güneyde ise Bostandere, Dallica, Muradiyesarnıç, Şapel ve Kösehoroz köyleri civarında yüzlek vermektedir.

Birim ilk kez Bingöl (1968) tarafından Karakaya serisi olarak adlandırılmıştır. Daha sonra kompleks içerisindeki bloklu detritik ve volkanik kayaların tümü Karakaya Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Bingöl, 1975). Duru vd., (2007) tarafından ise, Karakaya Kompleksi'nin kireçtaşı bloklu detritik, yer yer metadetritikli ünitesi Karakaya Formasyonu olarak tanımlanmıştır.

4.2.2.2. Orhanlar Grovağı (TRko)

Karakaya Kompleksi içerisinde lidit arakatıklı monoton grovaplardan oluşan birim, Brinkmann (1971) tarafından Orhanlar Şisti, Okay vd. (1990) tarafından ise Orhanlar Grovağı olarak adlandırılmıştır. Okay vd. (1990) tarafından Çal Birimi içerisindeki kireçtaşları olarak değerlendirilirken, Duru vd. (2012) tarafından ise Sakarya Zonu boyunca Orhanlar Grovağı içerisinde gözlenen siyahımsı, gri, bej renkli, kalsit damarlı, yer yer kristalize olmuş kireçtaşları olarak tanımlanmışlardır ve tektonik hareketlenmelere eşlik etmiş olistolit-olistostromlar olarak değerlendirmişlerdir. Birim çalışma alanının güney batısında Paşalar ve Bostandere civarında yüzeyletim sunmaktadır.

4.2.2.3. Kireçtaşı Blokları (Pk)

Karakaya Formasyonu ile Çal Formasyonu içerisinde Sakarya Zonu boyunca çok sayıda siyahımsı gri, bej renkli, kalsit damarlı yer yer kristalize olmuş küçüklü-büyükü kireçtaşı blokları gözlenmektedir. Bu bloklar tektonik hareketlenmelere eşlik etmiş platform veya deniz tepeleri tipi sedimanter kökenli olistolit ve olistostromlar olarak yorumlanabilir (Pehlivan vd., 2011). Kireçtaşı bloklarından fosil izine rastlanılmamakla birlikte (Pehlivan

vd., 2011) birimin yaşı öncel çalışmalarda (Ergül vd., 1986; Duru vd., 2007) Geç Permian olarak belirtilmiştir.

4.2.3 Bilecik Formasyonu (JKb)

Çalışma alanının kuzeydoğusunda Bakacıktepe, Erkızıtepe, Asarkaya Tepe civarında yüzlek veren birim, grimsi beyaz renkte olup, oolitik biyoklastlar içermektedir. Oolitik kireçtaşları yanal yönde mikritik kireçtaşlarına geçiş yapmakta olup, yer yer çört içermektedir.

Sakarya Zonu içerisinde yaygın olarak yüzeyleyen Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kireçtaşlarından oluşan birim ilk kez Bilecik yöresinde Altınlı (1973) tarafından “Bilecik Kireçtaşı” olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.1 ve 4.2). Daha sonra birçok araştırmacı tarafından aynı adla anılan birim çalışma alanında Ergül vd. (1986) tarafından Akçakoyun Formasyonu adı altında incelenmiştir.

4.2.4 Çataldağ Granodiyoriti (Tomç)

İlkeç Akyüz ve Okay (1996) tarafından Çataldağ Granodiyoriti olarak isimlendirilmiş olan granodiyoritler, Balıkesir ilinin kuzeydoğusunda, Susurluk ilçesi batısında 28 km uzunlukta (doğu-batı) ve ortalama 12 km genişlikte (kuzey-güney) düzensiz elips şeklinde bir sokulum oluşturur (Ergül vd., 1986; Konak, 2002; Pehlivan vd., 2019).

Yeşilimsi gri, grimsi beyaz renkleri ile yer yer porfirik doku sunan, yer yer ise gnaysik görünüm sunan granitoidler, kaolen ocağının güneybatısında yer alan Bostandere'den Kösehoroz güneybatısına kadar geniş yayımlı yüzlek vermektedir. Granitoid içerisinde sinplutonik gabroik dayklar izlenmektedir. Muradiyesarnıç köyü civarında, feldispat ve iri kuvars taneleri el örneğinde tanımlanabilen pegmatit daykları yer almaktadır. Torasan formasyonu içerisinde yer alan kireçtaşı birimleri ile keskin dokanağa sahip olan granodiyorit birimi, ilişkili olduğu birimlerin metamorfizmasında etkili olmuştur. Bu oluşumlar Bostandere, Karapınar ve Sönlük köyleri arasında gözlenmektedir.

Çataldağ Granodiyoriti'nin petrografik incelemelerinde ana mineralleri; kuvars, plajiyoklas, potasyum feldispat, biyotit ve hornblend oluşturmaktadır. Granodiyoritin metaalüminalı, kalkalkalen bir bileşimi vardır (Akyüz, 1995). Birimin iç kesimlerindeki homojen eş tane boyulu doku plütonun kenarlarına doğru bir yönelme kazanır. Kenar zonlarda çok net bir foliasyon ve lineasyon gelişmiştir ki bu zonların kalınlığı 0,5 km ile 2 km arasında değişmektedir. Çataldağ Granodiyoriti, Sazak Formasyonu ve Orhanlar Grovağk'ını kesmiş olup dokanakları boyunca bu kayaları kontakt metamorfizmaya uğratmıştır (Şekil 4.1 ve 4.2). Kontakt metamorfizma zonunda gelişen andalusit minerali (Akyüz, 1995) ve skarn cevherleşmesi (Erdağ, 1980) plütonun sığ bir derinlikte yerleşip katılaştığını göstermektedir (Pehlivan vd., 2011).

Erken-Orta Miyosen çökelleriyle uyumsuz olarak örtülen Çataldağ Granodiyoriti'ne ait biyotitlerinden K-Ar yaşlandırması ile 20.84 ± 0.4 my (Erken Miyosen) yaş elde edilmiştir (Bingöl vd., 1994). Bunun yanında, çalışma alanını da içine alan kuşak içinde, özellikle güney kesimlerde Oligosen yaşta andezitik volkanizma yaygındır. Bu volkanizmaya Çataldağ Granodiyoriti'nin kaynaklık ettiği göz önünde tutularak, birimin yaşı Oligosen-Erken Miyosen olarak kabul edilmiştir (Pehlivan vd., 2019).

Çataldağ Granodiyoriti (Akyüz ve Okay, 1996) ve Çataldağ Granitoyidi (Boztuğ vd., 2009) adlamaları ile tanımlanmış olan birim, Kuzeybatı Anadolu'da gelişmiş olan çarpışma tektonizmasının bir sonucu olarak oluşmuştur. Monzogranitik bir bileşime sahip (Gündoğan ve Helvacı, 1993) olan birim içerisinde yer yer aplit daykları gözlenmektedir. Benzer bir mineralojik bileşime sahip oldukları için bu dayklar granitoyide ait geç evre ürünleri olarak kabul edilmektedir (Ünal, 2013). Asidik bileşimli ve kalkalkalen özellikteki Neojen volkaniklerini kesen Çataldağ Granitoyiti Oligosen-Miyosen yaşlıdır (Orhan ve Mutlu, 2009; Boztuğ vd., 2009; Sapanıcı vd., 2012).

4.2.5 Göbel Formasyonu (Tmg)

Çalışma alanının kuzeydoğusunda yer alan Aliseydi'den güneybatısında yer alan Bostandereye çok geniş yayılım sunan birim, çakıl-kum-kil boyu malzemelerden oluşmaktadır. Malzeme iyi tutturulmamıştır. Kaolen ocağının bulunduğu yerde, riyolitik

tüflerin üzerinde sarı, mor ve yeşil renkli kısmi altere olmuş çakıl, kum, kil boyu malzeme olarak temsil edilmektedir. Çalışma alanının güneyinde yer alan Kestelek(Bor maden ocağı)'nın kuzeyinde gözlenen KB-GD yönelimli kırık sistemleri kaolen ocağı içerisinde geçen kırık sistemi ile uyum sunmaktadır.

Neojen çökelleri olarak adlandırılan konglomera, kumtaşı, marn, kilitaşı, killi kireçtaşı ve kireçtaşı ardalanmasından meydana gelen kırmızı, kahverengi, sarımsı-bej, kirli sarı, kirli beyaz, morumsu-beyaz renkli birim yanal ve düşey yönde geçiş gösteren yer yer eş yaşlı tuf, aglomera ve lav düzeyleri (Mudamköy Volkanitleri) içermektedir (Bkz. Şekil 4.1 ve 4.2; Ergül vd., 1980; Ercan vd., 1990). Menderesli akarsu ve gölsel ortama geçiş ürünleri olarak değerlendirilen seviyelerde kömür ve bor gelişimlerinin gözlemlendiği (Duru vd., 2012) birim, Orta-Geç Miyosen yaşlıdır (Pehlivan vd., 2011; Ergül vd., 1980).

4.2.6 Mudamköy Volkanitleri (Tmgm)

Çalışma alanı içerisinde Kaolen ocağı çevresinde pembemsi açık sarı renkli riyolit-riyodasit piroklastikler olarak temsil edilen birimin kırık yüzeyi açık sarı renkli olup yoğun alterasyon izleri taşımaktadır. Plajiyoklaz, biyotitler ve kuvars mineralleri el örneğinde tanınmakta, kaolenleşme görünmekte, gerek dike yakın kırıklar boyunca gerek yer yer merceksel yoğun silisleşme ve kuvars mineralizasyonu görülmektedir. Ocağın, kuzeybatısında yer alan Mudamköy, Ocaklı, Yumurcaklı civarı ile güney batısında teralan Kedikaya Tepe ve Paşalar civarında pembemsi, sarımsı kahverenkleri ile andezitik lav akıntıları şeklinde, güney doğusunda Kömürcekadı ile Şapel köyleri arasında andezitik karakterde piroklastik ve lavlar yüzlek vermektedir. Andezitik lavlar başlıca plajiyoklaz, biyotit ve kuvars ile mikro sanidin içermekte olup kaolenleşmeler gözlenmektedir.

İlk kez Yalçınkaya vd. (1980) tarafından Mudamköy Volkanitleri olarak adlandırılmıştır. Göbel Formasyonu'nu oluşturan birim içerisinde ve üzerinde görülen sarımsı-gri, beyazımsı renkli dasitik-riyodasitik bileşimli lav akıntıları, yeşilimsi-gri, siyaha yakın bazaltik bileşimli lav akıntıları ve kırmızımsı pembemsi lav akıntısı, tuf ve aglomeraların oluşturduğu seviyeler, her ne kadar volkanizmanın farklı fazlarını işaret etse de benzer konumları baz alınarak Duru vd. (2012) tarafından tek bir üye adı altında

değerlendirilmiştir (Şekil 4.1 ve 4.2). Tüfler genellikle andezitik lavlar ile girik olup, epidotlaşmış, kloritleşmiş, kısmen karbonatlaşmış, çoğun hornblend (idiyomorf), biyotit (hipidiyomorf), epidot grubu mineralleri (pistazit), klorit parçaları ve killeşmiş-sosuritleşmiş feldispat parçaları içermekte, hamur ise genellikle mikrolitler halinde biyotit, az hornblend, plajiyoklaz mikrolitleri (albit), piroksen ve daha az miktarda da kuvarstan oluşmaktadır (Ercan vd., 1990). Andezitik lavlarda yer alan plajiyoklaz fenokristalleri esas olarak oligoklaz-andezin bileşiminde olup biyotit ve ojit psödomorflarını da içermekte, ayrıca hornblend kristalleri yer yer kloritleşme, karbonatlaşma ve silisleşme göstermekte, hiyaloandezitik bileşimdeki lavlar yer yer kil minerallerine dönüşmüş olup, altere andezitler ise kaolinleşme, limonitleşme, silisleşme, montmorillonitleşme ve illitleşme göstermektedir (Ercan vd., 1990).

4.2.7 Bayramiç Formasyonu (Tpb)

Tokmaklı tepe, Taşkesik tepe ve Sivri tepe dolayında konglomera seviyeleri ile temsil edilirken, Derecik'in doğusundan Mustafakemalpaşa ilçe merkezine kadar alan içerisinde çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı seviyeleri içeren birim kırmızımsı kahve renklidir.

Pliyo-Kuvaterner yaşlı çakıltaşı, kumtaşı ile şeyller ile temsil edilen akarsu ve göl çökellerinden meydana gelen formasyon, kendisinden önce oluşan tüm birimleri açısız uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 4.1 ve 4.2). Kara üzerinde 20-300 m. olan formasyonun kalınlığı Edremit Körfezi'nde yaklaşık 1500 m.'ye kadar ulaşmaktadır (Siyako vd.,1989; Dönmez vd. 2005). Kırmızı-kahve renkli konglomera, kumtaşı ve çamurtaşından meydana gelen kaya türü topluluğu alüvyon yelpazesi, örgülü ve menderesli akarsu ortamlarını işaret etmektedir (Duru vd., 2012). Formasyon Mustafakemalpaşa ilçe merkezi ve Çamlık tepe ile Dikilitaş mevkinde yayılım sunmaktadır.

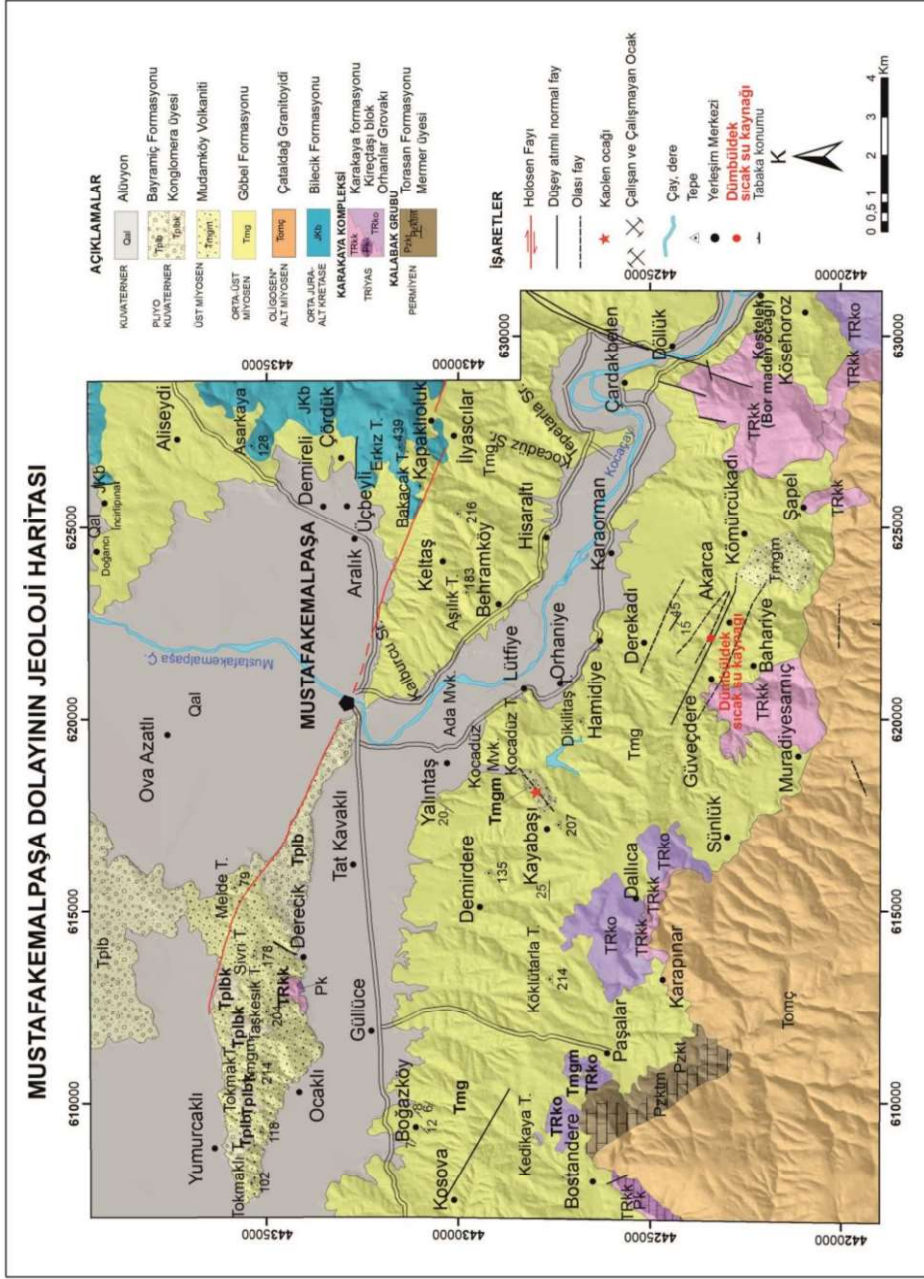
4.2.8 Alüvyon (Qal)

Tutturulmamış ya da yer yer az tutturulmuş çamur, silt, kum ve çakıldan oluşan birim Karacabey-Mustafakemalpaşa-Kuşgölü üçgeninde geniş yayılım sunmaktadır (Duru vd., 2012).

4.3 Tektonizma

Ketin (1966) tarafından ayırtılan ve tanımlanan tektonik birliklerden Anatolidler içerisinde yer alan bölge, farklı yapısal deformasyon evrelerine maruz kalmasına bağlı olarak granitik intrüzyonların yerleşimine olanak sağlayan kıvrımlanmalar ile volkanizmanın yayılmasına olanak sağlayan kırılmaların gözlendiği farklı yapısal unsurlar göstermektedir. Tüm Kuzey Anadolu'yu kat ederek Marmara Denizi yakınından ve içinden geçen KAFS (Kuzey Anadolu Fay Sistemi), Marmara, Alp Orojenezi etkisinde kalmış olan bölge, önemli derecede blok faylanmalar ve Pontid-Anatolid kenetlenmesi gibi tektonik hareketlerin etkisi altında kalmış olup, ayrıca neotektonik döneme ait alçalma, havza ve yükselme alan oluşumları gözlenmektedir (Selim vd., 2013). KAFS ve graben sistemleri gibi genişlemeli zonlarca zenginlik sunan bölge neo-tektonizma ve geç-volkanizma ürünlerini sunmaktadır. Mustafakemalpaşa Fayı, bölgedeki fay segmentlerinden biri olup, 47 km-uzunluğunda, genel olarak K50°B doğrultulu, sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Mustafakemalpaşa Fayı hafif sinüsoidal eğilim göstermekle birlikte, sıçrama yapıları doğu ve batı uçlarında son bulmakta ve bu durum, son doğrultu atımlı fay aktivitesini işaret eden jeolojik ve morfolojik yapıyı temsil etmektedir (Kop vd., 2016).

Şekil 4.1' de bölge tektonizmasına yönelik bilinen başlıca fayların görünümü sunulmaktadır. Ana faylar sağ yönlü doğrultu atımlıdır. Mustafakemalpaşa güney doğusunda fay sola sıçrama yapmakta ve ters faylanmaya bağlı olarak arada sıkışan büklüm (restrainingbend) oluşturmaktadır.



Şekil 4. 1. Mustafakemalpaşa ve dolayının 1/25000 ölçekli Jeoloji Haritası (Pehlivan vd., 2011; Kandemir vd., 2013; Ergül vd., 1986; Pehlivan vd., 2019)

ÜST SİSTEM	SİSTEM	KAT	BİRİMLER	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
	KUVATERNER				Alüvyon
SENOZOYİK	TERSİYER	Pliyosen	Bayramç Formasyonu		<i>uyumsuzluk</i> Çakıltası, kumtaşı, kıltaşı ve piroklastikler
		Miyosen	Mudamıköy Volkanitleri		<i>uyumsuzluk</i> Kaolen Volkanikler: Bazaltik, andezitik, riyolitik, dasidik lav ve piroklastikler
			Göbel Formasyonu		Karasal çökeller: Çakıltası, kumtaşı, kıltaşı, killi kireçtaşı
		Oligosen			Granitoid <i>uyumsuzluk</i>
MESOZOYİK	TRİYAS	Karakaya Kompleksi	Bilecik Formasyonu		Oolitik, sparitik kireçtaşları
			Ormanlar grovağı		Grovaklar
			Karakaya Formasyonu		Detritik ve volkanik kayalar Konglomerai kumtaşı, çamurtaşı, kireçtaşı blokları
PALEOZOYİK		Kalabak Grubu	Torasan Formasyonu		Şist, fillat Mermer üyesi

ölçeksiz

Şekil 4.2. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Ergül vd., den (1986) değiştirilmiştir).

4.4. Mudamköy Volkanikleri İçerisinde Oluşmuş Alterasyonun Tanımlanması

Başlıca sanidin, plajiyoklaz, biyotit, muskovit ve kuvars mineralleri ile kuvarsit kayaç parçalarından oluşan Miyosen yaşlı Mudamköy Volkanitleri içerisinde gelişen alterasyonun tanımlamasına yönelik mineralojik ve jeokimyasal çalışmalar yapılmıştır.

Çalışma alanından sistematik olarak derlenen örnekler, makroskopik tanımlamalar ışığı altında değerlendirilmiş ve XRD çalışmaları yapılmıştır. Elde edilen veriler, majör oksit analizlerinden elde edilen veriler ile karşılaştırılmıştır. Arazi gözlemleri ve mineralojik çalışmalar ile XRD ve majör oksit verilerinden ortak bir değerlendirme yapılmıştır.

Bu çalışmalar ışığında Mustafakemalpaşa güneyindeki kaolen yatağı içerisinde dört farklı alterasyon zonu tanımlanmıştır. Bunlar; (1) kaolinit, (2) Kaolinit+alünit, (3) Fe-oksitli kiltaş, (4) silisleşmiş kaolinit ve (5) silika zonu olarak isimlendirilmiştir.

Kaolinit ocağına ait riyolitik bileşimdeki ana kaya ve onu üzerleyen Göbel formasyonu (Şekil 4.3 a-d) ile Ana kayadan itibaren yoğun silis damarları ve Fe-oksit oluşumları (Şekil 4.3 e-f) ocak içerisinde net olarak görülmektedir.

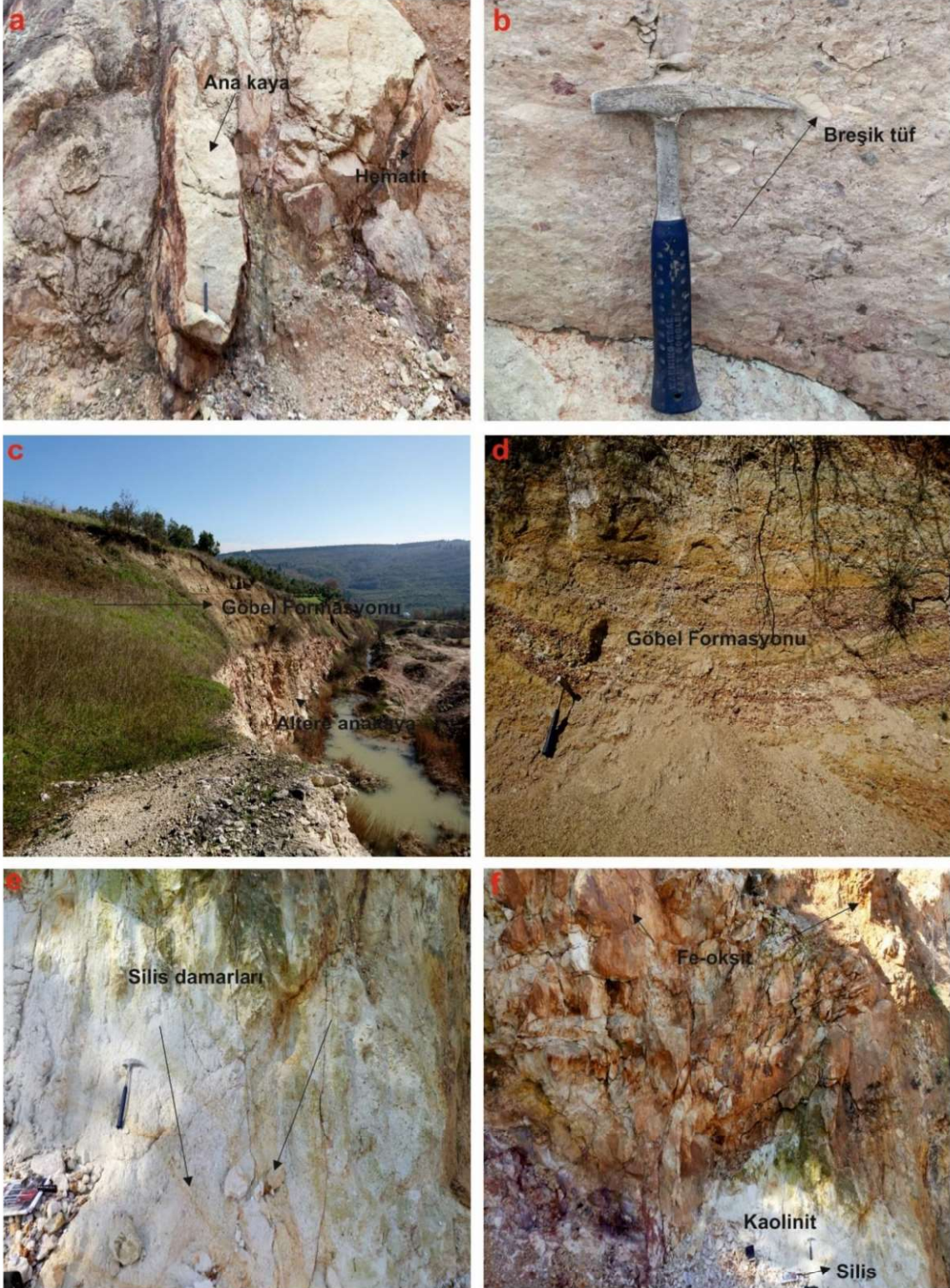
Kaolinit zonu genellikle krem renkli, plastik özellik göstermeyen, kırılğan ve kolay dağılan, genellikle kaolen ile birlikte halloysit içeren kil taşları ile ayırt edilmiştir (Şekil 4.4 a-c).

Fe-oksit sıvımalı ve Fe-oksit içeren olmak üzere gruplanabilecek kaolinit zonları mevcuttur. Fe-oksit sıvımalı kaolinit zonu grimsi-beyaz, kompakt kiltaşları ile temsil edilmektedir. Bu kiltaşlarında kaolinit türü kil minerali baskın olup yer yer alünit minerali kaolinite eşlik etmektedir. Zon içerisinde dike yakın kırık ve çatlaklar içerisinde Fe-oksit sıvımaları bulunmaktadır. Fe-oksit içeren kaolinit zonu ise kahverengimsi-kırmızı renkli alünit içeren, kaolence zengin kiltaşlarından oluşmaktadır (Şekil 4.3f).

Silisleşmiş kiltaş zonu genellikle krem renkli ve kaolinit türü kil mineralince zengin olup yer yer dike yakın kırık ve çatlaklar içerisinde Fe-oksit fazları içermektedir (Bkz. Şekil

4.3e). Silika zonu ise oldukça sert, krem-beyaz renkli, kırılğan, silis içeriği yüksek birimlerden oluşmakta, yer yer nabit sulfur oluşumları gözlenmektedir (Şekil 4.4e-f).

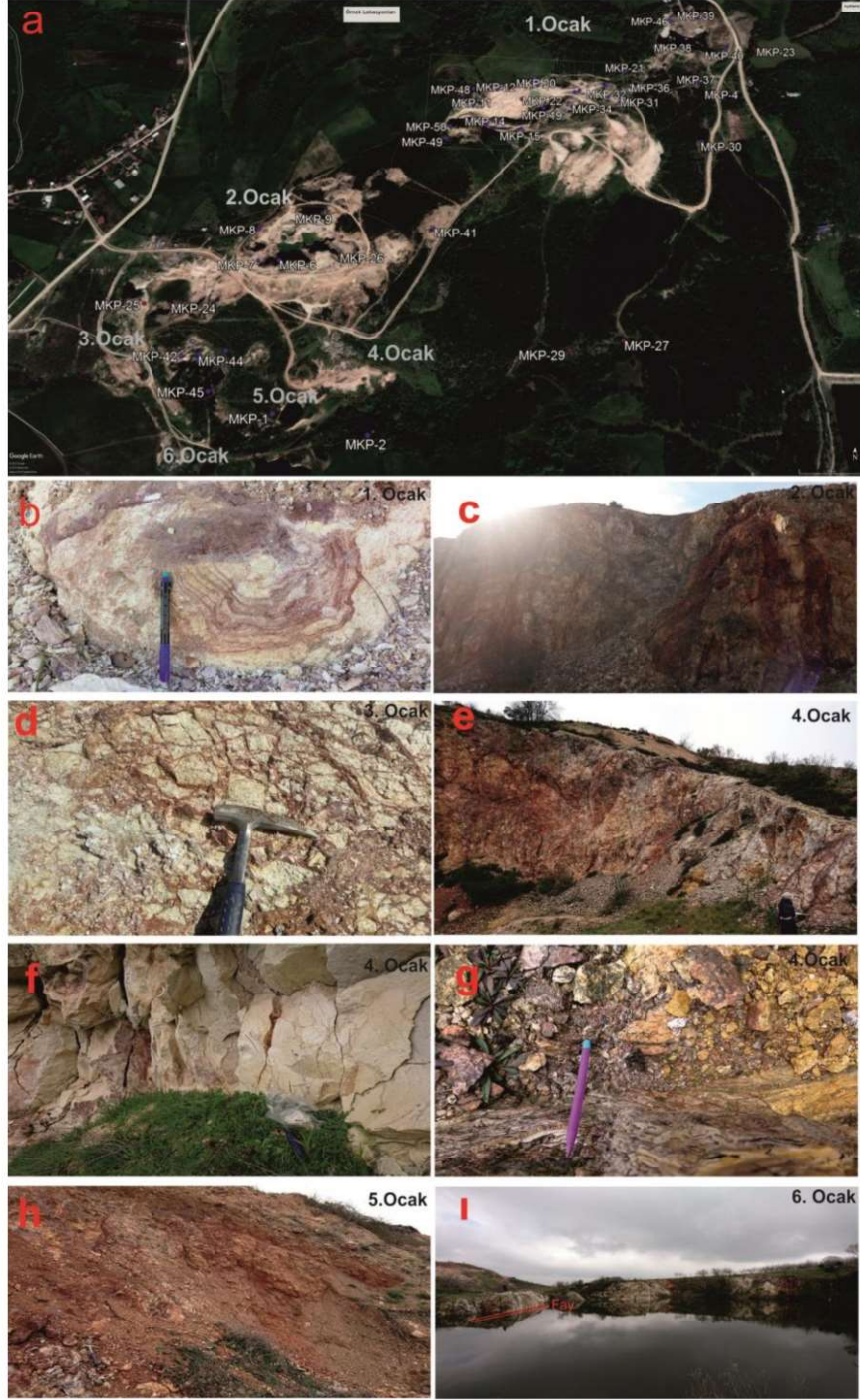
Mustafakemalpaşa kaolinit yatağına ait 6 adet ocak tespit edilmiştir. Şekil 4.5a'da ocakların birbirlerine göre konumları GoogleEarth görüntüsü olarak verilmiştir. Ana ocaktan güneybatı yönünde ilerledikçe silis ve Fe-oksit oluşumlarının yoğunlaştığı görölmektedir (Şekil 4.5b-ı).



Şekil 4. 3. a) Az altere ana kaya. b) Kismen orijinal yapısını korumuş altere breşik tuf. c) Riyolitik tuf bileşiminde altere anakaya ve üzerini örten Göbel formasyonu. d) Kaolinitik ana kayayı örten Göbel Formasyonu-yakın görüntüsü. e) Silis damarları içeren silisifiye kaolinit. f) Fe-oksitli kaolinit.



Şekil 4. 4. a) Kaolinit, b) Yer yer mercekler şeklinde silis dolgusu, c) İyi derece kaolinit, d)Yoğun killeşmiş riyolitik tüf, e) Nabit sülfürlerin gözlemlendiği kaolinit; ve f) Yoğun silisli kaolinit.



Şekil 4.5 a) Çalışma alanı içerisindeki ocakların konumunu belirten uydu görüntüsü (GoogleEarth’den alınmıştır.), b) 1.Ocak içerisinde silis ve Fe getirimine bağlı damarsal oluşum, c) 2.Ocağa ait yoğun hematitleşme, d) 3. Ocağa ait kırıklar boyunca gelişmiş hematitleşmeler ve limonitleşme, e) 4. Ocağa ait yoğun hematitleşme ve eşlik eden limonitleşme, f) 4. Ocağa ait yoğun silis içeren kaolinit, g) 4.Ocağa ait kırık damarları boyunca Fe- ve silis getirimi, h) 5. Ocağa ait yoğun hematit oluşumu, i) 6.Ocak içerisinde gözlenebilen sol yönlü doğrultu atımlı fay ve hematitleşmeler.

4.4. Petrografik İncelemeler

Çalışma alanında Göbel Formasyonu içerisinde ve üzerinde gözlenen Mudamköy volkaniklerine ait tüfler gözlenmektedir. Andezitik, dasidik, riyodasidik gibi geniş bileşim tanımlamaları içerisinde kalan Mudamköy volkanikleri Bursa-Mustafakemalpaşa civarında riyolitik bileşime sahip altere kristal ve vitrik tuf türünde gözlenmektedir.

Mustafakemalpaşa ilçesi içerisinde yer alan kaolin oluşumunun gözlendiği alanı temsilen riyolitik bileşime sahip yan kayaçtan alınan örnekler üzerinde petrografik incelemeler yapılmıştır.

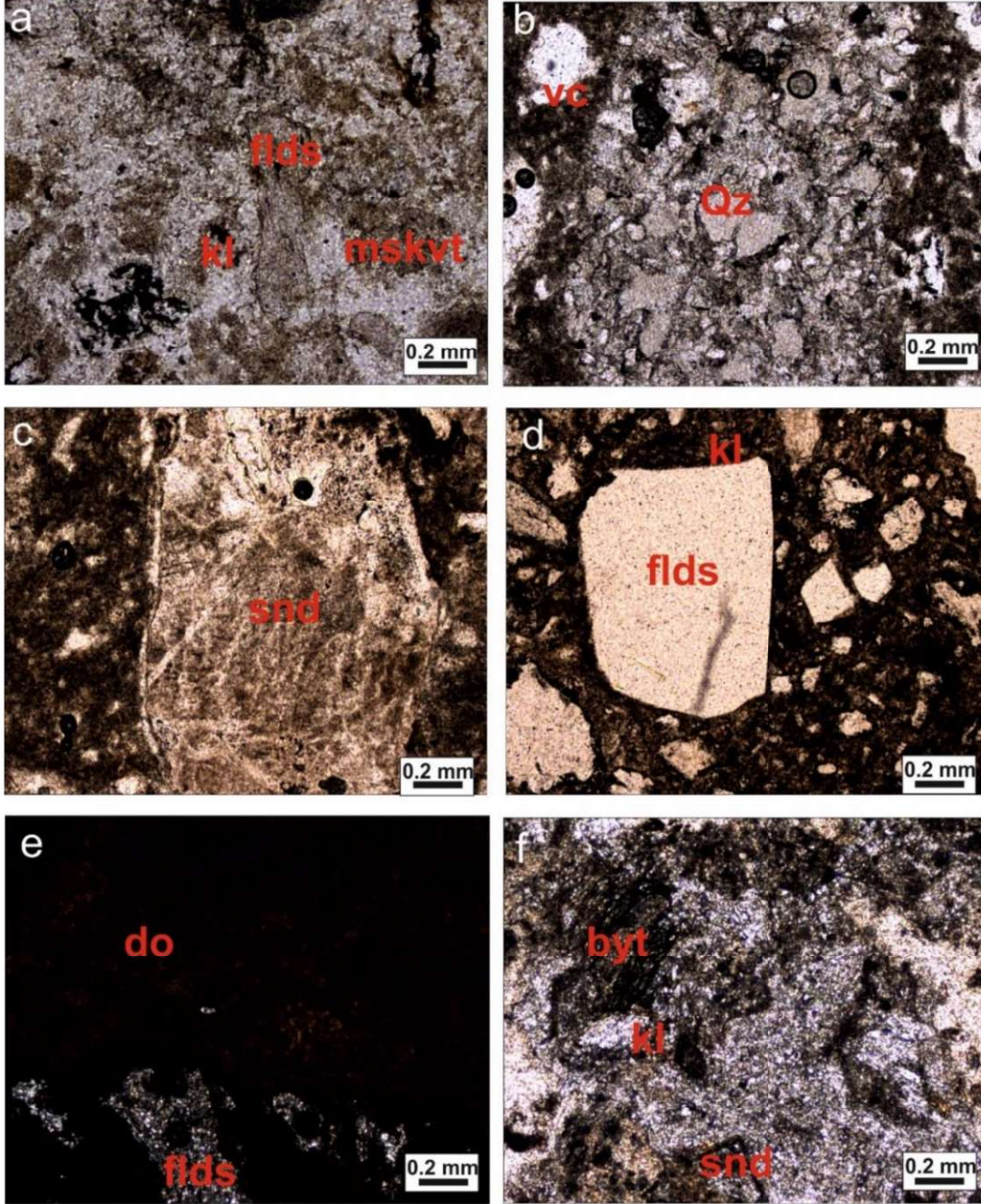
Porfirik doku gösteren tüfler başlıca sanidin, plajiyoklaz, biyotit, muskovit ve kuvars mineralleri, magmatik ve kuvarsit kayaç parçalarından oluşmaktadır. Sanidin, plajiyoklaz ve az miktarda muskovit mineralleri kısmen veya tamamen killeşmiş, biyotitler tamamen opasitleşmiş, bazıları kloritleşmiştir (Şekil 4.6a-f; Şekil 4.7). Tamamen killeşmiş volkanik hamur, yer yer devitrifiye olmuş volkan camı, sıvamalar şeklinde demir oksitleşme ve opasit oluşumları tespit edilmiştir. Bazı kesitlere bakıldığında, volkan camı daha fazla iken fenokristal az miktarda gözlendiğinden vitrik tuf olarak tanımlanmıştır (Şekil 4.7a,b,d). Çoğunlukla kemirilmiş ve keskin kenarlı olarak gözlenen monokristalin ve polikristalin kuvars minerallerine rastlanılmaktadır (Şekil 4.6b).

Feldispatlardan itibaren gelişen kaolenler, çift nikoldeki grimsi-beyaz renkleri ile ayırt edilebilmekte ve killeşmelere demiroksitler ile opasitler eşlik etmektedir.

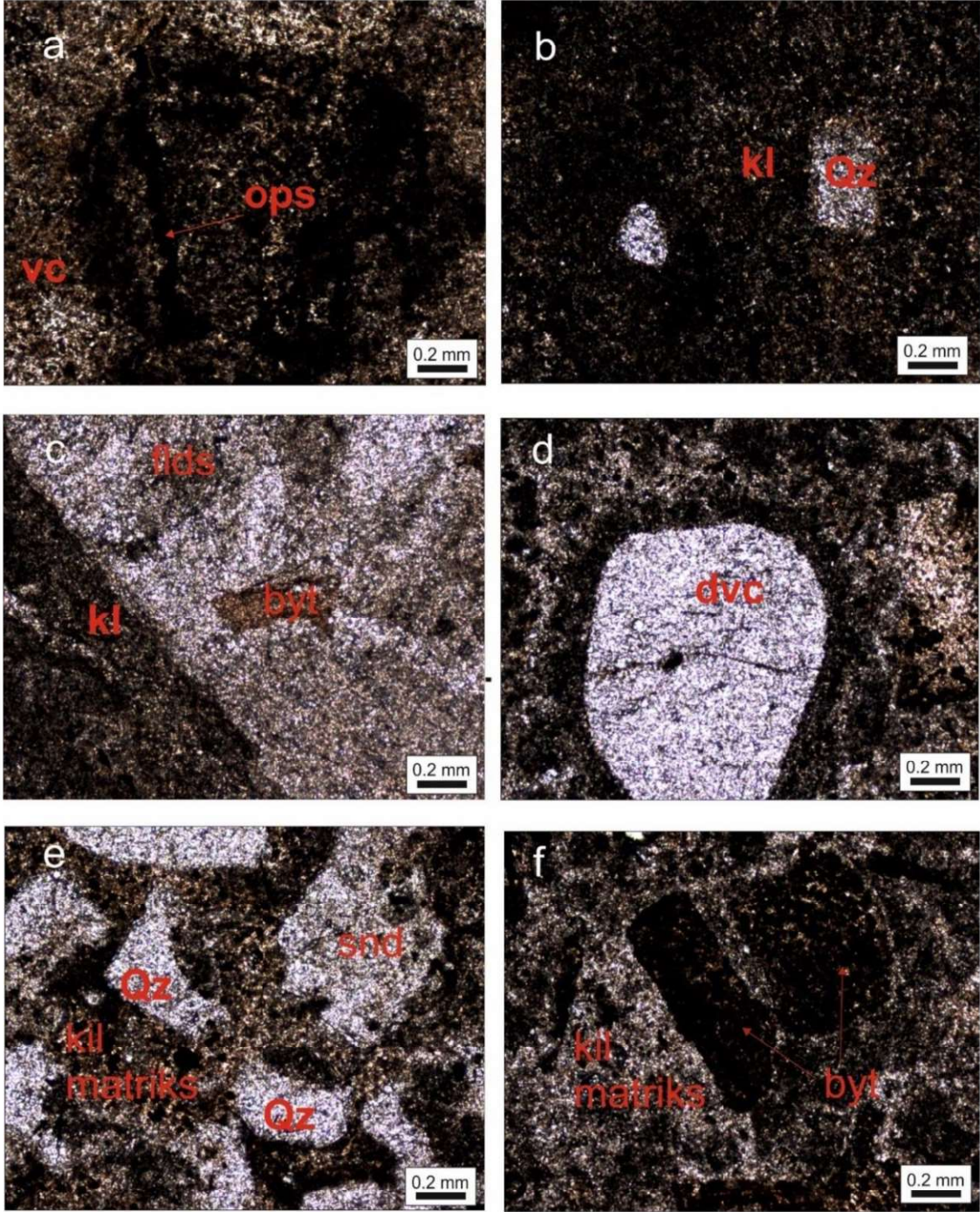
Çoğunlukla öz şekillerini korumuş olarak gözlenen kırmızımsı kahve renkli biyotit minerallerinin yer yer içerisinde, yer yer ise kenarlarından itibaren killeşmeye maruz kaldığı tespit edilmiştir. Çoğunlukla yarı öz şekilli olarak gözlenen kuvars minerallerine, etrafında gözlenen killeşmeler eşlik etmektedir.

Volkan camı içerisinde iri taneli ve yarı öz şekilli olarak yer alan grimsi-beyaz renkli sanidin mineralleri, karlsbad ikizlenmesi sunmaları ile ayırt edilmektedir (Şekil 4.7a).

İçerisinde kısmi küçük çatlaklar bulunan bu sanidin minerallerinin içerisinde ve etrafında killeşmeler meydana gelmiştir.



Şekil 4.6. a)Feldspattan itibaren killeşme ve muskovit (Tek Nikol), b) Riyolitik tuf içerisinde volkan camı ve kuvarsit parçası (Tek Nikol), c) Riyolitik tuf içerisinde killeşmiş sanidin (Tek Nikol), d)Feldspat içerisinde ve kenarlarından itibaren killeşmeler (Tek Nikol). e) Feldspat içerisinde killeşmeler ve dolomitleşme (Tek Nikol), f) Biyotit ve sanidin etrafında killeşmeler. (Tek Nikol) Qz: Kuvars, kl: Killeşme, flds: Feldspat, vc: volkan camı, mskvt: Muskovit, do: dolomit, byt: Biyotit.



Şekil 4.7. a)Volkan camı içerisinde killeşme ve opasitleşme (Tek Nikol), b) Volkan camı içerisinde yarı öz şekilli kuvars tanesi ve etrafındaki killeşme (Tek Nikol), c) Kayaç içerisinde yer alan biyotit ve kısmen killeşmiş feldispat (Tek Nikol), d) Devitrifiye olmuş volkan camı (Tek Nikol), e) Riyolitik tuf içinde kuvars ve killeşmiş sanidin (Tek Nikol), f) Riyolitik tuf içinde killeşmiş matriks içinde opasitleşmiş biyotit. Qz: Kuvars, kl: Killeşme, flds: Feldispat, byt: Biyotit, ops: Opasit, dvc: Devitrifiye volkan camı, vc: Volkan camı, snd: Sanidin.

4.5. XRD (X Işınları Difraktometresi) İncelemeleri

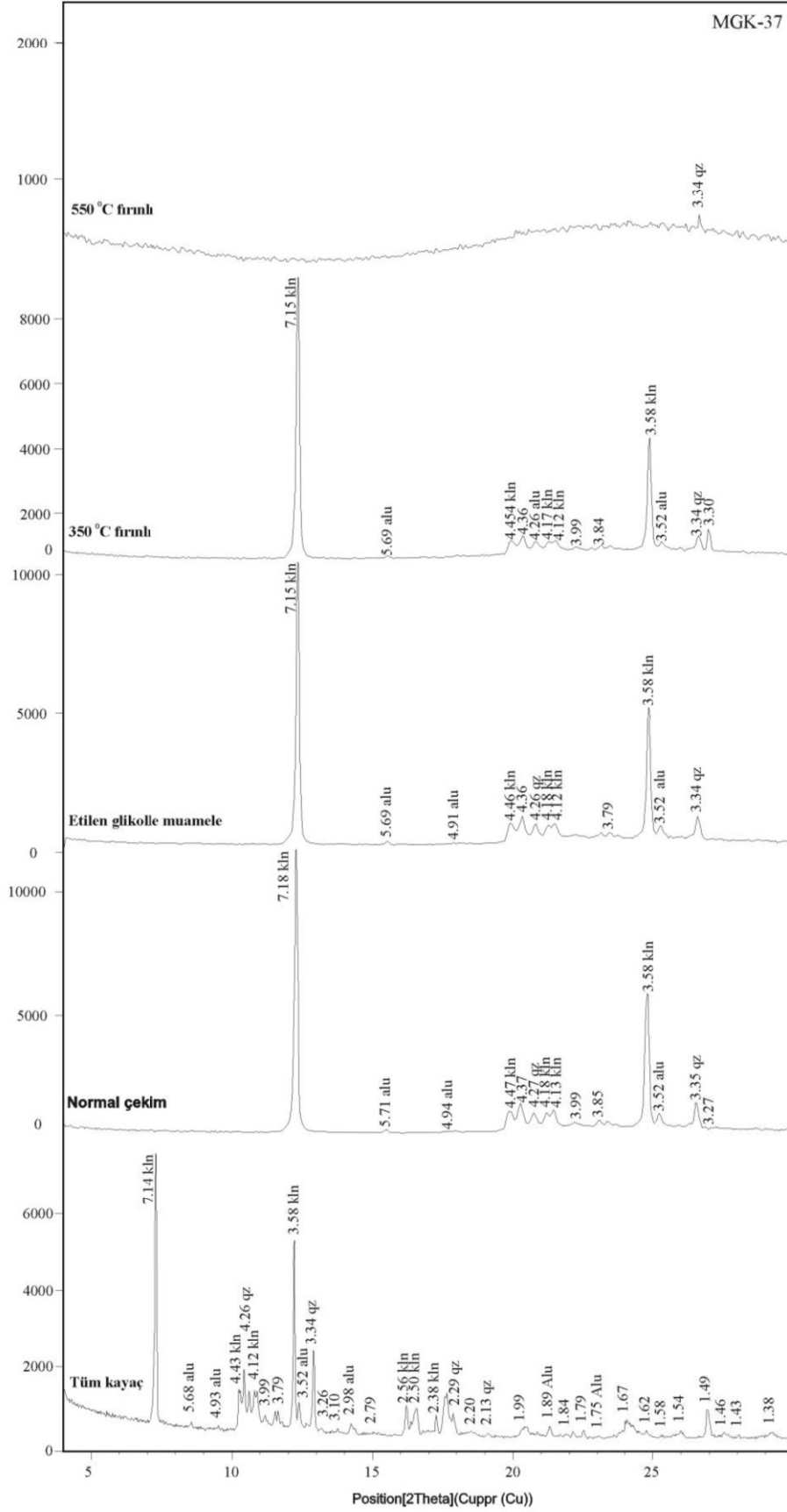
Belirlenen başlıca kil minerali kaolinit olup, aksesuar miktarda simektit ve halloysit saptanmıştır. Kil dışı mineral olarak ise kaolinitlere eşlik eden alünit ile kuvars olup, aksesuar olarak Opal-CT bulunmaktadır.

Çalışma alanından seçilen temsili 45 adet örneğe ait XRD sonuçları Çizelge 4.1'de gösterilmiştir. XRD çalışmalarına genel anlamda bakıldığında; Kaolinitler, tüm kayaç analizlerinde (001) yansıma yüzeyine ait 7.12 Å - 7.19 Å'daki en şiddetli piki ile tayin edilmiştir. Bunun yanında (020) yansımasına ait 4.46 - 4.48 ve (002) yansımasına ait 3.57-3.58 Å pikleri kaolinitlerin tanınmasında kullanılmıştır. Alünit mineralleri ise, (101) yansımasında 5.69 Å - 5.72 Å piki zayıf, (110) yansımasında 3.48 Å - 3.52, (113) yansımasında 2.96 Å - 2.98 Å arası şiddetli pikleriyle tespit edilmiştir. XRD çalışmalarından elde edilen sonuçlara göre; kaolinit ve alünitin yatakta birlikte bulunduğu, bazı zonlarda kaolinitin, bazı zonlarda ise alünitin hakim olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.8, 4.9, 4.10). Bu minerallere her iki zonda da kuvars eşlik etmektedir. Aksesuar olarak halloysit, simektit ve opal-CT saptanmıştır.

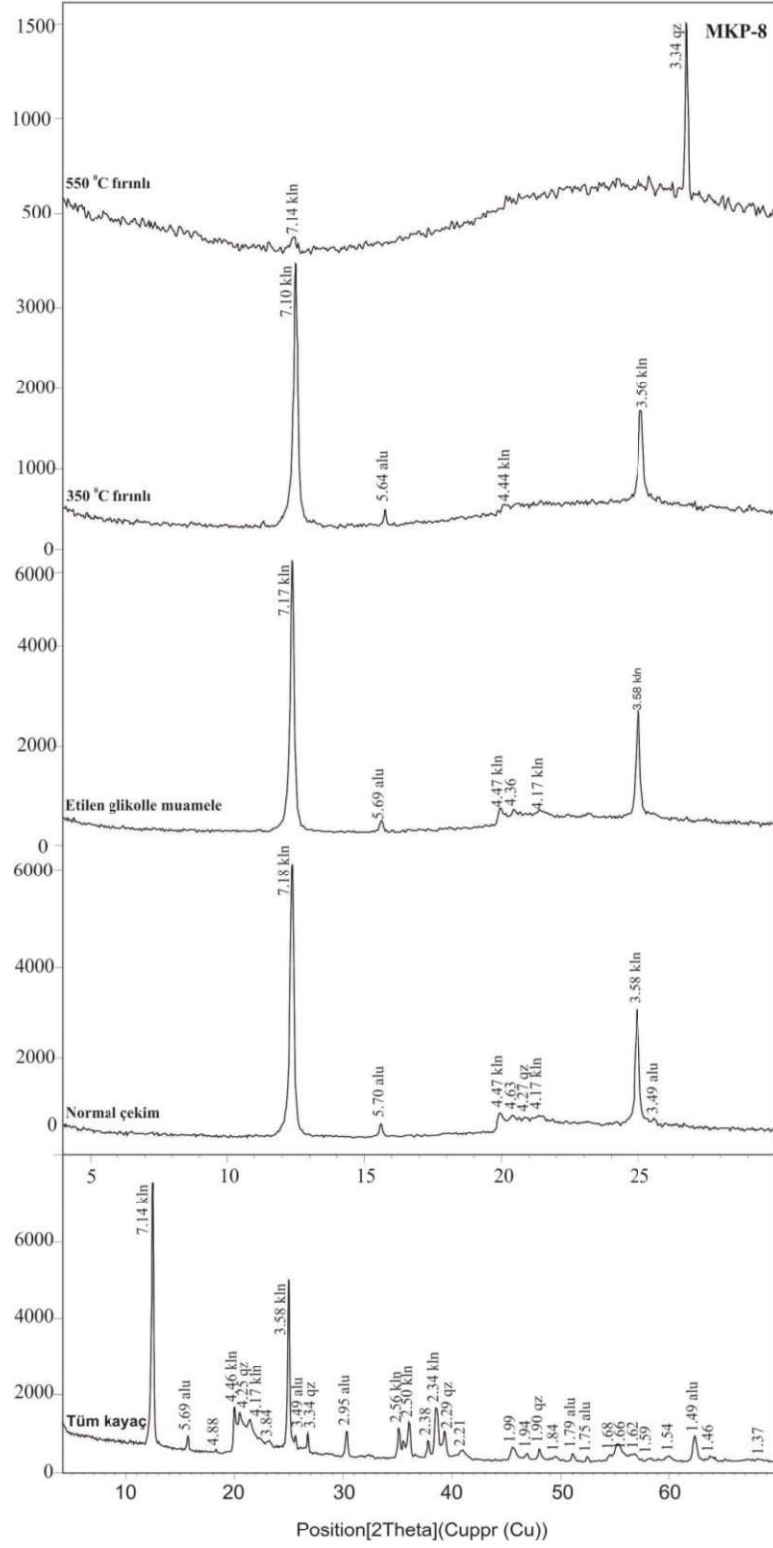
Kaolinit ve alünit minerallerinin varlığı öncelikle XRD analiz sonuçlarına dayanılarak ortaya konulmuş, kimyasal analizleri ile oluşumlar desteklenerek ortamsal yorumlamalara gidilmiştir. MGK-37 örneği için, kaolinit mineralleri normal çekim tipik 7.18 (001) Å, 4.47 Å (020) ve 3.58 (002) Å pikleri ile tanımlanmış olup, alünit mineralleri ise normal çekim 5.71 Å (101), 4.94 (012), 3.52 Å (110) pik değerleriyle ayırt edilebilmiştir. 350°C'de herhangi bir değişikliğe uğramamıştır. MGK-37 örneğinde 4.18 ve 3.83 piklerinin görülmemesi, düzensiz bir kaolinit yapısını işaret etmektedir. MKP-8 örneği için alünit mineralleri ise normal çekim 5.70 Å (101) ve 3.49 Å (110) pik değerleriyle ayırt edilebilmiştir. MKP-8 örneğinin 550 C⁰ de sunduğu 7.14 pikindeki yıkım dehidroksilasyonla ifadesini bulur. XRD analizlerinin örnekler arasında sunduğu tipik farklılık, sadece birkaç örnekte opal-CT oluşumlarının bulunmasıdır. Kuvars ve kaolinit/alünit mineral bolluklarının bir arada ve uyumlu olması, kaolinit/alünit oluşumu esnasında arta kalan silislerden itibaren kuvars ve opal-CT oluşumlarının gerçekleşmiş olduğunu ortaya koymaktadır.

Çizelge 4. 1. Mustafakemalpaşa (Bursa) kaolinit ocağı örneklerinin mineral dağılımı.

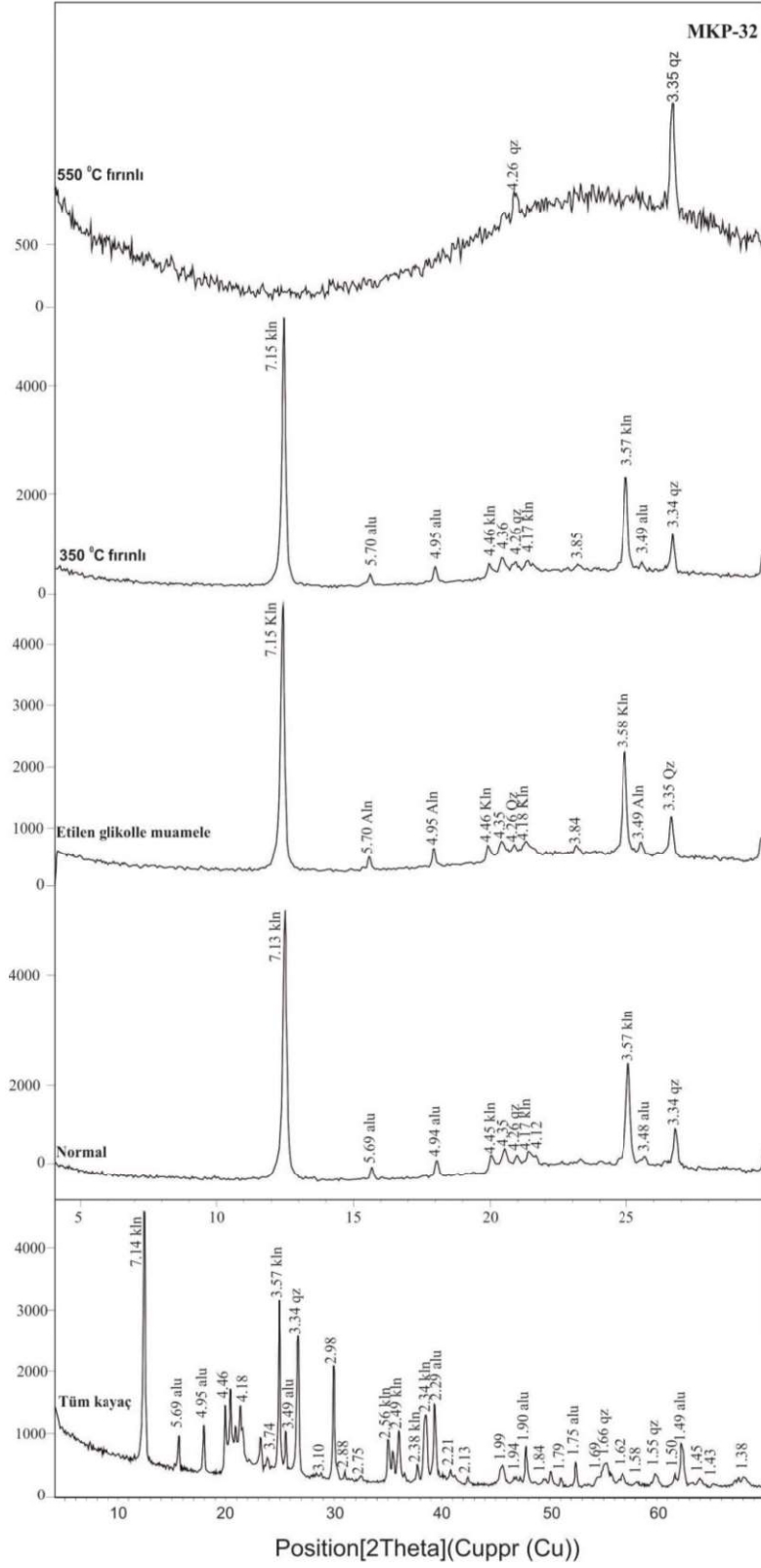
Örnek No.	Mineral içeriği
MKG-1	kuvars+kaolinit+alünit
MKG-8	kaolinit+alünit+kuvars±simektit
MKG-10	kaolinit+alünit+smektit+kuvars
MKG- 11	kaolinit+alünit+kuvars±simektit
MKG- 12	kuvars+kaolinit+alünit
MKG- 13	kuvars+kaolinit
MKG- 18	kaolinit+kuvars+alünit±halloysit±simektit
MKG- 21	kaolinit+kuvars
MKG- 22	alünit+kuvars+kaolinit
MKG- 24	kaolinit+kuvars+alünit
MKG- 26	kuvars+kaolinit
MKG- 30	kuvars+kaolinit
MKG-31	kaolinit+kuvars
MKG-35	kaolinit+kuvars+alünit
MKG-37	kaolinit+alünit+kuvars
MKG-38	kaolinit+alünit+kuvars
MKG-39	kaolinit+alünit+kuvars±halloysit±simektit
MKG-39A	kaolinit+alünit+kuvars
MKG-40	kaolinit+kuvars+alünit±simektit
MKG-41	kaolinit+kuvars+alünit
ESN-1	kaolinit+kuvars±alünit
ESN-2	kaolinit+kuvars±alünit
ESN-15	kaolinit+alünit+kuvars
ESN-16	kaolinit+kuvars±alünit
ESN-17	kaolinit+alünit
MKP1	kaolinit+kuvars±alünit±opal-CT
MKP3	kaolinit+alünit+kuvars
MKP4	kaolinit+kuvars±alünit
MKP8	kaolinit±alünit±kuvars
MKP10	kaolinit+alünit
MKP11	kaolinit±alünit±kuvars
MKP15	kaolinit+kuvars+alünit
MKP17	kuvars±kaolinit±alünit
MKP18	alünit+kaolinit±kuvars
MKP19	alünit+kaolinit+kuvars
MKP32	kaolinit+alünit+kuvars
MKP33	kuvars+alünit+kaolinit
MKP40	alünit+kuvars+kaolinit
MKP42	kaolinit+opal+alünit
MKP43	kaolinit+alünit+kuvars± opal-CT
MKP45	alünit+kuvars±kaolinit
MKP46	kaolinit+alünit±kuvars
MKP48	kuvars+kaolinit±alünit
MKP49	alünit+ kaolinit+kuvars
MKP50	kaolinit+alünit+kuvars



Şekil 4.8. MGK-37 örneğine ait XRD diyagramları. kao: kaolinit, alu: alunite, qz: kuvars.



Şekil 4.9. MKP-8 örneğine ait XRD diyagramları. kao: kaolinit, alu: alünit, qz: kuvars.



Şekil 4.10. MKP-32 örneğine ait XRD diyagramları. kln: kaolinit, alu: alünit, qz: kuvars

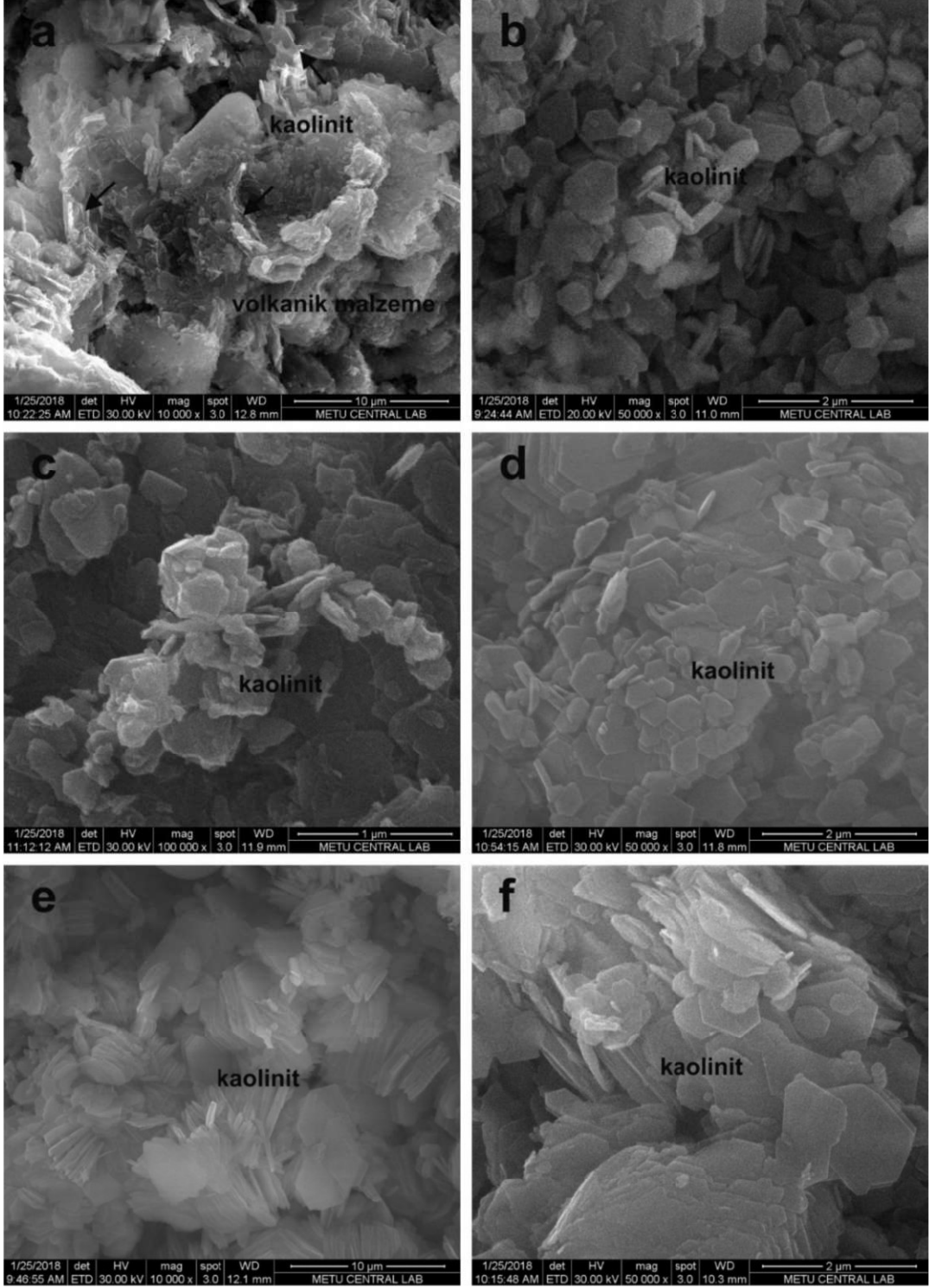
4.6. Mustafakemalpaşa Kaolinit Yatağı SEM – EDX ve TEM Analizleri

Taramalı elektron mikroskobu (SEM) ve Enerji yayımlı X-ışını spektroskopisi (EDX) analizleri, kaolinlerin şekil ve boyutları ile kimyasal içerikleri hakkında bilgi edinmede kullanılan yöntemlerdendir.

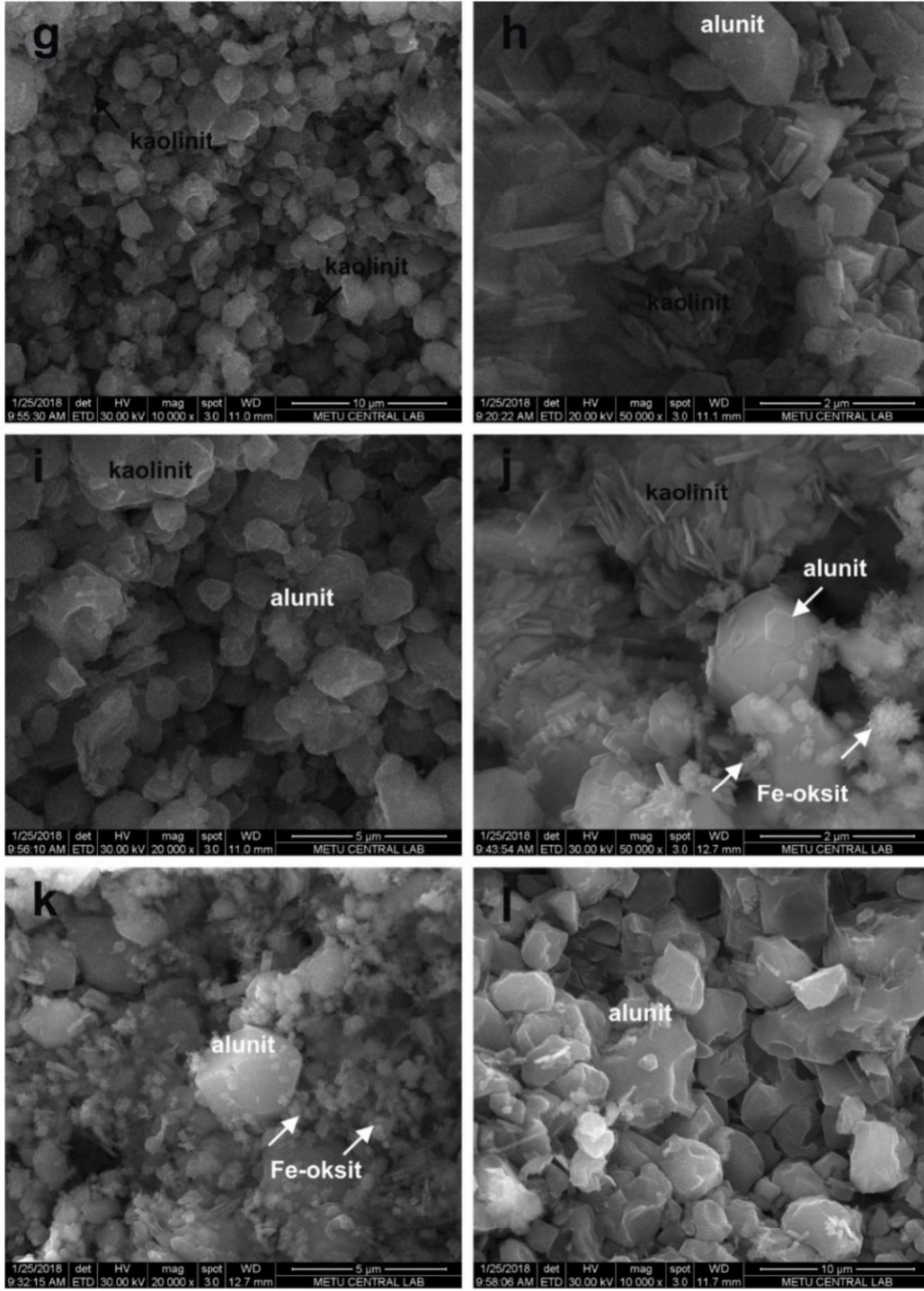
Örnek üzerine gönderilen elektron ışınlarının farklı yansımalar sunmalarından hareketle ortaya çıkan 2-boyutlu görüntü elde etme temelinde çalışan SEM analizlerinden yararlanarak mineralin morfolojisi elde edilir. Minerallerin elde edilen morfolojisi bize o mineralin oluşum ortamı hakkında bilgi vermektedir. SEM analizi esnasında, minerale ait atomların iç kabuğunda ornatılmış elektronlar iyonize olur. Duraylılığın tekrar sağlanabilmesi için dış kabuktan iç kabuğa doğru elektron hareketi gerçekleşir. Bu değişim esnasında X-ışını formunda bir spesifik enerji açığa çıkar. Bu enerji farkının ölçümü temeline dayanan EDX, belirlenmiş bir noktaya özgü elementel içerik hakkında bilgi vermektedir. Örnek içerisinden geçirilen yüksek enerjili elektron görüntülenmesi prensibine dayanan Geçirimli elektron mikroskobu (TEM) görüntüsü de yine örneğin morfolojisi hakkında bilgi vermektedir.

Kaolinit mineralleri altere volkanik malzeme üzerinde otijenik olarak oluşmuş halde görülmektedir (Şekil 4.11a). Kaolinit, yarı özşekilli ya da öz şekilli, hegzagonal, kitap şekilli, yaprağımsı yığınlar şeklinde görülmektedir (Şekil 4.11b–f). Alünit, düzensiz kaolinit kristalleri ile birlikte özşekilli veya yarı özşekilli kristaller şeklinde görülür (Şekil 4.11g–k). Rombohedral görünüm K'ca zengin ortamlarda, sülfidlerin atmosferik oksijene bağlı oksidasyonu ile sonuçlanan alünitleri temsil etmektedir (Dabous, 2002)(Şekil 4.11h,j). Ayrıca, alünit kristalleri üzerinde Fe-oksit oluşumları görülmektedir (Şekil 4.11i-l).

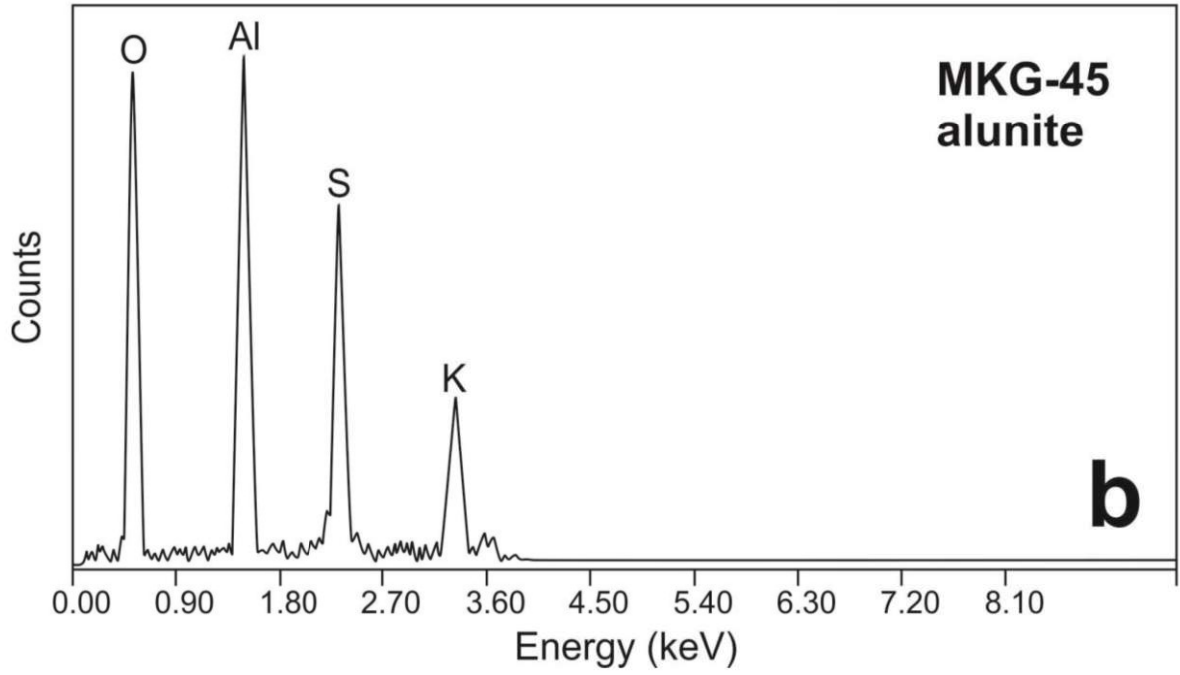
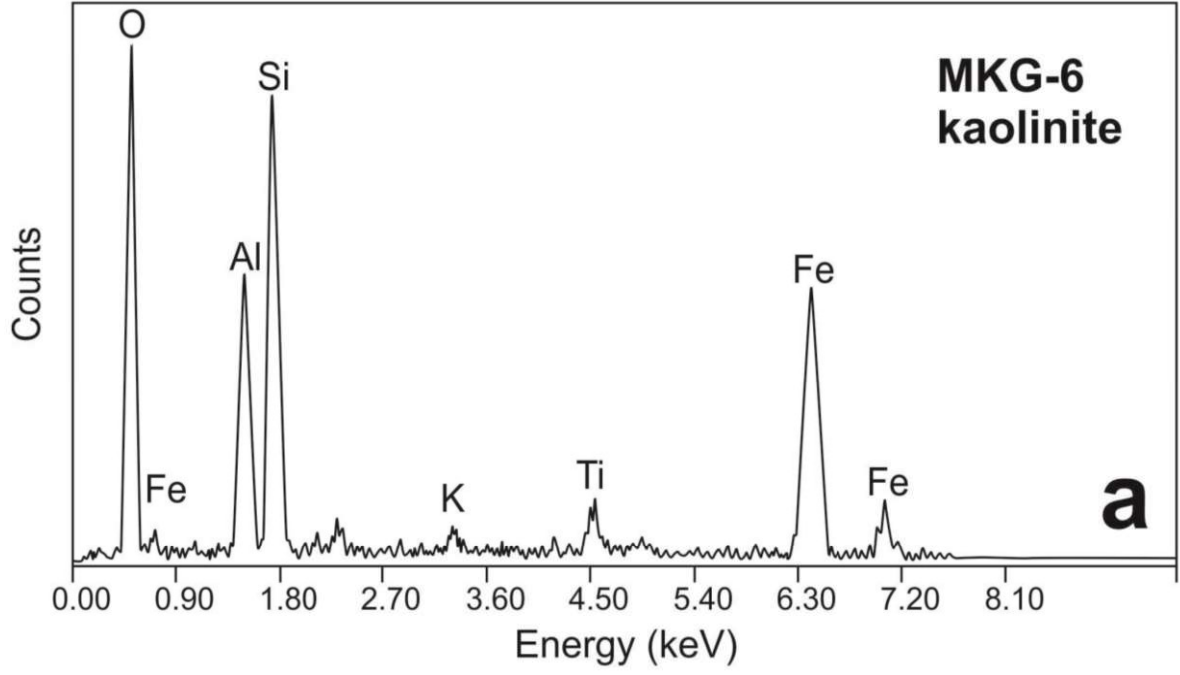
EDX analizleri levhamsı yapıların kaolinit veya Fe+Ti içeren kaolinite uygun olarak Al, Si, Fe, K ve Ti içerikli olduğunu göstermektedir (Şekil 4.12a). Kaolinit örnekleri için Fe ve O içeriğinin yüksekliği Fe-oksit ve kuvars içeriğini ifade etmektedir. MKG-45 örneği için ise keskin Al, O, S ve K pikleri alünit oluşumunu göstermekte, Si ise pik vermemektedir (Şekil 4.12b). TEM analizleri de Mustafakemalpaşa kaolinitinin özşekilli hegzagonal formda ve iyi kristallenmiş olduğunu göstermektedir (Şekil 4.13).



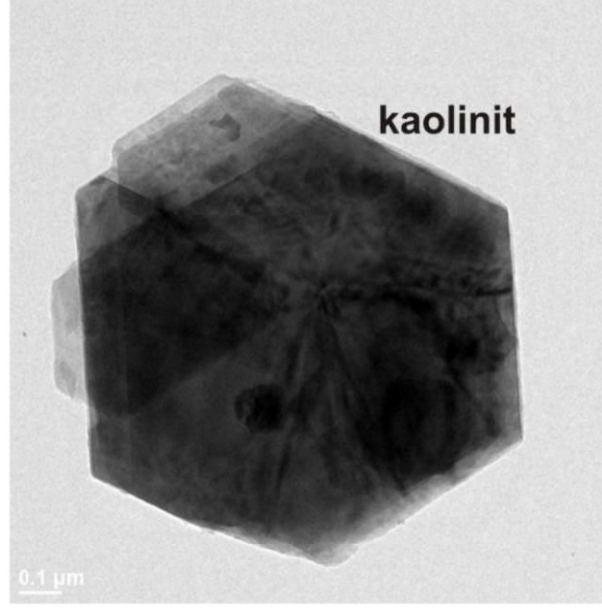
Şekil 4. 11. Mustafakemalpaşa (Bursa) kaolinit ocağı numunelerine ait SEM görüntüleri: (a, f) özşekilli ve düzensiz kaolinit kristalleri (g-l) düzensiz kaolinit kristalleri ile birlikte görülen yarı özşekilli ve özşekilli alümit kristalleri



Şekil 4. 11(devam)



Şekil 4. 12. Mustafakemalpaşa (Bursa) kaolinit ocağı numunelerine EDX grafikleri: a) kaolinit örnekleri; b) alünit örneği.



Şekil 4. 13. Mustafakemalpaşa (Bursa) kaolen ocağı kaolinit mineraline ait TEM görüntüsü.

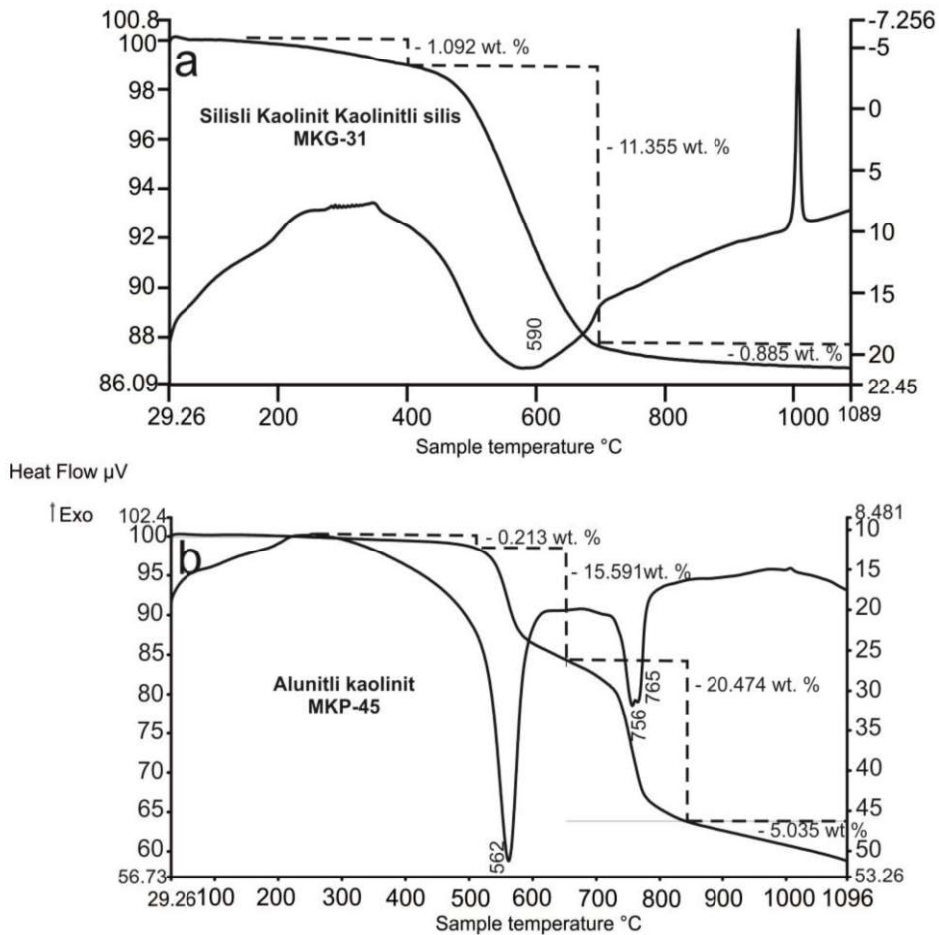
4.7. Diferansiyel Termal Analizi-Termal Gravimetri (DTA-TG)

Kaolinit'in termal davranışı ile ilgili çalışmalar bilinmektedir (Komusinski ve Stoch, 1984; Davies ve Hooper, 1985). Kaolinit örneklerinin DTA-TG analizleri, bu örneklerin kaolinit mineralinin düzenli kristal yapısına sahip olduğunu göstermektedir (MacKenzie, 1957; Yuan ve Murray, 1993; Njoya vd., 2006; Sousa vd., 2007). Ayrıca, kaolinit örneklerine ait FTIR spektroskopisi analizleri de bu öneriyi desteklemektedir (Farmer ve Palmieri, 1975; Bobos vd., 2001).

Kaolinit örneğine ait ilk dehidroksilasyon 100°C gerçekleşmiştir. Yüzeysel ve absorbe olarak bulunan bu su %1,09 oranında kütle kaybına neden olmuştur. İkinci dehidroksilasyon 450°C'de başlayıp, 650 °C'de bitmektedir (Şekil 4.14a). Endotermik pik değeri ise 590 °C' de elde edilmiş olup, kısmi bir asimetric görünüm sunmaktadır. Bu pik değerinde %11,36'lık bir kütle kaybı gözlenmektedir. Oktahedral yaprak yapısı bozularak meta-kaolinit oluşmuştur. Ekzotermik eğri ise çok keskin bir şekle sahip olup, % 0,89'luk bir kütle kaybı ile 1007 °C'de elde edilmiş pik değeri sunmaktadır. İdeal bir kaolinit değeri ile kıyaslandığında, silisifiye kaolinit-kaolinit içeren silis karakterindeki örneğin (MKG-31) kısmen iyi kristalin kaolinit olduğu ve idealden uzaklaşmasının silise bağlı olduğu

söylenbilir (Silva E Silva, M., 2017; Aranha vd., 2010). 1007 °C'deki ekzotermik pik, ortamdaki silisin kristobalit formuna dönüşümünü ifade etmektedir (MacKenzie,1957; Yuan ve Murray, 1993; Njoya vd.,2006).

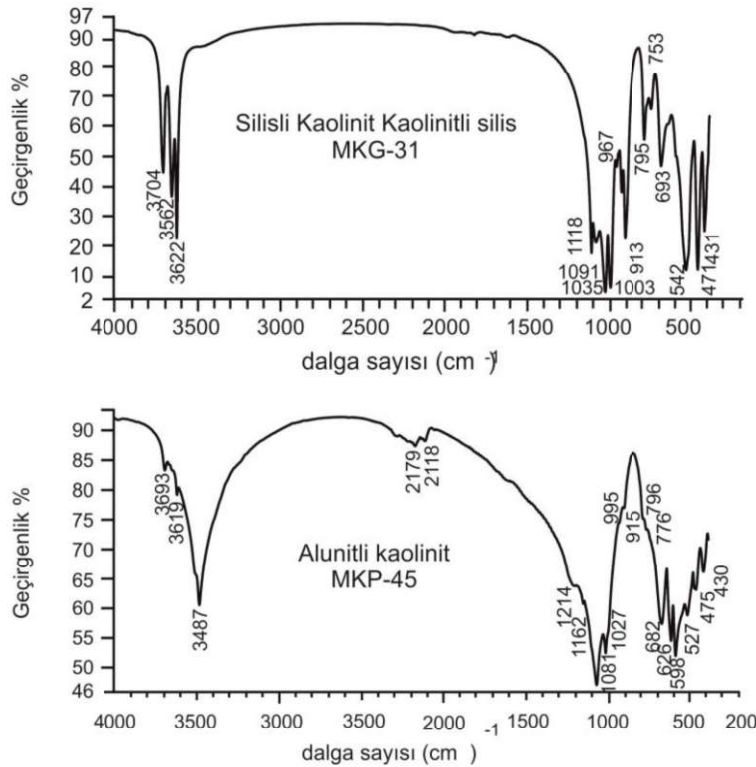
Alünitli (MKP-45) örneğinde ise ilk endotermik pik 562 °C'de keskin bir bant değeri sunmaktadır. Bu ilk düşük sıcaklık piki yapısal bozunmayı ifade eder ve meta-alünit oluşur. İkinci ve üçüncü endotermik pikler ise 756 °C ve 765 °Cdeğerlerinde gözlenmektedir (Şekil 4.14b). Bu sıcaklıklardaki kütle kaybı değerleri ise sırasıyla %15,59, %20,47 ve %5,04'dir. İlk endotermik pik değeri dehidroksilasyon ile ilişkili iken, ikinci ve üçüncü pikler alünite bağlı sülfürün uzaklaşmasının bir sonucudur (Ece ve Schroeder, 2007; Worden ve Burley, 2009).



Şekil 4. 14. a) Bursa-Mustafakemalpaşa silisli kaolinit (MKG-31) örneğine ait DTA-TG eğrisi b) Bursa-Mustafakemalpaşa alünitli kaolinit (MKP-45) örneğine ait DTA-TG eğrisi.

4.8. Kızılötesi (IR) Spektroskopisi Analizleri

Kaolen örneği için; 3704, 3652, 3622 cm^{-1} değerlerinde keskin görünüm sunan bantların varlığı, kaolinitin iyi kristallenmiş olduğunu göstermektedir (Farmer ve Palmieri, 1975; Bobos vd., 2001; Njoya vd., 2006) (Şekil 4.15). Bu bantlar, hidroksil gruplarının gerilme titreşimi ve hidrojenin alüminyum ile silisyuma bağlanmasının bir göstergesi olarak yorumlanır (Farmer ve Palmieri, 1975; Van der Marel ve Beutelspacher, 1976). 1118, 1091, 1035, 1003 cm^{-1} 'deki pikleri muhtemelen iyi kristalin kaolinitlerdeki Si–O gerilme titreşimlerine bağlı değerlerdir (Farmer ve Russel, 1964; Bobos vd., 2001). 967, 936 ve 913 cm^{-1} değerlerinin sunduğu keskin bantlar Al–OH–Al ile, 795 ve 753 cm^{-1} keskin bantları ise Ti–O ve Al–OH–Si ile ilişkilidir (Njoya vd.,2006). 542, 471 ve 431 cm^{-1} bantları ise Si–O–Si ve Al–O–Si bağları ile ilişkilidir (Bobos vd., 2001). Alünit örneği ise 3487, 682, 626, 598 cm^{-1} absorpsiyon bant değerleri ile karakteristiktir (Şekil 4.15).



Şekil 4. 15. a)Mustafakemalpaşa silisli Kaolinit örneğini (MKG-31) temsil eden FT-IR spektrumu, b) Mustafakemalpaşa alünitli Kaolinit örneğini (MKP-45) temsil eden FT-IR spektrumu.

4.9. Jeokimyasal Analizler

Kayaç bileşimlerinin tanımlanması, iz element ve NTE konsantrasyon farklılıklarının ortaya konularak ortamsal yorumlamalar yapılmasına yardımcı olan jeokimyasal analizler majör oksit, iz element ve NTE analizlerini kapsamaktadır.

Majör oksitlere göre kayaç içerisinde düşük miktarlarda (>% 0,01) gözlenen iz elementler, kimi zaman ise yüksek konsantrasyonlar oluşturabilmektedir. Bu yüksek konsantrasyonlar, yer küre ve yer kabuğunu oluşturan kayaçların petrojenezine yönelik aydınlatmalarda kullanılıyor olmakla birlikte cevher oluşumlarının takibinde de önemli bir göreve sahiptir. Nadir Toprak Elementleri (NTE), alterasyon ortamlarına bağlı farklı mobilizasyon desenleri sunmalarından hareketle yine jeokimya çalışmaları içerisinde önemli bir yere sahiptir.

Mustafakemalpaşa kaolen ocağından derlenen numunelerin jeokimyasal karakterlerinin belirlenebilmesi amacıyla majör oksit, iz element ve nadir toprak elementi analizleri yapılmıştır.

Bu analizlerden elde edilen veriler jeoistatistiksel yöntemler kullanılarak değerlendirilmiş ve bölgede gerçekleşen hidrotermal alterasyonun kökensele ilişkilerine yönelik yorumlamalar yapılmıştır.

4.9.1. Majör Oksitler

XRD ile varlığı ortaya konulan alünit ve kaolen örnekleri üzerinden ayrıca majör oksit, iz element ve nadir toprak element analizleri yaptırılmıştır. Bu analiz sonuçları örnekler arasında genel anlamda büyük farklılıklar sunmamaktadır. K_2O değerleri %0,10–5,52 aralığında yer almaktadır. Örneklerde genel anlamda düşük K_2O içeriğinin gözlenmesi, alterasyon derecesinin yüksek oluşunu ifade etmektedir. Alünit ile ilişkili olarak görece yüksek K_2O içeriğine sahip örnekler, biyotitlerin yıkanmasının bir sonucu olarak açığa çıkan K'un alünitleri oluşturmasının ifadesidir ve bu örnekler görece yüksek ateş kaybına sahiptir.

Kaolen yatağı içerisindeki kaolinit birimlerinde; Al_2O_3 (%26,5–36,45), SiO_2 (%44,43–61,10), Fe_2O_3 (%0,1–0,48), K_2O (%0,10–0,60), SO_3 (%0,30–1,00) ve A.K. (%9,71–14,90) değerleri arasında değişmektedir (Çizelge 4.2).

Kaolinit+Alünit Alünit+Kaolinit birimlerinde; Al_2O_3 (%17,60–38,56), SiO_2 (%37,33–58,10), Fe_2O_3 (%0,09–0,57), K_2O (%0,70–5,52), SO_3 (%4,10–11,00) ve A.K. (%13.45–26.30) değerleri arasında değişmektedir (Çizelge 4.2).

Fe-oksit sıvımalı kıltaşı birimlerinde; Al_2O_3 (%20.60–28.60), SiO_2 (%31.30–55.80), Fe_2O_3 (%4,20–13,00), K_2O (%0,10–2,06) ve A.K. (%9,95–30,75) değerleri arasında değişmektedir (Çizelge 4.2).

Silikalı birimlerinde ise Al_2O_3 (%25,30), SiO_2 (%88,90), Fe_2O_3 (%0,40), K_2O (%0,30), SO_3 (%0,60) ve A.K. (%2,85) değerleri arasında değişmektedir (Çizelge 4.2).

Kimyasal alterasyon katsayısı (CIA) ve ateş kaybının yüksekliği (%26,3'e varan) çalışma alanında yoğun bir alterasyon olduğunu göstermektedir (Çizelge 4.2). Al_2O_3 ve K_2O değerleri ile birlikte görülen yüksek SO_3 değerleri, kaolinit minerallerine eşlik eden alünit mineralinin varlığını desteklemektedir.

Al_2O_3 , Na_2O ve K_2O ile SiO_2 arasında negatif korelasyon gözlenmektedir (Şekil 4. 16). Al_2O_3 ile SO_3 arasında düşük negatif korelasyon, Na_2O ve K_2O ile SO_3 değerleri arasında ise pozitif korelasyon görülmektedir (Şekil 4. 17).

Al_2O_3 konsantrasyonu, asidik çözelti koşullarında yüksek değer sunmaktadırlar. Düşük pH'lı çözeltiler, öncelikle alünit çökeliminin oluşumunu sağlar, sonrasında ise alünit ve kuvarsın tepkimeye girmesi ile daha yüksek pH koşulları altında kaoliniti oluşturur (Inoue ve Utada, 1991c). S bakımından zengin hidrotermal çözeltiler kırıklar boyunca ilerleyerek daha düşük sıcaklıklarda (100 C°) ve pH<3 koşulları altında, kaolinitin düşük sıcaklık formu olan halloysit mineralinin oluşumuna ortam sağlar (Velde, 1995). Na, K ve Ca açık sistemin bir sonucu olarak ortamdan uzaklaştırılmıştır.

Çizelge 4. 2. Altire örneklerinin majör oksit (% ağı.) analiz sonuçları.

Majör oksit (% ağı.)	Kaolinit													Kaolinit+alümit -Alümit+kaolinit	
	ESN-1	ESN-16	MKG-30	MKG-33	MKG-37	MKG-40	MKG-41	MKG-43	MKG-50	MKP-12	MKP-50	Avg.	ESN-17	ESN-17	
SiO ₂	57,17	59,14	61,1	53	44,43	55,1	60,26	54,9	53,6	52,6	54,69	54,69	37,33		
Al ₂ O ₃	29,49	27,93	27,5	31,7	36,45	30,1	26,28	31,8	33,5	26,5	30,47	30,47	38,56		
ΣFe ₂ O ₃	0,13	0,18	0,48	0,07	0,28	1,31	0,24	0,2	0,4	0,1	0,36	0,36	0,57		
MgO	0,04	0,1	0,1	0,1	0,01	0,1	0,06	0,1	0,1	0,1	0,08	0,08	0,01		
CaO	0,11	0,17	0,22	0,26	0,12	0,24	0,28	0,1	0,2	0,1	0,18	0,18	0,14		
Na ₂ O	0,03	0,03	0,1	0,1	0,08	0,1	0,09	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,17		
K ₂ O	0,2	0,6	0,14	0,1	0,24	0,11	0,12	0,2	0,1	0,6	0,22	0,22	1,29		
TiO ₂	0,47	0,2	0,4	1,57	2,15	0,57	0,77	0,3	0,3	0,9	0,69	0,69	0,48		
P ₂ O ₅	0,4	0,46	0,15	0,48	0,35	0,22	0,3	0,4	0,3	0,2	0,32	0,32	0,57		
MnO	0,01	0,01	0,1	0,1	0,01	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,08	0,08	0,01		
Cr ₂ O ₃	0,041	0,04	0,005	0,016	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,026		
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	1	0,7	0,3	-	-	-		
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	0,02	-	-	-		
TOT/C	0,02	0,02	-	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	0,02		
TOT/S	0,19	0,14	-	-	0,54	-	-	-	-	-	-	-	212		
A.K.	11,5	10,6	9,71	12,51	14,9	12,04	11,49	10,55	12,1	13,8	12	12	19,9		
Total	99,54	99,41	-	-	99	-	-	98,77	86,54	-	-	-	99,44		
CIA	98,86	97,22	98,39	98,57	98,81	98,53	98,17	98,76	98,74	96,36	98,39	98,39	96,02		

Çizelge 4. 2. Altire örneklerinin majör oksit (% ağı.) analiz sonuçları. (devam)

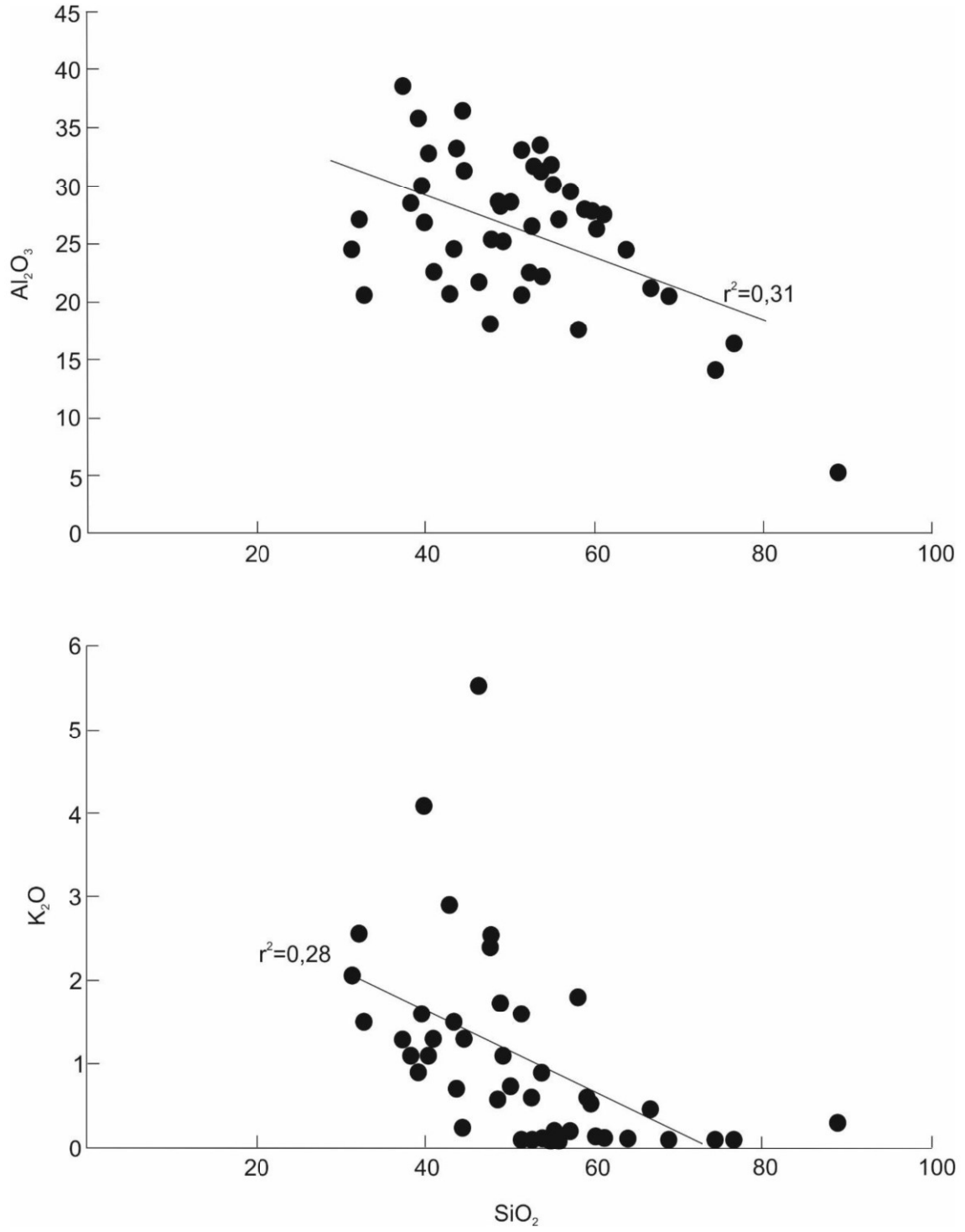
Majör oksit (% ağı.)	Kaolinit+alümit –Alümit+kaolinit												
	MKG-8	MKG-11	MKG-22	MKG-24	MKG-39	MKG-46	MKP-3	MKP-10	MKP-18	MKP-19	MKP-32		
SiO ₂	47,82	39,88	46,36	48,91	43,71	44,6	41	40,4	42,9	51,4	39,20		
Al ₂ O ₃	25,32	26,87	21,7	28,21	33,22	31,3	22,6	32,8	20,7	20,6	35,80		
ΣFe ₂ O ₃	0,13	0,09	0,3	0,19	0,47	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,10		
MgO	0,02	0,01	0,01	0,05	0,23	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,10		
CaO	0,11	0,05	0,08	0,07	0,62	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,10		
Na ₂ O	0,64	0,65	0,19	0,05	0,5	0,1	1,1	0,2	0,1	0,4	0,10		
K ₂ O	2,54	4,09	5,52	1,73	0,7	1,3	1,3	1,1	2,9	1,6	0,90		
TiO ₂	1,09	1,31	1,38	2,1	0,35	0,3	0,3	0,5	1,1	0,4	0,10		
P ₂ O ₅	0,44	0,26	0,26	0,37	0,39	0,2	0,2	0,3	0,4	0,3	0,70		
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,10		
Cr ₂ O ₃	0,025	0,023	0,051	0,052	0,034	0,006	0,02	0,03	0,05	0,02	0,07		
SO ₃	-	-	-	-	-	4,8	11	5,3	10,9	8,5	4,10		
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	0,02	0,03	0,04	0,04	0,06		
TOT/C	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	-	-	-	-	-	-		
TOT/S	4,58	6,43	7,29	2,36	1,05	-	-	-	-	-	-		
A.K.	21,3	26,3	23,8	16,9	19,2	16,7	21,75	18,2	20,4	16,1	17,95		
Total	99,61	99,69	99,77	99,48	99,52	94,72	88,49	93,96	88,89	91,16	97,02		
CIA	88,5	84,87	78,94	93,85	94,81	95,43	90,04	95,91	86,97	90,75	-		

Çizelge 4.2. Altère örneklerinin majör oksit (% ağı.) analiz sonuçları (devam)

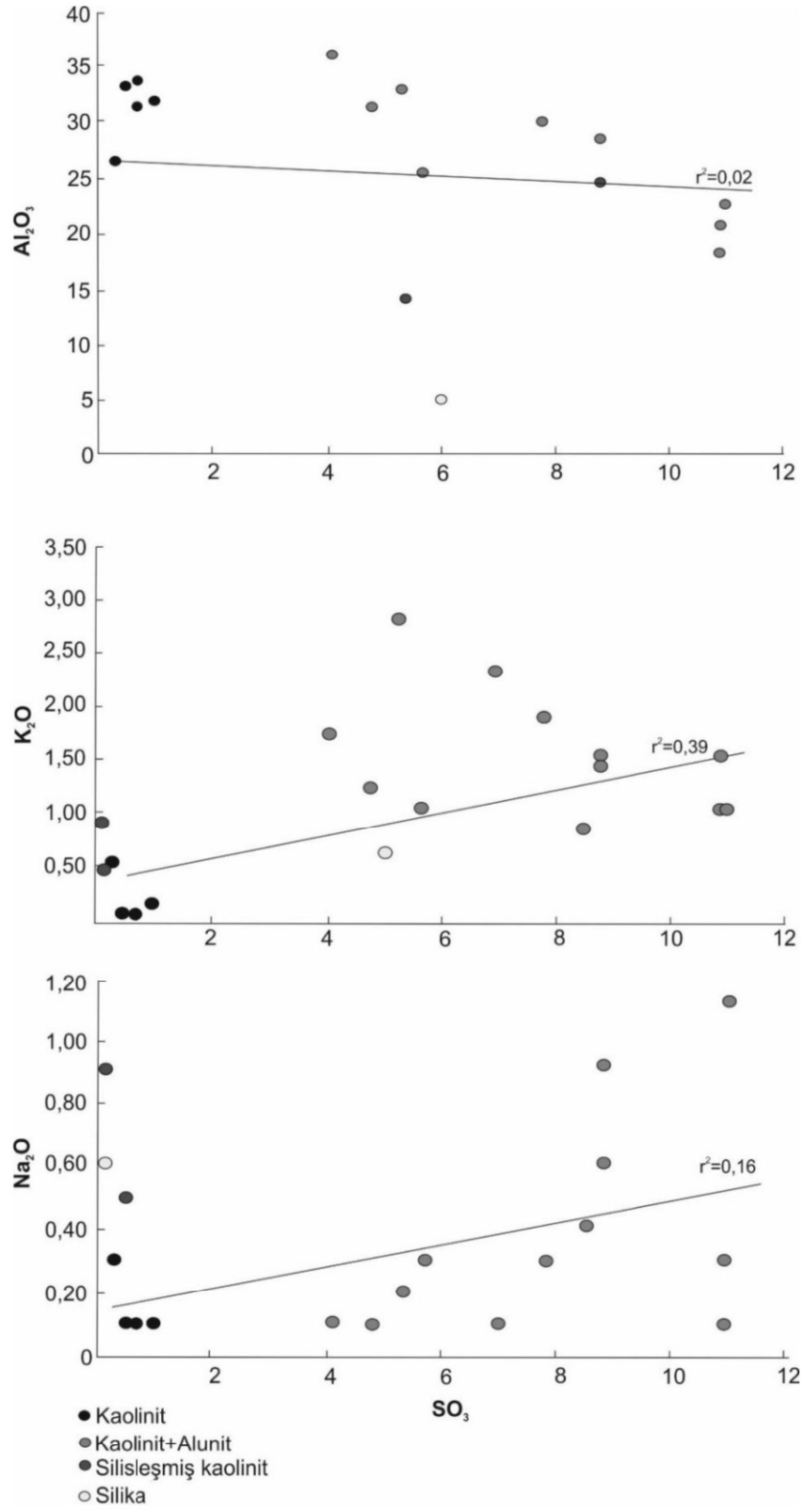
Majör oksit (% ağı.)	Kaolinit+alümit –Alümit+kaolinit										Fe-oksitçe zengin kaolinit				
	MKP-33	MKP-40	MKP-42	MKP-43	MKP-46	MKP-49	Avg.	MKG-10	MKG-21	MKG-35	MKP-11				
SiO ₂	58,1	47,7	49,2	38,3	43,4	39,6	44,67	31,3	32,8	48,6	55,8				
Al ₂ O ₃	17,6	18,1	25,2	28,5	24,5	30	26,4	24,5	20,6	28,6	27,1				
ΣFe ₂ O ₃	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,18	7,47	13	5,99	4,2				
MgO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,08	0,1	0,1	0,1	0,1				
CaO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,13	2,54	0,25	0,32	0,1				
Na ₂ O	0,1	0,3	0,3	0,9	0,6	0,3	0,38	0,34	0,31	0,1	0,1				
K ₂ O	1,8	2,4	1,1	1,1	1,5	1,6	1,96	2,06	1,5	0,58	0,1				
TiO ₂	1	0,8	0,4	0,3	0,3	0,5	0,72	1,33	0,42	0,82	1,4				
P ₂ O ₅	0,2	0,1	0,4	0,3	0,3	0,2	0,33	0,23	0,16	0,22	0,2				
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,07	0,1	0,1	0,1	0,1				
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,011	0,021	0,02				
SO ₃	7	10,9	5,7	8,8	8,8	7,8	-	-	-	-	-				
V ₂ O ₅	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	-	-	-	-	0,04				
TOT/C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
TOT/S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
A.K.	13,45	19,7	16,45	21,2	19,7	19,6	19,44	30,02	30,75	14,55	9,95				
CIA	89,8	86,6	94,38	93,14	91,76	93,75	92,35	83,22	90,91	96,62	98,91				

Çizelge 4.2. Altere örneklerinin majör oksit (% ağı.) analiz sonuçları (devam)

Majör oksit (% ağı.)	Fe-oksitçe zengin kaolinit		Silisleşmiş kaolinit				Silika		Tüf		
	Ort.	ESN-2	MKG-18	MKG-31	MKP-15	MKP-48	Ort.	MKP-17	A1	A2	Ort.
SiO ₂	42,13	66,65	76,6	63,73	68,8	74,4	70,04	88,9	73,15	72,92	73,04
Al ₂ O ₃	25,2	21,17	16,4	24,48	20,5	14,1	19,33	5,3	13,21	13,84	13,53
ΣFe ₂ O ₃	7,67	1,2	0,06	0,05	0,1	0,2	0,32	0,4	2,21	2,03	2,12
MgO	0,1	0,08	0,1	0,01	0,1	0,1	0,08	0,1	0,50	0,56	0,53
CaO	0,8	0,23	0,18	0,07	0,1	0,1	0,14	0,1	1,53	1,89	1,71
Na ₂ O	0,21	0,1	0,1	0,02	0,1	0,9	0,24	0,1	3,04	3,38	3,21
K ₂ O	1,06	0,46	0,1	0,02	0,1	0,1	0,16	0,3	4,38	4,26	4,32
TiO ₂	0,99	0,45	1,14	1,64	0,2	0,9	0,87	1,2	0,32	0,33	0,33
P ₂ O ₅	0,2	0,36	0,1	0,17	0,2	0,2	0,21	0,1	0,11	0,13	0,12
MnO	0,1	0,1	0,1	0,01	0,1	0,1	0,08	0,1	0,04	0,03	0,04
Cr ₂ O ₃	0,02	0,013	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,003	0,003	0,003
SO ₃	-	-	-	-	0,9	0,5	-	0,6	-	-	-
V ₂ O ₅	0,04	-	-	-	0,01	0,02	0,02	0,01	-	-	-
TOT/C	-	-	-	0,02	-	-	-	-	<0,02	<0,02	0,02
TOT/S	-	-	-	0,19	-	-	-	-	<0,02	<0,02	0,02
A.K.	21,32	9,19	5,11	8,8	8	6,9	7,6	2,85	1,3	0,4	0,85
Total	-	-	-	99,85	98,13	97,94	98,64	99,4	99,80	99,77	99,79
CIA	92,41	96,4	97,74	99,55	98,56	92,76	96,96	91,38	-	-	-



Şekil 4. 16. SiO_2 'ye karşı Al_2O_3 , K_2O korelasyon grafikleri.



Şekil 4. 17. SO_3 'ye karşı Al_2O_3 , K_2O , Na_2O korelasyon grafikleri.

İdeal bir kaolinit formülü $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$ olarak kabul edilmektedir (Clauer ve Chaudhuri, 1995). Weaver (1989), ideal kaolinit için majör oksit değerlerini %46,54 SiO_2 , %39,50 Al_2O_3 ve %13,96 H_2O olarak belirtmiştir.

Çalışma sahasında yer alan riyolitik karakterli volkanikler içerisindeki sanidin, amfibol, biyotit ve volkanik camın alterasyonuna bağlı olarak artan $Al \pm Fe/Si$ oranı, asidik koşullar altında kaolinit oluşumunu sağlamıştır (Nagasawa, 1978; Onoue, 1995; Kadir ve Karakaş, 2002; Kadir vd., 2008). Kaolen sahası içerisinde merkezden dışa doğru; kaolinit, alünit+kaolinit, simektit±illit şeklinde bir mineral dağılımı gözlenmekte olup, kaolinit ve alünit mineralleri ile birlikte görülen ve kaolinitli kiltaşlarını dike yakın damarlar halinde kesen Fe-oksit ve silis fazları, çoklu bir hidrotermal alterasyon sürecini işaret etmektedir. Keza, görece daha taze kayaçtan yoğun altere kayaca gittikçe artan ateş kaybı değeri (%20'lere varan değerler) alterasyon derecelerindeki farklılığı ortaya koymaktadır.

Kaolinit sahasından derlenen örneklerin bazıları ideal kaolinit değerlerine yakın, bazıları ise özellikle SiO_2 açısından yüksek değerler sunmaktadır. Hidrotermal sıvılardan itibaren kaolinit oluşumundan arta kalan Si, ocağın dış kesimlerine doğru düşük sıcaklık ve basınçlı nötr şartlarda kaolen oluşumları içerisinde kuvars ve opal-CT içerikli silis zenginleşmesine imkan vermiştir (Herdianita vd., 2000; Erhenberg, 1991; Meunier ve Velde, 2004; Ece vd., 2013).

Majör oksitlerden MgO , CaO , Fe_2O_3 ve MnO değerleri bazı örnekler dışında ideal kaolinit oluşumu ile uyumlu olarak düşük değerlere sahip olup, bazı örnekler dışında önemli bir farklılık sunmamaktadır. Dış kesimlere doğru ise; zenginleşen Mg, Si, Na ve Ca, bazik ortam koşullarında simektit oluşumunu sağlamıştır (Berner ve Berner, 1996). Fe_2O_3 içeren örneklere bakıldığında, bu örneklerin mineral bileşimi göz önünde bulundurulduğunda önemli bir demir içeriği sunmamakta olup, hidrotermal çözelti ile ana kaya arasındaki reaksiyonun bir sonucu olarak düşük pH koşullarında artan kaolinleşmeye paralel bir artış sunmaktadır. Fe iyonlarının kaolinitte tutunması ve sonraki süreçlerde artan pH koşullarında Fe-oksit minerallerinin oluşması bazı örneklerdeki yüksek demir içeriğine imkan vermiştir. Özellikle, kil ve diğer alüminyum silikat minerallerinin asit bozunması, alüminyum ve

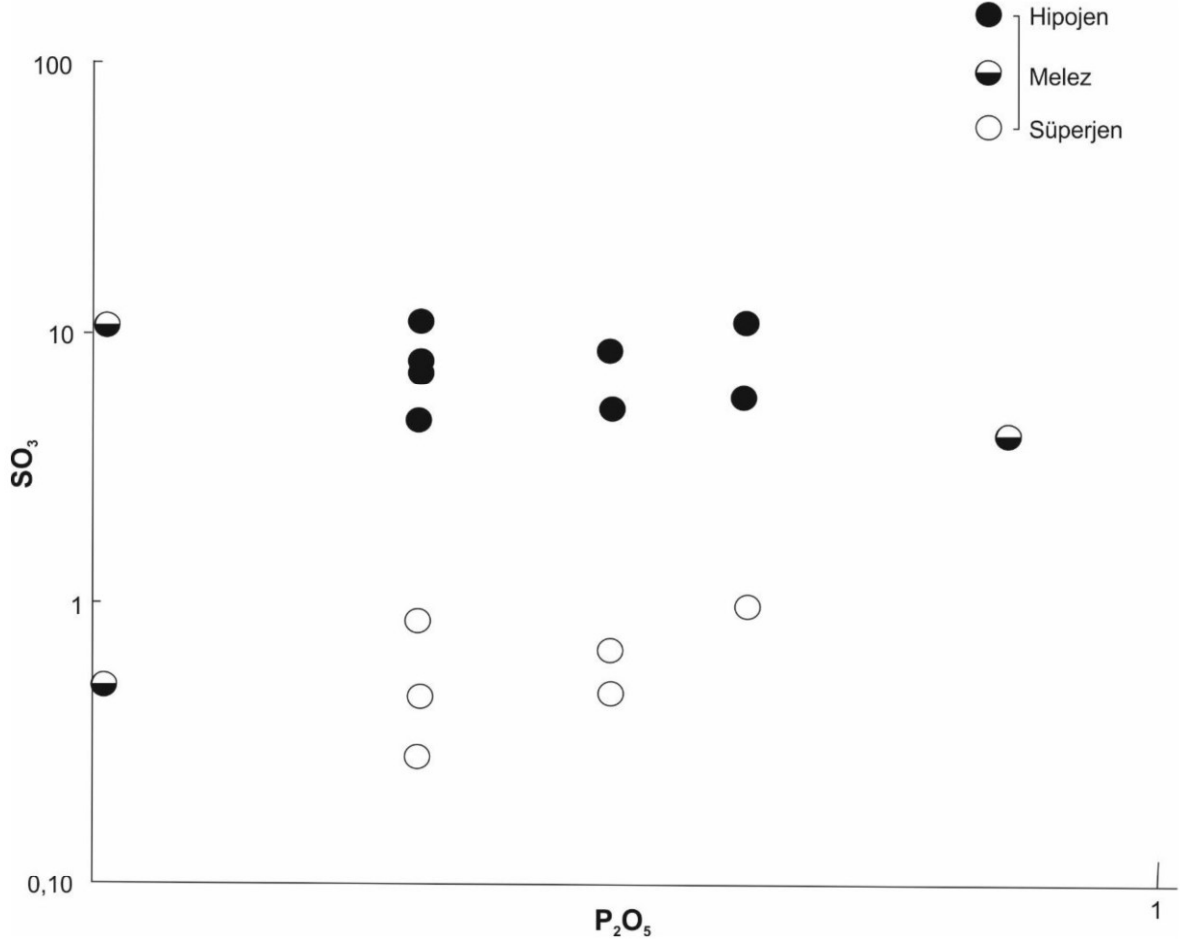
potasyumun alüiniti oluşturacak şekilde mobilize olmasına ve Fe-oksit minerallerinin oluşmasına imkan vermiştir (Sass, 1965; Hemley vd., 1969; Nordstram, 1982; Mann, 1983, von Breemen, 1973; D.T.Long vd., 1991). K₂O değerleri bazı örnekler dışında büyük farklılıklar sunmamakta, bazı örneklerde ise yüksek içerik sunmaktadır. Ortamda bulunan H₂SO₄, alüinit oluşumuna imkan vermiş ve örneklerdeki SO₃ ve K₂O değerlerinin bu örnekler için artmasına neden olmuştur. Alüinit oluşumu esnasında gerekli olan potasyum ise, biyotit ve sanidin minerallerinin dekompozisyonundan sağlanmıştır. Fe-oksit minerallerinin varlığı yanısıra, genel anlamdaki düşük demir içeriği, asidik karakterli gözenekli tüflerin “açık sistem” özelliğinin bir sonucudur. Potasyum içeriğinin yüksek olarak gözlendiği kaolinit±alüinit alüinit±kaolinit örneklerine ait görece yüksek ateş kaybının varlığı, kaolinitten ziyade alüinit minerali içermeleri ile ilişkilidir.

Kaolin sahasında oluşmuş olan alüinit içerisinde gelişen yüksek Na ve K içeriği, “ileri arjilik alterasyon” ürünlerini temsil etmektedir (Meyer ve Hemley, 1967). Na’un azalırken K değerlerinin artması, hidrotermal sistemdeki sıcaklık azalmasının ifadesidir (Stoffregen ve Cygon, 1990; Stoffregen vd., 2000). Al₂O₃ ile K₂O değerlerinin bazı örnekler için yüksek, bazı örnekler için ise düşük değerler sundukları görülmektedir. Al₂O₃ değerlerinin SO₃’e karşı gösterdiği kısmi düşük korelasyon, kaolinit ve alunit mineral oluşumunu sağlayan alterasyon koşullarında, açık bir sistemin sonucu olarak Al’un yıkanması ve silisin ortamda zenginleşmesini ifade etmektedir.

Ti, tüm alterasyon ürün türleri için kısmen aynı değer aralığı içerisinde yer almakla birlikte, mobil bir karakter sunmaktadır. Zr, atmosferik koşullar altında immobil, hidrotermal koşullar altında ise mobil karakter sunmaktadır (Tasanloo vd., 2017). Zr’un artışı ile MgO, Fe₂O₃ ve CaO değerleri herhangi bir ilişki sunmamaktadır.

Zr’un mobil karakteri ve K₂O değerlerinin yüksekliği alüinit oluşumuna imkan veren hidrotermal oluşum koşullarını ifade etmektedir. Ortamdaki Na’un eşlik ettiği koşullarda natroalüinit oluşumları meydana gelmiştir. Alüinitin kaolinite göre baskın olduğu MKG-22, MKP-18, MKP-19, MKP-40, MKP-45 ve MKP-49 örnekleri ileri arjilik alterasyonu temsil etmektedir (Stoffregen ve Alpers, 1987).

Alünit oluşumu için gerekli olan SO_4^{2-} , meteorik etkinin varlığı durumunda PO_3^{-4} ile yer değiştirerek P'ca zengin süperjen alünit oluşumunu meydana getirmiştir. Kaolinit+alünit+silis birlikteliği olan mineralizasyona eşlik eden görece yüksek NTE yüksek sıcaklık (hipojen) ortamı temsil ederken, P'ca zengin, ancak düşük SO_3 değerleri bu hipojen koşulları baskılayan düşük sıcaklık (süperjen) ortamını ifade etmektedir (Şekil 4. 18).

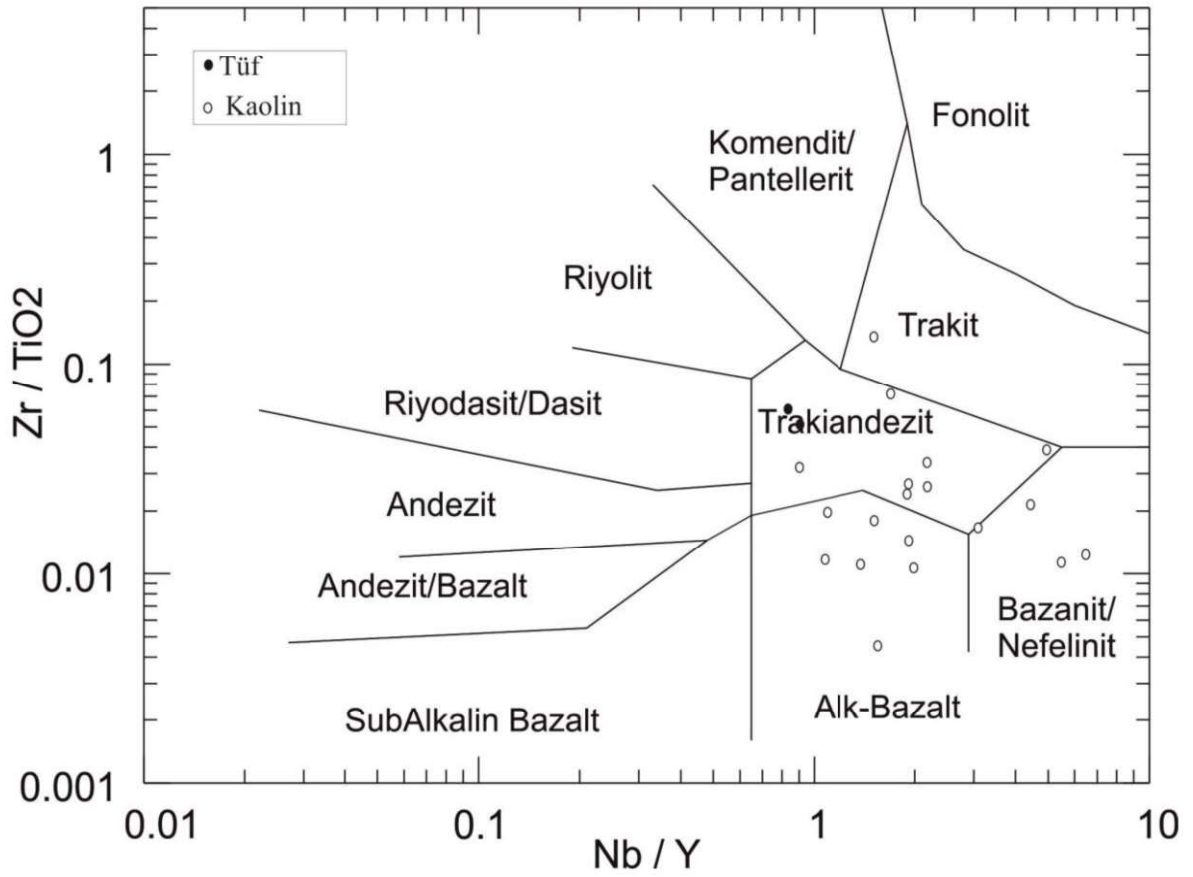


Şekil 4. 18. SO_3 'ün P_2O_5 'e karşı değişim grafiği.

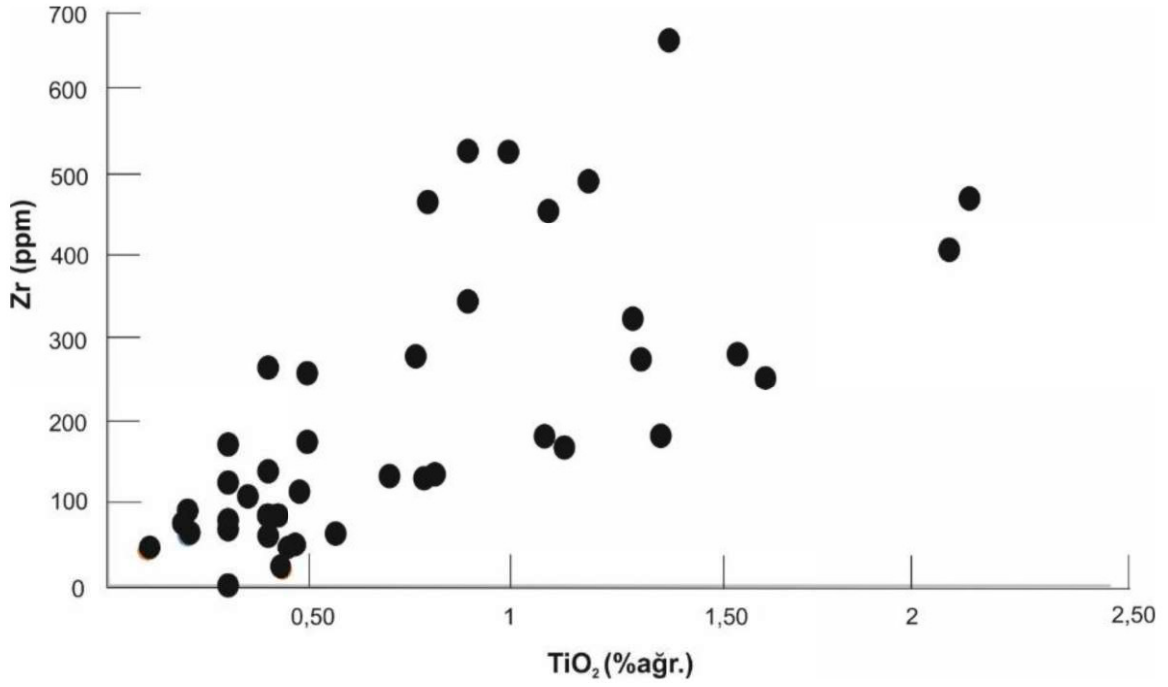
Duraylılık farklarından yararlanılarak, anakayadan itibaren kaolinitleşme esnasındaki ortamsal değerlendirme yapmak üzere $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ grafiği çizilmiştir (Winchester ve Floyd, 1977) (Şekil 4. 19).

Arazi gözlemleri ve litolojik tanımlamalara göre riyolitik karakterdeki altere tüf örnekleri $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ (Winchester ve Floyd, 1977) grafiğinde yerine konulduğunda

alkali bazalt, trakit, traki andezit alanlarına düşmektedir. Y ve Nb değerlerinin ana kayaya göre belirgin bir farklılık sunmadığı, Zr'un ve Ti'un ise mobil karakter sunduğu bilinmektedir (Çizelge 4.2, Çizelge 4.3, Şekil 4.24). Zr – TiO₂ ve Zr/TiO₂ – Nb/Y grafikleri birlikte değerlendirildiğinde, riyolit-riyodasit bileşime sahip ana kayadan itibaren birincil olarak gelişen hidrotermal etki altında Ti artışı, sonrasında gelişen meteorik koşulların etkisi ile ise Zr artışının ifadesi olan bu durum, yoğun alterasyona bağlı killeşmenin bir sonucudur. (Şekil 4.20). Zr'un genel olarak sunduğu mobil karakter, ortamda hidrotermal etki altında gelişen kaolinit+alünit+silis birlikteliğini meydana getirmiştir.



Şekil 4. 19. Zr/TiO₂ – Nb/Y değişim grafiği (Winchester and Floyd, 1977).



Şekil 4. 20. TiO₂-Zr Korelasyon grafiği. TiO₂ (% ağırlık)

4.9.2. İz Element İçerikleri

Çalışma alanından derlenen örnekler içerisinde Ba, Sr ve Y hariç diğer iz elementler için önemli bir değişim gözlenmemektedir.

Kaolinit örnekleri için Ba değerleri 71,00-6356,00 ppm, Sr değerleri 146,00-2767,70 ppm, Y değerleri ise 0,50-18,60 ppm aralığındadır.

Kaolinit±Alünit örnekleri için Ba değerleri 22,00-3105,00 ppm, Sr değerleri 67,00-3869,00 ppm, Y değerleri ise 0,20-10,40 ppm aralığındadır.

Fe-oksitçe zengin Kaolinit örnekleri için Ba değerleri 42,00-1068,00 ppm, Sr değerleri 24,00-1327,20 ppm, Y değerleri ise 2,80-10,38 ppm aralığındadır.

Silika örneği için ise Ba değerleri 121,00-7407,00 ppm, Sr değerleri 80,40-1510,50 ppm, Y değerleri ise 0,20-13,80 ppm aralığındadır.

Kil mineralleri içerisindeki iz elementlerin konsantrasyonu ve fraksiyonlanma durumu ana kayalık kimyasına bağlıdır. Sonraki aşamada ise hidrotermal çözeltiler etkisi altında alterasyona uğrayarak, hidrotermal çözeltilerin kimyasına bağlı değişimler gösterebilmektedir. Kil minerallerinin bozunma süreci sonrası oluşmuş olabileceği de bilinmektedir. Alterasyon oluşum ortamı yorumlamalarında kullanılan birçok abak çalışması bulunmaktadır. $Ti+Fe - Cr+Nb$, $Ba+Sr - Ce+Y+La$ ve $Ce+Y+La/Ba+Sr/Pb$ bunlardan bir kaçıdır.

Kayalık içerisinde genellikle küçük miktarlarda (>% 0.01) bulunan ve ppm olarak ifade edilen iz elementler, bazen oluşturdukları yüksek konsantrasyonlarla önemli bilgilere ulaşmaya klavuzluk ederler. Bunun başlıca nedenleri; konsantrasyon değişim miktarlarının son derece belirgin olması, iz element çeşitliliğinin çok fazla olması ve duyarlılığı yüksek element olmalarıdır. İz elementler, kayalık içerisindeki ana minerallerin içerisinde absorbe olarak bulunabildiği gibi, iyonik çapı kendine yakın bir elementin yerine geçerek o minerali oluşturan asli element olarak ta gözlenebilmektedir. Bu nedendir ki, çalışma alanına yönelik olarak, mineral oluşum ortamının yorumlanması (hipojen-süperjen oluşum, yüksek-düşük sıcaklık, hidrotermal-meteorik çözelti vb.) ve kil oluşum sürecinde etkili olan jeokimyasal süreçlerin aydınlatılmasında önemli bir yere sahiptir.

Çalışma sahası dikkate alındığında; üzerinde durulacak oluşumlar başlıca kaolin ve alünit olarak belirtilebilir. Kaolin oluşumu bozunma, hidrotermal alterasyon ya da her iki sürecin etkisi altında oluşabilmektedir. Alünit oluşumları ise, özellikle ortamda "S" içeriğinin bulunmasını gerektirmekte ve epitermal sistemlere bağlı cevherleşmeler açısından rehber olarak değerlendirilen arjilik alterasyonu işaret etmektedir. Bahsi geçen mineralleşmeler her ne kadar tek başlarına bir anlam ifade etmiyor olsa da, iz element analizlerinin değerlendirilmesi ile birlikte petrojenez açısından önemli oluşumlardır.

Ba ve Sr birbirinin yerine geçebilir ve hipojen oluşumları temsil ederken, Ce, Y ve La süperjen koşulları temsil etmektedir (Maksimovic ve Panto, 1983). Örnekler genel anlamda incelendiğinde iz elementler açısından tümü düşük değerler sunmaktadır. Detaylı bir bakışla ise; ESN-1, ESN-2, ESN-16, ESN-17, MKG-10, MKG- 11, MKG- 21, MKG- 22,

MKG- 24, MKG- 35, MKG- 39, MKG- 40 ve MKG- 41 örneklerinin diğer örneklere oranla yüksek miktarda Sr içerdiği, ESN-17, MKG- 8, MKG- 10, MKG- 11, MKG- 18, MKG- 21, MKG- 22, MKG- 24, MKG- 31, MKG- 33, MKG- 35, MKG- 37, MKG- 41 ve MKG- 43 örneklerine ait Ba içeriğinin de yüksek olduğu gözlenmiştir. Özellikle MKG-42 (Ba=364 ppm, Sr=215 ppm) ve MKG-43 (Ba=305 ppm, Sr=146 ppm) örneklerinde görüldüğü gibi görece yüksek Ba içerikleri K-feldispat ve alünit ile Sr içeriği ise plajiyoklaz ile ilişkilendirilebilir. Pb ise ana kayaya ait K-feldispatların bozunma ürünü olarak türemiştir (Dill vd., 1997). Sülfat-iyonlarının varlığına bağlı olarak artış gösteren stronsiyum ve baryum değerleri, bu örneklerin içerdiği Ba'un örnek içerisindeki varlıklarına eşlik eden yüksek SO₃ değerleri göz önünde bulundurulduğunda, birincil alterasyon ürünü olmasından ziyade hidrotermal çözelti ile birlikte geldiği ve alünit ile birlikte alterasyonunun hipojen bir oluşumu ifade ettiği söylenebilir. PO₄⁻³ varlığı, alünit için önemlidir. Örnekler içerisindeki yüksek Sr değeri, P₂O₃ (%0,7) değerleri ile ilişkilendirildiğinde, ortamda alünit oluşumuna imkan veren ve ileri arjilik alterasyon ile sonuçlanan bir hidrotermal alterasyona işaret etmektedir. Bazı örneklerdeki görece yüksek SO₃ içeriği de alünit oluşumu için uygunluk sunmaktadır.

Ce, Y ve La değerlerinin tüm örnekler içinde düşük olduğu, buna karşın Ba ve Sr içeriklerinin ise özellikle bazı örnekler açısından belirgin yükseklik sunması kaolinit/alünit oluşumlarının hipojen etkisi altındaki oluşumlar olduğunu desteklemektedir.

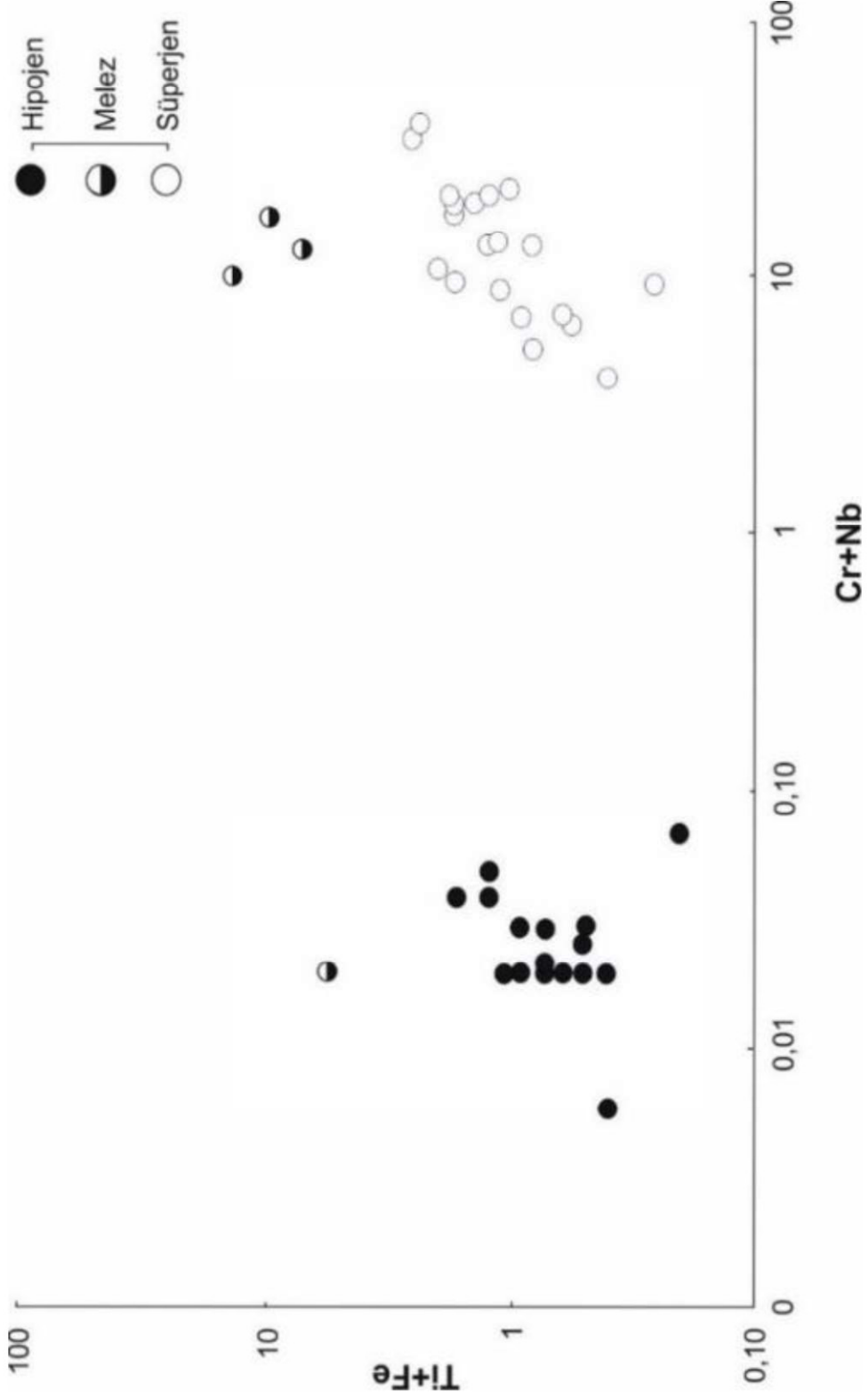
Kaolinit örneklerinde görülen yüksek Ba, Sr, ve Zr değerlerine karşılık Cr, Nb, Ti, Ce, Y ve La değerlerinin genellikle düşük olması Mustafakemalpaşa kaolin yatağının hipojen kökenli olduğunu desteklemektedir (Kadir ve Erkoyun, 2012).

Rb açısından bakıldığında ESN-16, MKG-10 ve MKG-11 örneklerinin daha yüksek değerler sunduğu görülmekle birlikte genel anlamda düşük değerler sunmaktadır. Bu durum da ileri derecede alterasyonu işaret etmektedir.

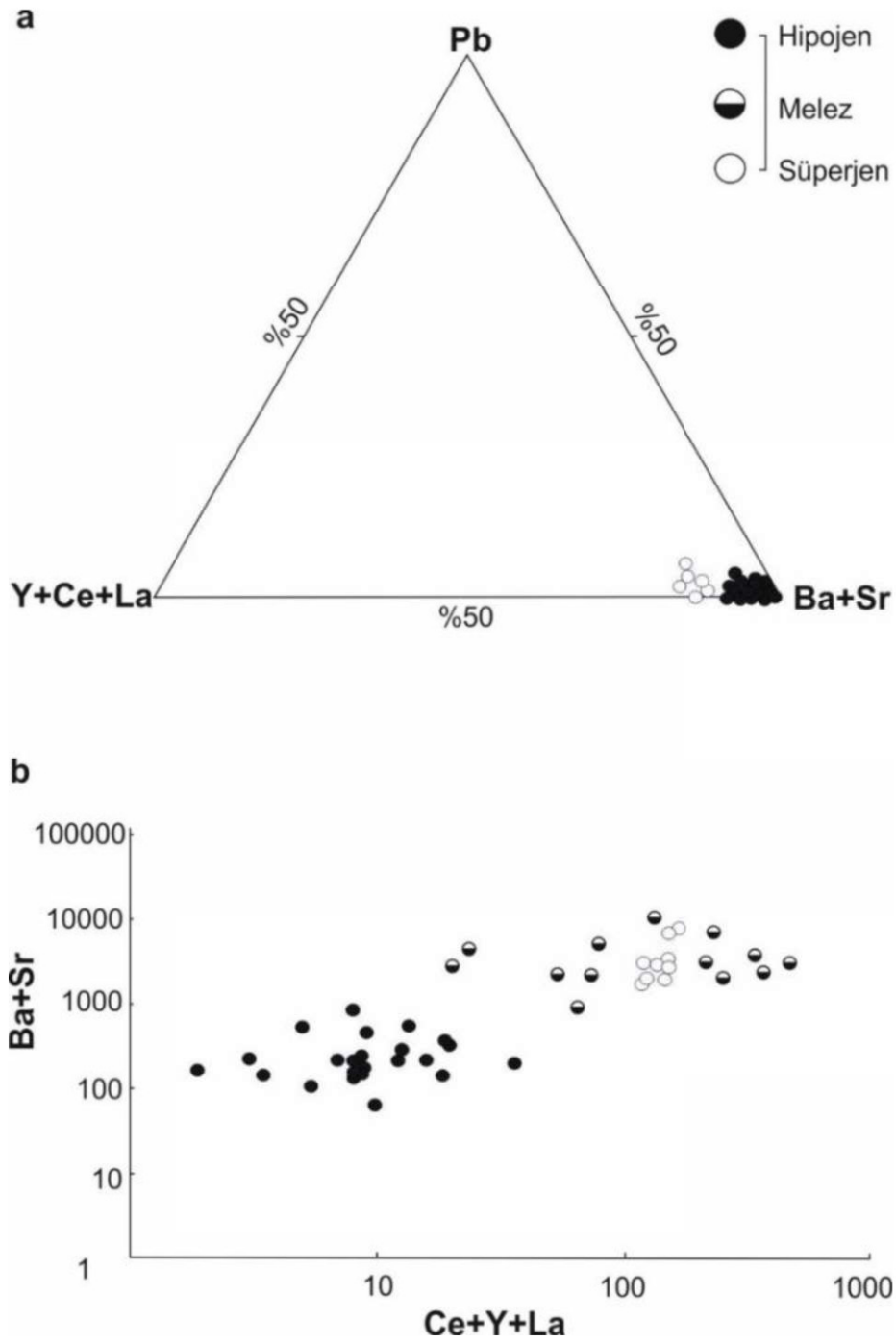
Çalışma alanındaki riyolitik tüflerde gözlenen alterasyonun kökenine yönelik yapılan analiz sonuçları; Ti+Fe – Cr+Nb, Ba+Sr – Ce+Y+La ve Ce+Y+La/Ba+Sr/Pb üçgen diyagramı kullanılarak yorumlanmıştır (Şekil 4.21 – 4.22).

Ti+Fe – Cr+Nb grafiği ortamsal yorumlamada kullanılan grafiklerden biridir (Dill vd., 1997). Ti+Fe – Cr+Nb grafiğinde; Ti+Fe değerlerinin dar ve düşük değer aralığında olmasına karşın, Cr+Nb değerleri iki farklı kümelenme göstermektedir. Cr+Nb değerlerinin düşük olduğu yoğunlaşmalar hipojen koşulların etkin olduğu, bu değerlerin yüksek olduğu yoğunlaşmalar ise süperjen etkinin olduğu alanları ifade etmektedir (Şekil 4. 21).

Ba ve Sr hipojen koşullarda, Ce, Y ve La ise süperjen koşullarda zenginleşmektedirler (Maksimovic ve Panto, 1983). Şekil 4.22a, alterasyon ürünü olarak kaolinit minerallerinin hipojen ve/veya süperjen etki altında oluşumunun yorumlanmasına yönelik yöntemlerden biri olan P - Ba+Sr (ppm) - Ce+Y+La (ppm) grafiğini göstermektedir. Bu grafiğe göre, örneklerin üçgen diyagramının Ba+Sr köşesinde yoğunlaştığı net olarak görülmektedir. Bu durum, hipojen ortamı temsil eden alterasyon koşullarının varlığını işaret etmektedir. Bkz. Şekil 4.22b'de ise, kümelenmeler yine hipojen ortamı temsil etmekte, bununla birlikte Ce+Y+La değerlerindeki artışa bağlı olarak süperjen etkinin de varlığını ifade etmektedir (Dill, 1997).



Şekil 4. 21. Ti+Fe – Cr-Nb değişim grafiği (Marfil vd., 2005; Dill vd., 1997; Tosanloo vd., 2017).



Şekil 4. 22. (a) Mustafakemalpaşa kaolinitlerinin Ce + Y + La / Ba + Sr / Pb üçgen diyagramı. (b) Ba+Sr – Ce+Y+La diyagramı (Maiza vd., 2005; Dill vd., 1997; Tosanloo vd., 2017).

Çizelge 4. 3. Altire örneklerinin iz element analiz sonuçları.

İz element (ppm)	Kaolinit											
	ESN-1	ESN-16	MKG-30	MKG-33	MKG-37	MKG-40	MKG-41	MKG-43	MKG-45	MKP-1	MKP-12	
Ni	20,00	27,00	16,50	6,48	20,00	3,93	8,94	9,00	5,00	5,00	5,00	
Sc	13,00	14,00	7,41	21,05	15,00	6,04	10,28	-	-	-	-	
Ba	365,00	285,00	234,22	1355,50	6356,00	212,41	418,69	305,00	81,00	71,00	93,00	
Be	1,00	1,00	1,80	0,46	1,00	0,68	1,21	5,00	5,00	5,00	5,00	
Co	0,40	0,80	0,39	0,25	0,40	0,14	0,39	5,00	5,00	5,00	5,00	
Cs	1,70	6,50	0,65	0,11	0,10	0,32	0,45	0,30	0,30	0,50	0,10	
Ga	34,40	49,90	15,91	42,88	28,60	36,85	27,15	22,30	8,90	7,70	1,20	
Hf	1,20	1,80	1,48	5,70	12,30	1,51	5,65	-	-	-	-	
Nb	7,10	3,90	7,18	18,21	35,00	10,63	22,29	-	-	-	-	
Rb	7,10	30,70	1,28	0,28	0,50	0,50	0,78	0,30	0,30	0,60	0,10	
Sn	1,00	1,00	12,70	12,70	4,00	12,70	12,70	5,00	5,00	5,00	5,00	
Sr	2528,80	2767,70	718,30	716,00	650,30	2006,80	2663,80	146,00	150,00	161,00	76,00	
Ta	0,50	0,30	0,72	1,52	3,00	1,01	1,66	-	-	0,70	0,40	
Th	20,80	23,40	14,34	38,19	42,30	10,58	33,67	2,00	2,00	2,00	2,00	
U	9,40	4,50	2,99	7,29	15,50	1,48	12,79	2,00	2,00	2,00	2,50	
V	249,00	284,00	77,41	286,57	130,00	260,87	185,37	32,00	77,00	25,00	10,00	
W	10,80	18,00	11,17	11,17	14,40	11,72	11,17	-	-	10,00	17,00	
Zr	47,10	60,80	61,32	281,93	471,50	63,86	279,71	-	-	87,30	75,90	
Y	5,10	4,30	2,35	16,59	18,60	1,67	4,53	0,50	0,70	1,20	0,20	

Çizelge 4.3. Altare örneklerinin iz element analiz sonuçları (devam)

İz element (ppm)	Kaolinit+alümit – Alümit+kaolinit										
	MKP-50	Ort.	ESN-17	MKG-8	MKG-11	MKG-22	MKG-24	MKG-39	MKG-46	MKP-3	MKP-10
Ni	5,00	10,99	29,00	20,00	20,00	20,00	27,00	22,00	5,00	5,00	5,00
Sc	-	-	16,00	16,00	25,00	18,00	11,00	5,00	-	-	-
Ba	31,00	817,32	3105,00	1319,00	1498,00	657,00	7912,00	724,00	39,00	34,00	61,00
Be	5,00	2,68	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	5,00	5,00	5,00
Co	5,00	2,31	1,20	0,30	0,20	0,30	0,90	0,60	5,00	5,00	5,00
Cs	0,10	0,93	0,10	0,50	0,40	0,20	0,30	0,50	0,30	0,30	0,50
Ga	4,10	23,32	28,10	36,20	38,90	22,60	45,30	46,30	4,00	2,70	7,50
Hf	-	-	2,90	5,10	8,40	4,40	12,60	3,10	-	-	-
Nb	-	-	8,90	13,50	19,70	19,80	40,50	5,20	-	-	-
Rb	0,10	3,55	1,70	15,70	42,40	1,30	0,70	0,60	0,20	0,50	0,60
Sn	5,00	6,82	1,00	3,00	4,00	1,00	4,00	1,00	5,00	5,00	5,00
Sr	111,00	1058,00	3869,60	1724,30	1426,00	1099,30	2955,80	3080,30	67,00	136,00	152,00
Ta	1,20	-	0,70	1,10	1,30	1,20	3,00	0,30	-	0,60	0,80
Th	2,00	16,11	38,10	100,50	38,60	14,10	18,30	25,10	2,00	2,00	2,00
U	2,00	5,37	5,40	11,80	8,50	5,10	11,40	2,30	2,00	2,00	2,00
V	17,00	136,19	191,00	341,00	240,00	263,00	389,00	249,00	9,00	14,00	27,00
W	10,00	-	60,50	4,50	6,30	1,90	27,10	2,20	-	10,00	10,00
Zr	528,90	-	114,60	182,00	325,20	182,10	411,50	109,00	-	171,80	259,10
Y	0,50	4,69	4,10	9,00	10,30	10,40	9,20	2,40	0,40	0,50	1,20

Çizelge 4.3. Altere örneklerinin iz element analiz sonuçları (devam)

İz element (ppm)	Kaolinit+alümit – Alümit+kaolinit														Fe-okisitçe zengin kaolinit		
	MKP-18	MKP-19	MKP-32	MKP-33	MKP-40	MKP-42	MKP-43	MKP-46	MKP-49	Ort.	MKG-10	MKG-21					
Ni	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	11,00	85,82	80,28					
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15,17	12,98	11,44					
Ba	72,00	22,00	167,00	71,00	150,00	101,00	69,00	162,00	25,00	899,33	1068,60	4222,40					
Be	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	3,67	1,84	2,07					
Co	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	3,53	1,14	11,93					
Cs	0,50	0,40	0,30	1,00	0,10	0,30	0,20	0,60	0,10	0,37	0,40	1,65					
Ga	5,40	11,70	5,80	3,30	2,30	8,50	2,70	4,80	6,50	15,70	63,13	29,95					
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,08	6,56	2,86					
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17,93	17,60	10,55					
Rb	0,40	1,80	0,20	1,30	0,30	0,50	0,40	0,70	0,30	3,87	10,80	6,91					
Sn	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	4,11	12,70	12,70					
Sr	207,00	180,00	381,00	74,00	82,00	277,00	133,00	196,00	120,00	897,79	1327,20	1161,50					
Ta	1,90	0,80	0,20	1,70	1,50	0,80	0,50	0,50	0,60	1,03	1,26	1,09					
Th	2,00	4,80	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,90	2,00	14,58	33,27	13,38					
U	2,00	3,80	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	3,96	17,33	10,32					
V	37,00	84,00	50,00	20,00	14,00	22,00	11,00	16,00	25,00	111,22	297,78	834,82					
W	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	12,50	11,17	220,51					
Zr	456,60	265,90	42,50	527,90	467,30	139,50	80,50	125,80	174,90	237,42	276,14	88,26					
Y	1,20	1,40	0,40	1,00	0,60	0,50	0,50	0,50	0,40	3,00	10,38	9,85					

Çizelge 4.3. Altare örneklerinin iz element analiz sonuçları (devam)

İz element (ppm)	Fe-oksite zengin kaolinit			Silişleşmiş kaolinit			Silitika			Tüf	Ort.	
	MKG-35	MKP-11	Ort.	ESN-2	MKG-18	MKG-31	MKP-15	MKP-48	MKP-17			A1
Ni	10,89	5,00	45,50	22,61	13,23	20,00	5,00	5,00	5,00	9,70	10,10	9,90
Sc	17,15	2,10	10,92	15,68	7,18	15,00	-	-	-	4,00	4,00	4,00
Ba	889,60	42,00	1555,70	476,99	2871,60	7407,00	693,00	121,00	463,00	1054,00	1225,00	1139,50
Be	0,61	5,00	2,38	1,12	0,69	1,00	5,00	5,00	5,00	6,00	6,00	6,00
Co	0,30	5,00	4,59	0,99	0,21	0,20	5,00	5,00	5,00	3,00	2,90	2,95
Cs	0,18	0,10	0,58	2,81	0,42	0,10	0,30	0,40	0,70	5,00	7,00	6,00
Ga	31,28	6,70	32,77	26,07	13,17	26,40	3,20	1,70	1,50	14,00	14,70	14,35
Hf	2,91	-	4,11	1,36	5,43	6,50	-	-	-	4,90	4,50	4,70
Nb	13,06	-	13,74	9,77	20,87	20,90	-	-	-	18,10	17,00	17,55
Rb	0,62	0,10	4,61	9,31	1,10	0,10	0,30	0,80	1,50	144,90	151,10	148,00
Sn	12,70	5,00	10,78	12,70	12,70	3,00	5,00	5,00	5,00	2,00	2,00	2,00
Sr	1274,10	24,00	946,70	1510,50	80,40	348,40	130,00	96,00	65,00	215,70	255,00	235,35
Ta	1,15	1,20	1,18	0,84	1,50	1,40	0,40	1,60	1,90	1,40	1,50	1,45
Th	10,02	2,00	14,67	17,98	8,06	30,70	2,00	2,00	2,00	24,00	27,10	25,55
U	3,70	2,20	8,39	5,56	4,15	5,00	2,00	2,00	2,10	7,00	5,80	6,40
V	299,47	88,00	380,02	146,82	80,12	192,00	13,00	16,00	18,00	29,00	33,00	31,00
W	11,17	10,00	63,21	21,51	11,17	4,40	10,00	10,00	10,00	3,20	17,80	10,50
Zr	135,48	663,90	290,95	46,83	168,37	252,80	91,90	345,90	492,50	177,50	157,00	167,25
Y	6,55	2,80	7,40	6,33	3,85	13,80	0,20	0,70	0,90	21,90	18,90	20,40

4.9.3. Nadir Toprak Elementleri

Nadir Toprak Elementleri (NTE), birincil ya da ikincil minerallerde bulunuş şekilleri açısından farklılıklar sunmaktadır. Alterasyonun tipi, ana kayaç kimyası, hidrotermal çözeltilerin NTE içeriği ve taşınma koşulları gibi birçok etkene bağlı farklı mobilizasyon desenleri sunan nadir toprak elementlerinin özellikle bazı ortamlarda tükenme ya da zenginleşme desenleri sunmaları, ortamsal yorumlamalarda kullanılmasını olanaklı kılmaktadır.

\sum NTE değerleri kaolinit örnekleri için 3,39–456,79 kaolinit+alünit alünit+kaolinit örnekleri için 3,90-639,63, Fe-oksitli kaolinit için 14,90–424,19, silisleşmiş kaolinit için 9,60-268,38, silika için 7,40 ppm ve tüfler için 179,51-155,72 ppm olarak belirlenmiştir.

\sum HNTE değerleri kaolinit örnekleri için 2,0–360,78, kaolinit+alünit alünit+kaolinit örnekleri için 2,70–605,45, Fe-oksit sıvamalı kaolinit için 9.30–399.71, silisleşmiş kilttaşları için 7,50–219,19, silika için 4,80 ppm ve tüfler için 136,90-152,73 ppm olarak belirlenmiştir.

\sum ANTE değerleri kaolinit örnekleri için 0,40-5,99, kaolinit+alünit alünit+kaolinit örnekleri için 0,40–0,50, Fe-oksit sıvamalı kaolinit için 2,00–11,81, silisleşmiş kaoinit için 1,00-30,20, silika için 0,40 ppm ve tüfler için 5,52-4,45 ppm olarak belirlenmiştir.

\sum ONTE değerleri kaolinit örnekleri için 0,60–73,43, kaolinit+alünit alünit+kaolinit örnekleri için 6,80–1246,40, Fe-oksit sıvamalı kaolinit için 0,80–2,29, silisleşmiş kaolinit için 0,40–5,19, silika için 12,20 ppm ve 15,19-12,64 ppm olarak belirlenmiştir.

\sum HNTE/ANTE değerleri kaolinit örnekleri için 75,00 (ort.), kaolinit+alünit alünit+kaolinit için 93,80 (ort.), Fe-oksitli kaolinit için ortalama 64,08, silisleşmiş kaolinit için ortalama 40,31, silika için ortalama 12,00 ve tüfler için 24,80 olarak belirlenmiştir.

Mustafakemalpaşa yatağında kondritlere göre normalize edilmiş Nadir Toprak Elementleri dağılımlarında ağır nadir toprak elementlerine göre hafif nadir toprak elementlerince zenginleşme gözlenmektedir. Eu anomali değerlerine baktığımızda;

Kaolinitler için (ort. 0,81), Fe-oksitli kaolinitler (ort. 0,82) ve Silisleşmiş kaolinitler (ort. 0,91) için negatif, Kaolinit+Alunit örnekleri (ort. 1,28) ile Silika örneği için ise (2,16) pozitif Eu anomali değerleri elde edilmiştir. Ce anomali değerlerinin; Kaolinit örnekleri için (ort. 1,02) ve Fe-oksitli kaolinit (ort. 1,05) örnekleri için pozitif, , Kaolinit+Alunit (ort. 0,95), silisleşmiş kaolinit (ort. 0,99) ve silika (ort. 0,93) örnekleri için negatif olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.23).

İz elementlerin ilksel manto değerlerine göre normalize edilmiş diyagramında Rb, Pb ve Th elementlerinde tüketilme görülmektedir (Şekil 4.23).

Ce değerleri kaolinit örnekleri için 1.20–177.23 ppm, kaolinit+alunit alunit+kaolinit örnekleri için 1.50–321.30, silisleşmiş kaolinit için 4.20–102.50 ppm, Fe-oksitli kaolinit için 4.80–238.06, silika için 2.60 ppm olarak tespit edilmiş, tüfler için ise 60,90-74,00 ppm değerleri kabul edilmiştir.

(Gd/Yb)_N değerleri kaolinit örnekleri için 0,81–51,96 ppm, kaolinit+alunit alunit+kaolinit örnekleri için 0,81–49,24, silisleşmiş kaolinit için 0,81 – 30,89 ppm, Fe-oksitli kaolinit için 4,05–22,65 ve silika için 0.8 ppm olarak tespit edilmiş, tüfler için ise 1,31-1,40 ppm değerleri kabul edilmiştir.

(Tb/Yb)_N değerleri kaolinit örnekleri için 4,46 – 31,22 ppm, kaolinit+alunit alunit+kaolinit örnekleri için 4.46 – 23.57, silisleşmiş kaolinit için 4,46 – 15,81 ppm, Fe-oksitli kaolinit için 4,46 – 12,42 ve silika için 4,46 ppm olarak tespit edilmiş, tüfler için ise 1,21-1,22 ppm değerleri kabul edilmiştir.

(Tb/Lu)_N değerleri kaolinit örnekleri için 0,15 – 0,68 ppm, kaolinit+alunit alunit+kaolinit örnekleri için 0,14 – 0,68, silisleşmiş kaolinit için 0,10–0,68 ppm, Fe-oksitli kaolinit için 0,32–0,16 ve silika için 0,68 ppm olarak tespit edilmiş, tüfler için ise 1,36-1,21 ppm değerleri kabul edilmiştir.

Çizelge 4. 4. Mustafakemalpaşa (Bursa) kaolinit ocağı numunelerinin NTE (ppm) bileşimleri (örneklerin mineralojik içerikleri için Bkz. Çizelge1).

NTE (ppm)	Kaolinit											
	ESN1	ESN16	MKG30	MKG33	MKG37	MKG40	MKG41	MKG43	MKG45	MKP1	ESN1	MKP12
La	44,30	39,00	20,53	59,97	72,50	27,96	71,30	3,40	3,30	1,40	1,40	0,50
Ce	87,40	76,10	41,54	177,23	143,50	43,91	135,75	5,20	4,50	9,70	9,70	1,20
Pr	8,67	7,59	5,25	20,33	17,06	3,71	8,97	0,40	0,30	0,70	0,70	0,10
Nd	25,60	22,00	21,11	103,25	61,60	8,74	18,66	1,20	0,90	1,40	1,40	0,20
Sm	4,47	2,97	4,01	34,04	10,54	0,98	1,71	0,80	0,30	0,40	0,40	0,20
Eu	1,16	0,83	0,75	7,81	2,45	0,22	0,39	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Gd	3,77	2,34	2,18	22,48	7,57	0,94	2,10	0,10	0,10	0,20	0,20	0,10
Tb	0,42	0,29	0,19	1,88	1,02	0,12	0,16	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Dy	1,58	1,43	0,68	6,34	5,23	0,29	0,76	0,10	0,10	0,20	0,20	0,10
Ho	0,19	0,20	0,11	0,88	0,90	0,11	0,16	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Er	0,42	0,42	0,32	2,61	2,37	0,23	0,59	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Tm	0,06	0,05	0,11	0,35	0,33	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Yb	0,51	0,29	0,27	2,63	2,06	0,25	0,74	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Lu	0,07	0,05	0,11	0,40	0,32	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Mo	0,10	0,10	1,86	0,73	-	3,57	3,76	-	-	5,00	5,00	5,00
Cu	7,80	2,30	7,09	3,94	-	4,88	7,36	-	-	3,00	3,00	3,00
Pb	3,60	0,70	14,80	35,57	0,40	32,48	42,64	5,00	0,10	5,00	5,00	5,00
Zn	1,00	1,00	29,89	37,50	1,20	33,74	41,15	4,00	3,20	3,00	3,00	3,00
As	2,20	0,90	25,14	12,55	1,40	120,44	65,07	6,00	6,40	6,00	6,00	3,00
Cd	0,10	0,10	0,11	0,11	1,00	0,11	0,11	3,00	1,00	0,10	0,10	0,10
Sb	16,40	7,30	52,18	4,03	0,80	37,45	17,14	6,00	2,20	5,00	5,00	5,00
Bi	0,10	0,10	1,11	1,47	0,10	0,97	1,43	0,10	0,10	5,00	5,00	5,00
Ag	0,10	0,10	-	-	1,70	-	-	5,00	2,80	1,00	1,00	1,00
Au(ppb)	0,50	0,50	-	-	0,10	-	-	5,00	0,10	20,00	20,00	20,00
Hg	0,21	0,03	-	-	0,10	-	-	1,00	0,10	-	-	-
Tl	0,10	0,10	-	-	2,10	-	-	-	-	0,10	0,10	0,10
Se	0,50	0,50	-	-	0,06	-	-	20,00	0,80	10,00	10,00	10,00
ΣNTE	183,72	157,86	99,51	456,79	346,05	89,35	246,04	12,40	10,90	15,90	15,90	3,30
ΣHNTE	165,97	144,69	88,43	360,78	294,66	84,32	234,68	10,20	9,00	13,20	13,20	2,00
ΣONTE	11,59	8,06	7,92	73,43	27,71	2,66	5,28	1,30	0,80	1,10	1,10	0,70
ΣANTE	1,06	0,81	0,81	5,99	5,08	0,70	1,55	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40
Eu/Eu*	0,84	0,93	0,70	0,81	0,80	0,69	0,63	0,60	1,40	0,96	0,96	1,92
Ce/Ce*	1,00	0,99	0,93	1,18	0,94	0,84	1,03	0,81	0,74	3,19	3,19	1,26
(Gd/Yb) _N	50,84	37,86	16,03	51,96	18,56	6,91	15,45	0,81	0,81	50,84	1,62	0,81
(Tb/Yb) _N	31,22	25,87	7,70	23,96	13,78	4,87	6,49	4,46	4,46	31,22	4,46	4,46
(Tb/Lu) _N	0,56	0,68	0,48	0,49	0,34	0,33	0,15	0,68	0,68	0,56	0,68	0,68

Çizelge 4.4. Mustafakemalpaşa (Bursa) kaolinit ocağı numunelerinin NTE (ppm) bileşimleri (devam)

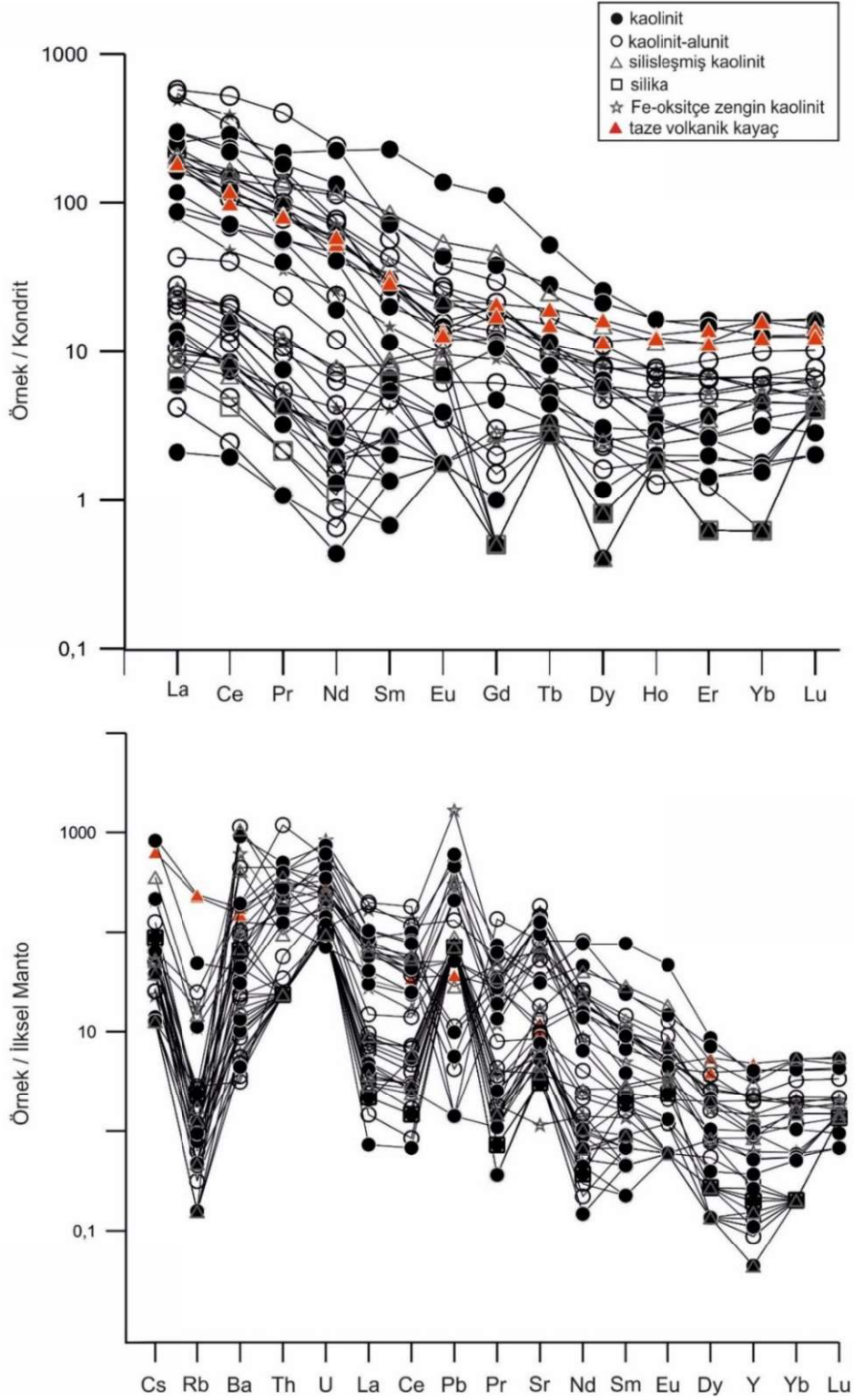
NTE (ppm)	Kaolinit		Kaolinit+alünit – Alünit+kaolinit									
	MKP5 0	Ort.	ESN17	MKG-8	MKG1 1	MKG- 22	MKG- 24	MKG3 9	MKG4 6	MKP3	MKP10	MKP18
La	2,90	28,92	56,40	136,60	51,40	43,10	50,00	128,90	2,10	2,30	5,30	4,40
Ce	4,80	60,90	92,20	321,30	89,90	65,00	72,50	206,50	3,00	5,40	9,30	7,00
Pr	0,30	6,12	9,36	37,45	11,92	7,23	5,21	15,62	0,20	0,50	0,70	0,40
Nd	0,60	22,11	33,30	110,10	51,80	26,50	10,90	35,20	0,40	1,20	1,40	0,70
Sm	0,10	5,04	6,38	10,89	8,42	4,18	1,08	3,36	0,10	0,20	0,30	0,20
Eu	0,10	1,18	1,54	2,14	1,45	0,88	0,35	0,68	0,10	0,10	0,10	0,10
Gd	0,10	3,50	4,26	5,94	3,46	2,75	1,22	2,40	0,10	0,10	0,20	0,20
Tb	0,10	0,38	0,37	0,62	0,36	0,34	0,20	0,17	0,10	0,10	0,10	0,10
Dy	0,10	1,41	1,18	2,72	1,95	1,88	1,45	0,57	0,10	0,10	0,60	0,20
Ho	0,10	0,25	0,13	0,40	0,36	0,42	0,29	0,07	0,10	0,10	0,10	0,10
Er	0,10	0,62	0,43	1,07	1,04	1,39	0,82	0,23	0,10	0,10	0,10	0,10
Tm	0,10	0,14	0,07	0,16	0,16	0,22	0,14	0,04	0,10	0,10	0,10	0,10
Yb	0,10	0,60	0,57	1,08	1,09	1,61	0,94	0,27	0,10	0,10	0,10	0,10
Lu	0,10	0,14	0,10	0,16	0,19	0,25	0,16	0,05	0,10	0,10	0,10	0,10
Mo	5,00	-	0,10	-	-	-	-	1,20	5,00	5,00	5,00	5,00
Cu	3,00	-	6,80	-	-	-	-	2,80	3,00	3,00	3,00	3,00
Pb	5,00	12,52	0,80	0,10	0,10	0,30	0,10	9,40	5,00	5,00	5,00	5,00
Zn	3,00	-	1,00	3,20	1,80	1,40	8,60	1,00	3,00	3,00	3,00	3,00
As	8,00	21,43	17,00	6,40	15,00	2,30	20,60	39,00	3,00	11,00	5,00	3,00
Cd	0,10	0,50	0,10	1,00	1,00	1,00	1,00	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Sb	5,00	13,21	30,30	2,20	1,80	10,90	5,30	1,10	5,00	5,00	5,00	5,00
Bi	5,00	1,71	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	5,00	5,00	5,00	5,00
Ag	1,00	-	0,10	2,80	2,30	2,80	3,70	0,10	1,00	1,00	1,00	1,00
Au(ppb)	20,00	-	0,90	0,10	0,20	0,10	1,10	0,50	20,00	20,00	20,00	20,00
Hg		-	0,17	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	-	-	-	-
Tl	0,10	-	0,10	0,80	0,50	0,50	2,00	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Se	10,00	-	0,50	0,48	0,78	0,23	0,09	0,50	10,00	10,00	10,00	10,00
ΣNTE	10,10	135,99	210,39	639,63	233,80	166,15	154,46	396,46	6,10	10,30	19,20	14,30
ΣHNTE	8,60	118,04	191,26	605,45	205,02	141,83	138,61	386,22	5,70	9,40	16,70	12,50
ΣONTE	0,60	11,76	402,72	1246,40	439,80	308,21	296,26	782,79	11,80	19,70	35,90	26,80
ΣANTE	0,40	1,50	1,17	2,47	2,48	3,47	2,06	0,59	0,40	0,40	0,40	0,40
Eu/Eu*	3,02	0,81	0,85	0,74	0,69	0,74	0,93	0,69	3,02	1,92	1,17	1,51
Ce/Ce*	0,91	1,02	0,82	1,13	0,80	0,75	0,80	0,87	0,79	1,20	0,95	0,89
(Gd/Yb) _N	0,81	20,23	49,24	30,04	17,50	10,11	7,05	48,54	0,81	0,81	1,62	1,62
(Tb/Yb) _N	4,46	12,11	23,57	17,28	10,03	6,89	6,37	18,95	4,46	4,46	4,46	4,46
(Tb/Lu) _N	0,68	0,43	0,44	0,39	0,23	0,14	0,14	0,43	0,68	0,68	0,68	0,68

Çizelge 4.4. Mustafakemalpaşa (Bursa) kaolinit ocağı numunelerinin NTE (ppm) bileşimleri (devam)

NTE (ppm)	Kaolinit+alünit – Alünit+kaolinit								Fe-oksitce zengin kaolinit			
	MKP19	MKP32	MKP33	MKP40	MKP42	MKP43	MKP46	MKP49	Ort	MKG10	MKG21	MKG35
La	10,20	4,90	1,00	1,00	5,30	2,50	6,60	5,70	28,76	115,08	22,47	18,82
Ce	24,80	8,30	1,50	1,50	12,80	5,10	12,10	12,10	52,79	238,06	45,12	29,18
Pr	2,20	0,50	0,10	0,10	1,20	0,40	0,90	1,00	5,28	14,10	5,37	3,25
Nd	5,50	0,80	0,20	0,30	3,30	1,30	2,90	2,00	15,99	32,47	18,74	11,66
Sm	0,90	0,40	0,20	0,30	0,80	0,30	0,70	0,20	2,16	4,27	4,38	2,18
Eu	0,10	0,20	0,10	0,10	0,20	0,10	0,20	0,10	0,47	0,90	1,29	0,54
Gd	0,60	0,10	0,10	0,10	0,40	0,20	0,30	0,20	1,26	3,92	3,02	1,76
Tb	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,18	0,39	0,41	0,23
Dy	0,40	0,10	0,20	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10	0,67	1,97	2,29	1,19
Ho	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,16	0,36	0,41	0,27
Er	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,35	1,10	1,10	0,85
Tm	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,14	0,15	0,13
Yb	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,38	0,93	0,88	1,00
Lu	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,12	0,13	0,15
Mo	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	4,38	405,58	168,45	8,62
Cu	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,26	31,77	107,93	1,72
Pb	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	3,93	116,64	21,20	16,39
Zn	3,00	3,00	3,00	3,00	31,00	3,00	3,00	3,00	4,50	64,41	89,11	31,88
As	3,00	6,00	3,00	8,00	13,00	3,00	6,00	8,00	9,57	411,19	516,64	122,35
Cd	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,30	0,23	0,16	0,11
Sb	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	6,20	85,68	917,21	77,56
Bi	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	3,37	0,49	1,06	1,30
Ag	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,32	-	-	-
Au(ppb)	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	13,49	-	-	-
Hg	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11	-	-	-
Tl	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,29	-	-	-
Se	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	6,81	-	-	-
ΣNTE	46,40	15,50	4,20	3,90	24,70	10,40	24,30	21,60	111,21	424,19	115,61	77,76
ΣHNTE	42,70	14,50	2,70	2,90	22,60	9,30	22,50	20,80	102,82	399,71	91,70	62,91
ΣONTE	89,10	30,00	6,90	6,80	47,30	19,70	46,80	42,40	214,41	11,81	11,80	6,17
ΣANTE	0,50	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,95	2,29	2,26	2,13
Eu/Eu*	0,39	2,22	1,92	1,40	0,96	1,17	1,14	1,51	1,28	0,66	1,02	0,81
Ce/Ce*	1,24	0,94	0,83	0,81	1,21	1,04	0,95	1,13	0,95	1,12	0,96	0,77
(Gd/Yb) _N	4,85	0,81	0,81	0,81	3,24	1,62	2,43	1,62	10,20	22,65	16,29	10,95
(Tb/Yb) _N	4,46	4,46	4,46	4,46	4,46	4,46	4,46	4,46	7,59	12,42	12,19	7,89
(Tb/Lu) _N	0,68	0,68	0,68	0,68	0,68	0,68	0,68	0,68	0,55	0,29	0,32	0,16

Çizelge 4.4. Mustafakemalpaşa (Bursa) kaolinit ocağı numunelerinin NTE (ppm) bileşimleri (devam)

NTE (ppm)	Fe-oksitce zengin kaolinit			Silisleşmiş kaolinit				Silika			Tüf	
	MKP11	Ort.	ESN2	MKG18	MKG31	MKP15	MKP48	Ort.	MKP17	A1	A2	Ort.
La	2,10	39,62	43,20	6,19	49,80	2,50	2,00	20,74	1,50	44,00	44,20	44,10
Ce	4,80	79,29	94,17	10,38	102,50	5,30	4,20	43,31	2,60	60,90	74,00	67,45
Pr	0,50	5,81	9,54	1,12	12,89	0,40	0,40	4,87	0,20	7,70	7,53	7,62
Nd	1,90	16,19	31,14	3,55	54,00	1,40	0,90	18,20	0,50	24,30	27,00	25,65
Sm	0,60	2,86	5,77	1,21	12,64	1,30	0,40	4,26	0,90	4,77	4,32	4,55
Eu	0,10	0,71	1,25	0,54	3,07	0,60	0,10	1,11	0,40	0,78	0,73	0,76
Gd	0,50	2,30	4,20	0,56	9,27	0,10	0,10	2,85	0,10	4,19	3,49	3,84
Tb	0,10	0,28	0,39	0,12	0,90	0,10	0,10	0,32	0,10	0,70	0,55	0,63
Dy	0,60	1,51	1,48	0,62	3,69	0,10	0,20	1,22	0,20	4,04	2,87	3,46
Ho	0,10	0,29	0,23	0,15	0,63	0,10	0,10	0,24	0,10	0,71	0,68	0,70
Er	0,30	0,84	0,77	0,56	1,84	0,10	0,10	0,67	0,10	2,25	1,81	2,03
Tm	0,10	0,13	0,11	0,11	0,33	0,10	0,10	0,15	0,10	0,33	0,32	0,33
Yb	0,30	0,78	0,73	0,82	2,61	0,10	0,10	0,87	0,10	2,59	2,01	2,30
Lu	0,10	0,13	0,11	0,14	0,41	0,10	0,10	0,17	0,10	0,35	0,31	0,33
Mo	5,00	146,91	6,14	2,52	0,10	5,00	5,00	3,75	10,00	0,40	0,50	0,45
Cu	3,00	36,11	39,66	2,92	1,90	3,00	3,00	10,10	3,00	1,10	2,40	1,75
Pb	5,00	39,81	23,15	6,40	2,00	5,00	5,00	8,31	5,00	2,60	3,60	3,10
Zn	3,00	47,10	26,93	42,44	1,00	3,00	3,00	15,27	3,00	15,00	17,00	16,00
As	31,00	270,30	41,64	13,52	0,50	3,00	3,00	12,33	3,00	1,30	4,80	3,05
Cd	0,10	0,15	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	<0,1	<0,1	0,10
Sb	-	360,15	270,87	45,35	1,30	5,00	5,00	65,50	5,00	0,20	0,30	0,25
Bi	7,00	2,46	0,52	0,86	0,20	5,00	5,00	2,32	5,00	<0,1	<0,1	0,10
Ag	1,00	1,00	-	-	0,10	1,00	1,00	-	1,00	<0,1	<0,1	0,10
Au(ppb)	20,00	20,00	-	-	0,50	20,00	20,00	-	20,00	<0,5	<0,5	0,50
Hg	-	-	-	-	0,04	-	-	-	-	<0,01	<0,01	0,01
Tl	0,20	0,20	-	-	0,10	0,10	0,10	-	0,10	<0,1	0,10	0,10
Se	10,00	10,00	-	-	0,50	10,00	10,00	-	10,00	<0,5	<0,5	0,50
ΣNTE	14,90	158,12	199,42	29,92	268,38	12,50	9,60	103,96	7,40	179,51	188,72	179,51
ΣHNTE	9,30	140,91	178,05	21,24	219,19	9,60	7,50	87,12	4,80	136,90	152,73	136,90
ΣONTE	2,00	7,95	13,32	3,20	30,20	2,30	1,00	10,00	12,20	15,19	12,64	15,19
ΣANTE	0,80	1,87	1,72	1,63	5,19	0,40	0,40	1,87	0,40	5,52	4,45	5,52
Eu/Eu*	0,54	0,82	0,74	1,75	0,83	2,30	1,11	0,91	2,16	0,52	0,56	0,54
Ce/Ce*	1,07	1,05	1,07	0,85	0,93	1,07	1,09	0,99	0,93	0,70	0,84	0,77
(Gd/Yb) _N	4,05	14,31	30,89	4,12	22,73	0,81	0,81	15,37	0,81	1,31	1,40	1,36
(Tb/Yb) _N	4,46	9,61	15,81	4,87	12,16	4,46	4,46	9,51	4,46	1,21	1,22	1,21
(Tb/Lu) _N	0,23	0,24	0,36	0,10	0,23	0,68	0,68	0,25	0,68	1,36	1,21	1,29



Şekil 4.23. İnceleme alanındaki örneklerdeki nadir toprak elementlerin ve iz elementlerin içeriklerinin kondrit ve ilksel mantoya göre normalize edilmiş dağılımları (Sun ve McDonough, 1989).

NTE birincil mineraller ya da ikincil mineraller içerisinde yer alabilmektedir. Birincil mineraller magmadan oluşan kayalar içerisindeki mineralleri ifade ederken, ikincil mineraller bozunma ve alterasyona bağlı olarak ortaya çıkan mineralleri ifade etmektedir. NTE'nin belirli türlerinin yine belirli minerallerde yer alıyor olmasından hareketle, özellikle bazı ortamlarda tükenmesi ya da zenginleşmesi, ortamsal yorumlamalarda kullanılmasını olanaklı kılmaktadır. NTE'lerinin mobilizasyonunu etkileyen başlıca faktörler; alterasyonun tipi, ana kayaç kimyası, hidrotermal çözeltinin NTE içeriği ve taşınma koşulları olarak ifade edilebilir. İkincil minerallerle birlikte gözlenen NTE adsorban olarak bulunurlar.

Kaolinit yataklarının kökenini belirlemeye yönelik Türkiye ve dünyada birçok çalışmacı tarafından çeşitli çalışmalar yapılmıştır. Cravego vd., (2010) Arjantin'in Patagonya bölgesinde yer alan kaolinit yataklarının kökenine yönelik yaptıkları çalışmada; hipojen oluşumlu yataklar için S, Sr, Pb, V, P₂O₅ ve HNTE nin, süperjen yataklar için ise Fe₂O₃, Y, Rb,U, Zr ve ANTE'nin daha bol içeriğe sahip olduklarını belirtmiştir.

Çalışma alanına ait örnek analiz sonuçlarını bu verilere göre değerlendirdiğimizde; Gd, Th, Dy, Er, Tm değerlerinin herhangi bir değişim değeri ortaya koymadığı, La ve Ce değerlerinin ise görece değişkenlik sunduğu gözlenmektedir.

Hidrotermal koşullarda (+) Eu anomalisi beklenir (Bau, 1991; Graff, 1977). Eu elementi, yüksek sıcaklık koşullarında Eu⁺³ ten çok Eu⁺² formuna dönüşür (Sverjensky, 1984). Hidrotermal sıvıların kayaç ile teması esnasında seçici bir yıkamanın varlığına bağlı olarak bu yeni Eu⁺² formunun ortamdan daha hızlı uzaklaştırılabilmesinin bir sonucu olarak, yüksek silis ve alterasyonun görüldüğü ortamlarda ilksel magmatik kayaçla ilişki sunmayan negatif Eu anomalisi görülebilmektedir (Whitford vd., 1988). Ortamın redoks özelliği ve yüksek oksijen fugasitesine bağlı olarak (-) Ce anomalisi gözlenmektedir (Constantopolulos, 1988). Düşük sıcaklık koşullarında alterasyon esnasında Ce⁺⁴, Ce⁺³ e göre daha yüksek miktarda bulunur. Çözeltiye +3 değerlikli olarak katılan Ce, yeni bir mineral oluşumu esnasında ise tekrar Ce⁺⁴ olarak mineral yapısına katılır veya kayaçta absorbe olarak tutunur (Abdioğlu ve Arslan, 2009; Ludden ve Thompson, 1979; Menzies vd., 1979). Çalışma alanında, düşük pH koşullarında ortamdan uzaklaşmamış olan Ce ve Eu elementleri , Fe^{+2,+3} e bağlı elektron boşluğunun doldurulabilmesi için Ce⁺³ ve Eu⁺² formunda kaolende

absorbe olarak yük dengesi sağlamış (Olin vd., 2007) ve (+) anomali desenleri oluşturmuştur.

4.9.4. Kütle Kazanç Kayıp

Kütle kazanç ve kayıp değerlendirmesi için, Alkan (2015) tarafından Orhaneli çalışma alanından alınmış taze ana kaya (Riyolit) örneğine ait değerler ile Mustafakemalpaşa kaolinit sahasından alınmış kaolinit örneklerinin ortalama değerleri kullanılmıştır.

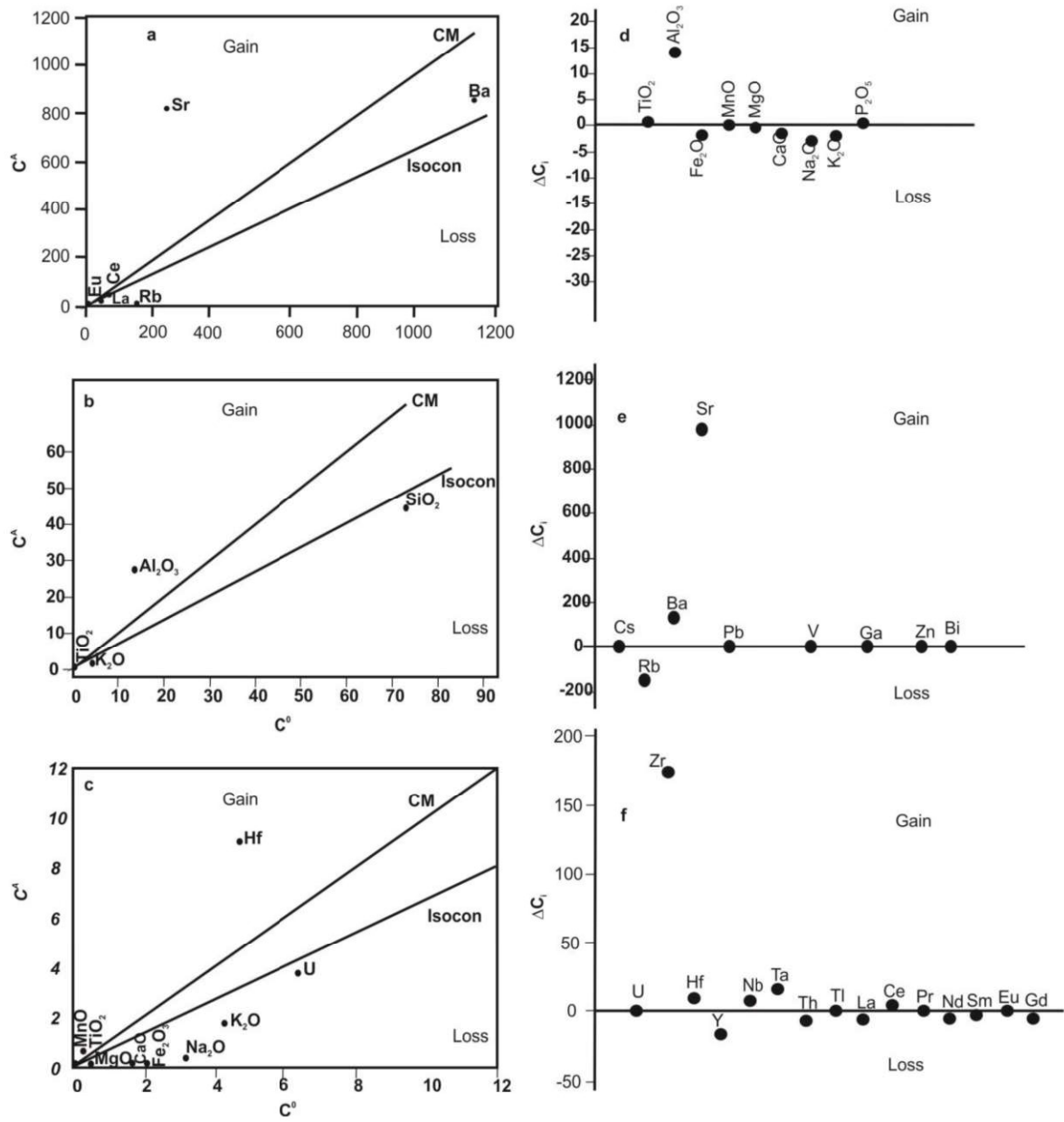
Taze anakaya ile kaolinit örnekleri için başlıca majör oksit değerleri % ağırlık olarak sırası ile; SiO₂ için %73,04 ve 44,33, Al₂O₃ için %13,53 ve %7,62, Fe₂O₃ için % 2,12 ve % 0,18, Na₂O için % 3,21 ve % 0,35, K₂O için % 4,32 ve % 1,74, P₂O₅ için % 0,12 ve % 0,36, TiO₂ için % 0,33 ve % 0,67 olarak belirlenmiştir (Çizelge 4.5; Şekil 4.24).

İz elementleri açısından bakıldığında taze anakaya ile kaolinit örnekleri için başlıca farklılık sunan değerler (ppm) sırası ile; Rb için 148,00 ppm ve 3,55 ppm, Ba için 1139,5 ppm ve 817,32 ppm, Sr için 1058,00 ppm ve 818,12 ppm, Zr için 167,25 ppm ve 212,27 ppm, Y için 20,4 ppm ve 4,69 ppm, La için 44,1 ppm ve 28,92 ppm, Ce için 67,45 ppm ve 60,90 ppm olarak belirlenmiştir (Bkz.Çizelge 4.5; Bkz. Şekil 4.24). Sr ve Zr değerleri için kütle kazancı gözlenirken, Rb, Ba, Y, La ve Ce değerleri için kütle kaybı gözlenmektedir.

Ana, iz ve NTE'nin alterasyon ortamına bağlı hareketlilik durumları alterasyon derecesi hakkında bilgi verir. Çalışma sahasında gözlenen Na₂O, K₂O, CaO ve Fe₂O₃ kayıpları ile en fazla Al₂O₃ zenginleşmiş olmakla birlikte, kısmi P₂O₅ zenginleşmesi yoğun kaolenleşme ve fosfat içeren alüinitler ile ilişkilidir. Eser elementlerden en fakirleşme gösteren Rb ile en zenginleşme gösteren Ba ve Sr ise hidrotermal koşullar altında gerçekleşen yoğun kaolenleşmeyi işaret etmektedir. Ba ve Sr değerlerine eşlik eden SO₃ zenginleşmesi, çözültü getirimli zenginleşmeyi desteklemektedir.

Çizelge 4. 5. Kaolinit+Alünit örneğine ait Kütle kazanç-kayıp değerleri.

Taze kaya ortalama kompozisyonuna göre kütle kazanç ve kaybı				
	Ana kaya	Kaolinit	$\Delta C_i/C_{i0}$	ΔC_i
SiO ₂	73,04	54,69	-0,13	-9,59
TiO ₂	0,33	0,69	1,43	0,47
Al ₂ O ₃	13,53	30,47	1,61	21,82
Fe ₂ O ₃	2,12	0,36	-0,80	-1,70
MnO	0,04	0,08	1,32	0,05
MgO	0,53	0,08	-0,82	-0,44
CaO	1,71	0,18	-0,88	-1,50
Na ₂ O	3,21	0,10	-0,96	-3,09
K ₂ O	4,32	0,22	-0,94	-4,06
P ₂ O ₅	0,12	0,32	2,09	0,25
Cs	2,95	0,93	-0,63	-1,87
Rb	148,00	3,55	-0,97	-143,88
Ba	1139,50	817,32	-0,17	-191,32
Sr	235,35	1058,00	4,22	992,04
Pb	3,10	12,52	3,69	11,42
Ga	14,35	23,32	0,89	12,70
Zn	16,00	1,67	-0,88	-14,06
Bi	0,10	1,71	18,84	1,88
U	6,40	5,37	-0,03	-0,17
Zr	167,25	212,27	0,47	79,01
Hf	4,70	1,50	-0,63	-2,96
Y	20,40	4,69	-0,73	-14,96
Nb	17,55	5,50	-0,64	-11,17
Ta	1,45	0,67	-0,46	-0,67
Th	25,55	16,11	-0,27	-6,86
La	44,10	28,92	-0,24	-10,55
Ce	67,45	60,90	0,05	3,20
Pr	7,62	6,12	-0,07	-0,52
Nd	25,65	22,11	0,00	0,00
Sm	4,55	5,04	0,29	1,30
Eu	0,76	1,18	0,80	0,61
Gd	3,84	3,50	0,06	0,22
Tb	0,63	0,38	-0,30	-0,19
Dy	3,46	1,41	-0,53	-1,82
Ho	0,70	0,25	-0,59	-0,41
Er	2,03	0,62	-0,65	-1,31
Tm	0,33	0,14	-0,51	-0,17
Yb	2,30	0,60	-0,70	-1,60
Lu	0,33	0,14	-0,51	-0,17



Şekil 4.24. Çalışma alanından derlenen örneklere ait Kütle Kazanç-Kayıp diyagramları.

İzokron diyagramına baktığımızda; Sr, Ba, Hf, Nb, Ta'ca zenginleşmenin varlığı, Eu, Ce, La, Y, Th, Nd, Sm, Gd, Rb'ca fakirleşmenin gerçekleştiği, Cs, Pb, V, Ga, Zn ve Bi'ce ise herhangi bir değişimin olmadığı görülmektedir.

Majör oksitler açısından bakıldığında ise; Al_2O_3 'ce belirgin, TiO_2 ve P_2O_5 'ce kısmi zenginleşmenin varlığı, MgO, CaO, Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O 'ca ise fakirleşmenin gerçekleşmiş olduğu görülmektedir. Si ve Al'ca zenginleşme ile $Ca \pm Na \pm K \pm Mg \pm Fe$ 'ce tüketilme, asidik koşullar altında ve açık sistem ürünü kaolinit oluşumunun bir sonucudur (Rosova vd., 2009). Aynı yazar, "S" ile ilişkili hidrotermal alterasyona bağlı olarak lokal Fe, Na, Ba zenginleşmelerinin olabileceğini, en favori ürün olarak ise alünit oluşacağını, %11 değerlerine yakın "S" içeriğinin epitermal sistemlerle ilişkili olduğunu ifade etmiştir.

Ba ve Sr birbirinin yerine geçebilmekte ve hipojen oluşumları temsil etmektedir (Maksimovic ve Panto, 1983). Süperjen ortamların temsilcisi olarak görülen Ce, Y ve La elementleri, çalışma alanına ait örneklerde fakirleşme deseni sunmaktadır ve bu durum hipojen oluşumu doğrular niteliktedir.

MKG-11 (15,00 ppm), MKG-12 (17,00 ppm) ve MKG-24 (20,06 ppm) örneklerine ait görece yüksek Pb değerleri ise ana kayaya ait K-feldispatların bozunma ürünü olarak türemiştir (Dill vd., 1997).

4.10. Duraylı İzotoplar

Jeokimya çalışmalarında, jeolojik akışkanların ana bileşenleri içerisinde yer almalarından dolayı kayaç-akışkan etkileşimini en iyi şekilde ortaya koyan H, O, S hafif elementleri kullanılmıştır.

Doğada 1H (%99,984) ve 2D (%0,016) olmak üzere iki duraylı izotop halinde bulunan hidrojen, kayaçlarda çok düşük oranlarda yer alır ve akışkanlar içerisinde yer alan hidrojen bileşenine göre daha hassastır (Kyser ve O'Neil, 1984). ^{16}O , ^{17}O ve ^{18}O olmak üzere doğada üç izotopu olan O için baktığımızda ise çok yüksek akışkan/kayaç etkileşimi durumları

dışında kayadaki oksijen akışkan içerisinde yer alan oksijene göre daha hassastır (Coplen vd., 1983). Petrojenez çalışmalarında ^{18}O izotopu kullanılmıştır.

Sülfür elementinin doğada duraylı dört izotopu bulunmaktadır. Bunlar doğada nabit sülfürler, sülfat ve sülfid mineralleri, H_2S ve SO_2 gazları olarak bulunabilmektedir. İzotop çalışmalarında doğada en bol olarak bulunan ^{34}S (%4,21) ve ^{32}S (%95,02) izotopları kullanılmıştır.

4.10.1. Kil minerallerinin oksijen ve hidrojen izotop bileşimleri

Mustafakemalpaşa (Bursa) kaolinit sahasına ait kaolinit örneklerinin oksijen- ve hidrojen-izotopik analiz sonuçları Çizelge 4.6'da ve Şekil 4.25'te verilmiştir. $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri, ‰-4,12 ve ‰ 1,26 ile ‰-89,94 ve ‰-104,81 arasında değişmektedir.

Çizelge 4. 6. Kaolinit örneklerinin H- ve O-izotop kompozisyonları.

Örnek No	mineraloji	ağırlık (mg)	H_2 Amp	%H	$\delta^2\text{H}$ vs. VSMOW	CO Amp	%O	$\delta^{18}\text{O}$ vs. VSMOW
MKG-31	kaolinit	1,53	7847	1,44	-104,81	6122	10,46	-4,12
MKG-40	kaolinit	1,58	6811	1,23	-94,27	5249	9,03	-0,08
ESN-1	kaolinit	1,47	8503	1,63	-96,63	7114	12,61	-3,43
MKG-12	kaolinit	1,55	7263	1,36	-89,94	7815	13,25	0,71
ESN-16	kaolinit	1,57	7488	1,40	-95,50	6415	10,78	-3,42
MKG-16	kaolinit	1,49	6846	1,37	-92,61	6720	11,68	-0,05
MKG-37	kaolinit	1,57	7474	1,41	-94,29	8548	14,00	1,26

Kaolinit örneklerine ait δD ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri Şekil 4.26 grafiğinde yerine konulduğunda, örneklerin magmatik-hidrotermal su etkisinin baskın olduğu, ancak meteorik etkinin de gözlemlendiği, 100 °C kaolinit çizgisinin hemen solunda yoğunlaşmakta, bu durumun ise yüksek sıcaklık ile ilişkili (> 100 °C) buhar-ısıtılmalı bir ortamı temsil etmektedir (Taylor 1974, 1979; Hayba vd.,1985; Ece vd., 2008, 2013; Kadir vd., 2014).

Çizelge 4.6'da yer alan $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin, Sheppard ve Gilg (1995), Kulla ve Anderson (1978) ile Land ve Dutton (1978)'a ait formüllere yerleştirilerek yapılan kaolinit oluşum sıcaklık hesaplamaları Çizelge 4.7'de verilmiştir. Hesaplamalarda, α_{water} değeri 1,5 alınmıştır.

Çizelge 4. 7. Kaolinit örneklerinin O- izotop değerlerine göre oluşum sıcaklıkları.

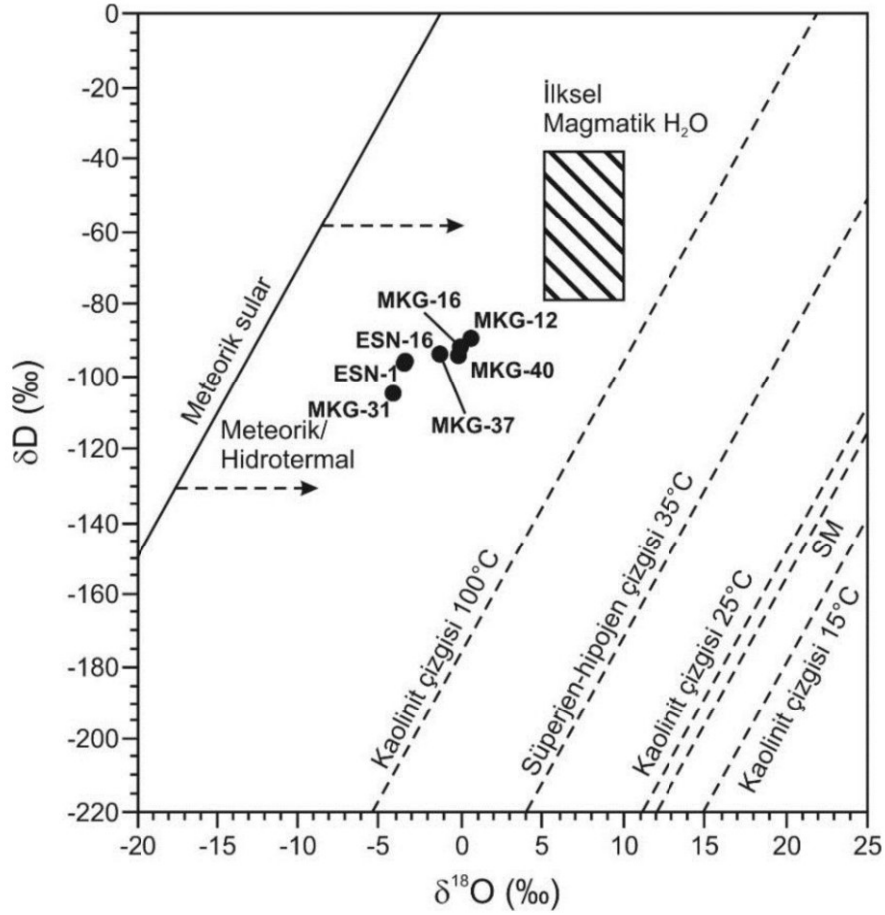
Sıcaklık ¹ (C°)	Sıcaklık ² (C°)	Sıcaklık ³ (C°)	Sıcaklık ^{ort.} (C°)
146	127	187	153
167	151	217	178
120	97	150	122
113	90	141	115
142	122	181	148
131	109	165	135
106	71	130	102

$$1:1000\ln\alpha=2,76*10^6 / T^2 - 6,75 \text{ (Sheppard \& Gilg,1995)}$$

$$2-1000\ln\alpha=2,05*10^6 / T^2 - 3,85 \text{ (Kulla \& Anderson, 1978)}$$

$$3-1000\ln\alpha=2,50*10^6 / T^2 - 2,87 \text{ (Land \& Dutton, 1978)}$$

Hesaplanan kaolinit oluşum sıcaklıkları, yüksek sıcaklık ile ilişkili (> 100 °C) steam-heated ortamını desteklemektedir.



Şekil 4. 25. Kaolinit örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri dağılımı.

4.10.2. Kil minerallerinin Sülfür-Oksijen İzotopları

Mustafakemalpaşa (Bursa) Kaolinit sahasına ait alünit örneklerinin oksijen- ve sülfür-izotopik analiz sonuçları Çizelge 4.8’de ve Şekil 4.26’de verilmiştir. Çalışma alanı çevresinde bir çok alünit oluşumu bulunmaktadır. Bu oluşumlardan bir tanesi de Düvertepe (Balıkesir) Alünit oluşumlarıdır. Ece vd., (2013), yapmış oldukları çalışmada riyoit bileşimindeki volkanik kayaçtan itibaren steam-heated koşullar altında kaolinit±alünit, alünit+opal-CT+kuvars ve kaolinit+kuvars+alünit mineral birliktelikleri tespit etmişlerdir. Bu mineral birlikteliklerinden elde ettikleri $\delta^{34}\text{S}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerlerine ait dağılım şekil 4.27 de görülmektedir.

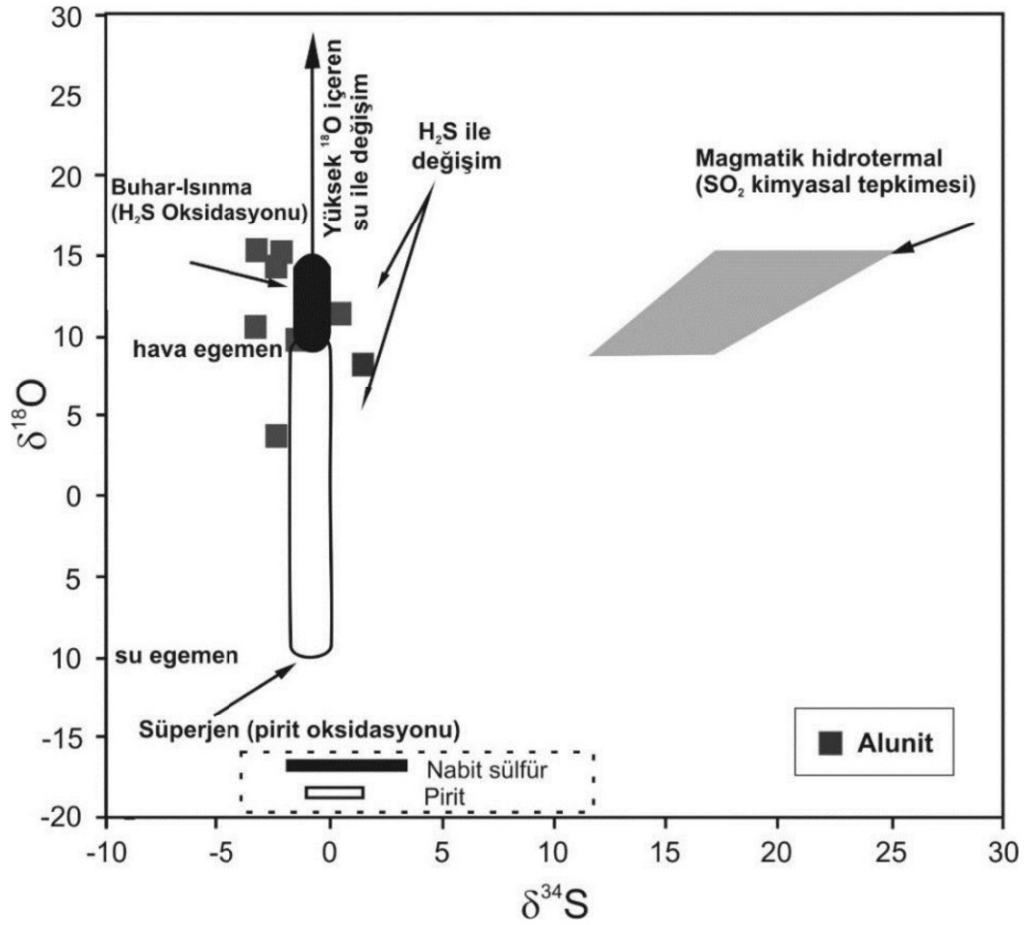
Alünit örneklerine ait $\delta^{34}\text{S}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerlerinin Şekil 4.26’de ki dağılımları göz önüne alındığında, süperjen-steam heated aralığında kaldığı görülmektedir. $\delta^{34}\text{S}$ ve $\delta^{18}\text{O}$

değerleri, ‰-3,3 ve ‰0,4 ile ‰3,6 ve ‰15,3 arasında değişmektedir. İzotop değerlerindeki bu değişim, sülfür varlığının hem magmatik hidrotermal hem de buhar kaynaklı olduğunu göstermektedir (Şekil 4.27).

Çizelge 4. 8. Alünit örneklerinin O- ve S- izotop kompozisyonları.

Örnek	Mineraloji	$\delta^{34}\text{S}\%$	$\delta^{18}\text{O}\%$
MKP-19	Alünit	-1,5	9,7
MKP-3	Alünit	-2,4	3,6
MKP-17	Alünit	0,4	11,4
MKP-18	Alünit	-3,3	15,3
MKP-45	Alünit	-3,3	10,5
ESN-17	Alünit	-2,4	14,3
MKG-8	Alünit	-2,2	15,1

Magma ya da derinden gelen hidrotermal akışkanlara bağlı H_2S gazının atmosferik oksijen ile etkileşimin bir sonucu olarak ortaya çıkan sülfürik asit (H_2SO_4), alünit minerallerinin oluşumunu sağlamıştır (Rye vd.,1992; Stoffregen, 1993). Ana kayadaki Fe^{3+} iyonlarının açığa çıkmasıyla, düşük $\delta^{34}\text{S}\%$ değerlerini temsil eden alünitler oluşmuştur ($0,4\pm 3,3$). Dar $\delta^{34}\text{S}\%$ değişim aralığı büyük oranda steam-heated ortamındaki H_2S 'in kinetik oksidasyonunu ifade eder. Düşük pH koşullarında ve ortalama sıcaklık değerlerindeki suya ait sülfat, yüksek sıcaklıktaki magmatik buhar yada düşük sıcaklıkta $\delta^{18}\text{O}$ 'ce zengin meteorik su etkileşimi, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ değerlerinin (3.6-15.3) geniş aralıkta değerler içermesine neden olmuştur (Zimbelman vd., 2005; Rye vd., 1992; Ebert ve Rye., 1997).



Şekil 4. 26. Alunit örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ değerleri dağılımı.

4.11. Çalışma Alanına Ait Alterasyonun Genel Değerlendirmesi

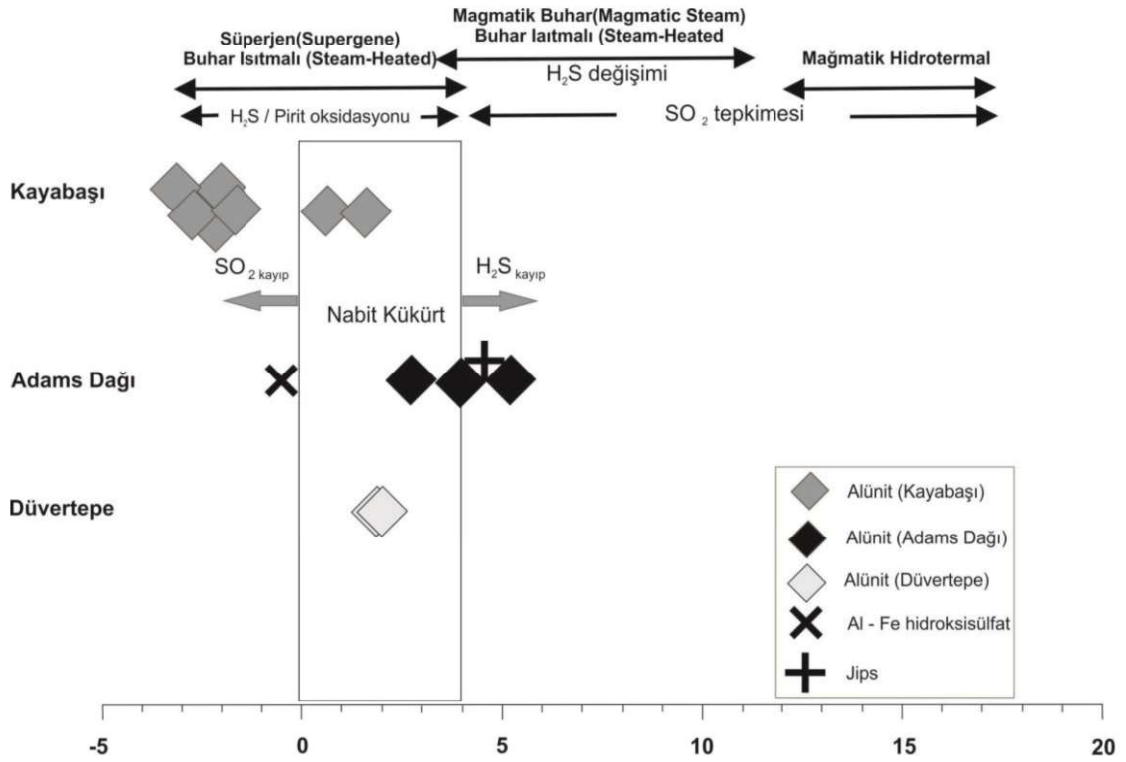
Çalışma alanı yakınlarında bulunan graben göl ortamını temsil eden Kestelek Bor sahasında yapılan çalışmalarda, Miyosen volkanizması ürünleri içerisinde gelişen bor (Kolemanit) minerallerinin hidrotermal etki altında oluştuğu ve epitermal sistemi ifade eden kükürt getirimine bağlı zenginleşmelerin ortaya çıktığı bilinmektedir (Kavrazlı, Ö., 2007). Bursa ili içerisinde yer alan Uludağ, Kaynarca, Oylat ve Dümbüldek (Mustafakemalpaşa) jeotermal kaynak suları neotektonizmaya bağlı doğrultu atımlı kırıklar boyunca ilerleyerek yüzeye ulaşmaktadır. Bu kaynaklardan, Mustafakemalpaşa ilçesine bağlı Akarca Mahallesi içerisinde yer alan Dümbüldek sahasına ait O ve D izotop değerleri ise -10.78 ve -68.3 olup, piroklastik karakterde rezervuar kaya sıcaklığı 99 C^0 olarak hesaplanmıştır (Ertürk,2010).

Çalışma konumuzun ana eksenini oluşturan kaolinit/alünit alterasyonları; Mudamköy volkaniklerine ait riyolitik karakterli piroklastik kayaların bölgedeki D-B uzanımlı fay ve/veya kırıkların kontrolünde gelişen hidrotermal alterasyonunun sonucu olarak meydana gelmiştir (Şekil 4.1). Yapılan çalışmalar ışığında, çalışma alanında gözlenen alünit oluşumları, Neotektonik döneme ait kırıklar boyunca gelen sülfürlü hidrotermal sıvılar etkisi altında K-feldispat fenokristallerinden itibaren meydana gelmiş ve sonrasında ise süperjen etki altında demir oksitler oluşmuştur (Şekil 4.27). Çalışma alanımızda gözlenen (-) $\delta^{34}\text{S}$ değerleri, kırıklar boyunca meteorik su etkileşimi altında, artan kısmen yüksek pH koşullarında S'ün tükendiğini işaret etmektedir. Düvertepe alünitleri için baktığımızda, 1.85-1.76 $\delta^{34}\text{S}$ değerleri, kısmen pozitif değer aralığını ve hidrotermal aktivitenin erken aşamalarında yüksek $f\text{O}_2$ ve magma kökenli S ile asidik pH koşullarını ifade etmektedir (Şekil 4.27) (Ece vd., 2013).

Çalışma alanımızda, riyolitik tüf ve lavlar içerisinde yer alan volkan camının hidrotermal akışkanlar ile temasının bir sonucu olarak, Al- ve silis açığa çıkmıştır. Düşük pH koşullarında çözeltiler, öncelikle kaolinit + alunit oluşumunu sağlamıştır. Açığa çıkan silis ile devam eden etkileşimi daha yüksek pH koşullarında ise kaolinitin alünit aleyhine dengede oluşumunu sağlamıştır (Şekil 4.28; Inoue ve Utada, 1991c). S'ce zengin hidrotermal çözeltilerin kırıklar boyunca hareketi esnasında sıcaklığın iyice düşmesine (<100 °C, pH<3) bağlı olarak, kaolinit mineralleri bazı kısımlarda halloysit formuna dönüşmüştür (Velde, 1995). Asidik bileşimli volkanikler içerisinde yer alan fenokristal ve/veya mikrolitler şeklindeki feldispatların hidrotermal alterasyonuna bağlı olarak ortaya çıkan Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Fe^{+2} gibi katyonların bir kısmı simektit oluşumunu sağlamış, bir kısmı ise açık sistemin bir sonucu olarak ortamdan ayrılmıştır.

H_2SO_4 'ün oluşum mekanizmasının süperjen, buhar ısıtılmalı (steam-heated) ve magmatik hidrotermal olarak tanımladıkları 3 farklı jeolojik ortamda gelişebileceği bilinmektedir (Rye vd., 1992). Eski birçok çalışmada, stratovolkanlara bağlı uçucularla ilişkili sülfat minerallerinin varlığı ifade edilmektedir (Stoiber ve Rose, 1974; Zimbelman vd., 2000, 2005). Magmatik buharın bulunması hidrotermal magmatik ortamlar açısından olağan bir durumdur. Bu ortamlarda, pH=2 ve < 250 °C sıcaklık koşulları altında, Al-katılımına $[\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6]$ formülü ile ifade edilen alünit ve $[\text{NaAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6]$

formülü ile ifade edilen natro-alünit mineralleri eşlik etmekte, pH değerinin yükselmesinin bir sonucu olarak ise alünit yerine kaolinit duraylı halde bulunmaktadır (Cunningham vd., 1984). Yan kayacın çözünmesi için gerekli sülfürik asitin pirit gibi sülfid minerallerinin oksidasyonu yolu ile oluşabildiği bilinmek ile birlikte, çalışma alanımızda herhangi bir pirit varlığı tespit edilememiştir.

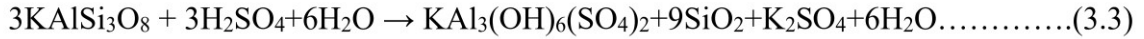
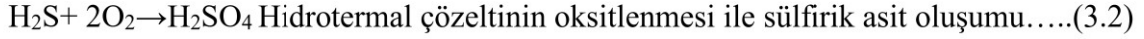
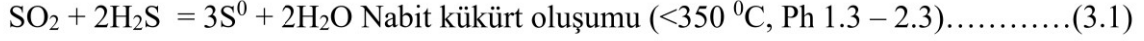


Şekil 4.27. Kayabaşı (Bursa), Adams Dağı (Meksika) ve Düvertepe (Balıkesir) Alünit minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerlerine göre oluşum ortamlarının temsili diyagramı (Rye vd., 2004).

Hipojen asit-sülfat alterasyon ortamlarında SO_2 , HCl ve HF 'ce zengin magmatik uçucuların yoğunlaşmasının bir sonucu olarak ortaya çıkan asidik akışkanlardan itibaren gelişen alünit+kuvars+kaolinit birlikteliği genel olarak beklenen bir durumdur.

Hidrotermal koşullarda, ortamdaki SO_2 'nin H_2O ile tepkimesinin bir sonucu olarak H_2SO_4 ve H_2S oluşmakta ve H_2S 'in atmosferik oksidasyonu ile yüzeye yakın bölümlerde nabit sülfür oluşumu ve/veya H_2SO_4 oluşumu gerçekleşmektedir (Şekil 4.28; Wilhelm, 1977, Mituzani ve Sugiura, 1996). Çalışma sahasında gözlenen sülfat mineralleri alünit ve natroalünit mineralleridir. Ortamda yer alan ve hidrotermal akışkanlardan ayrıldıktan sonra

atmosferik koşullar altında okside olarak H₂SO₄ formuna dönüşen “S”, alünit-natroalünit oluşumunu sağlamıştır (Rye vd., 1992). Bu tepkimeler ifadesini aşağıdaki 3.1, 3.2 ve 3.3 denklemlerinde bulmaktadır (Çoban, F., 2015; Ece, Ö.I. vd., 2013);

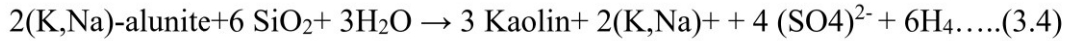


Ortoklaz

Alünit

Kuvars

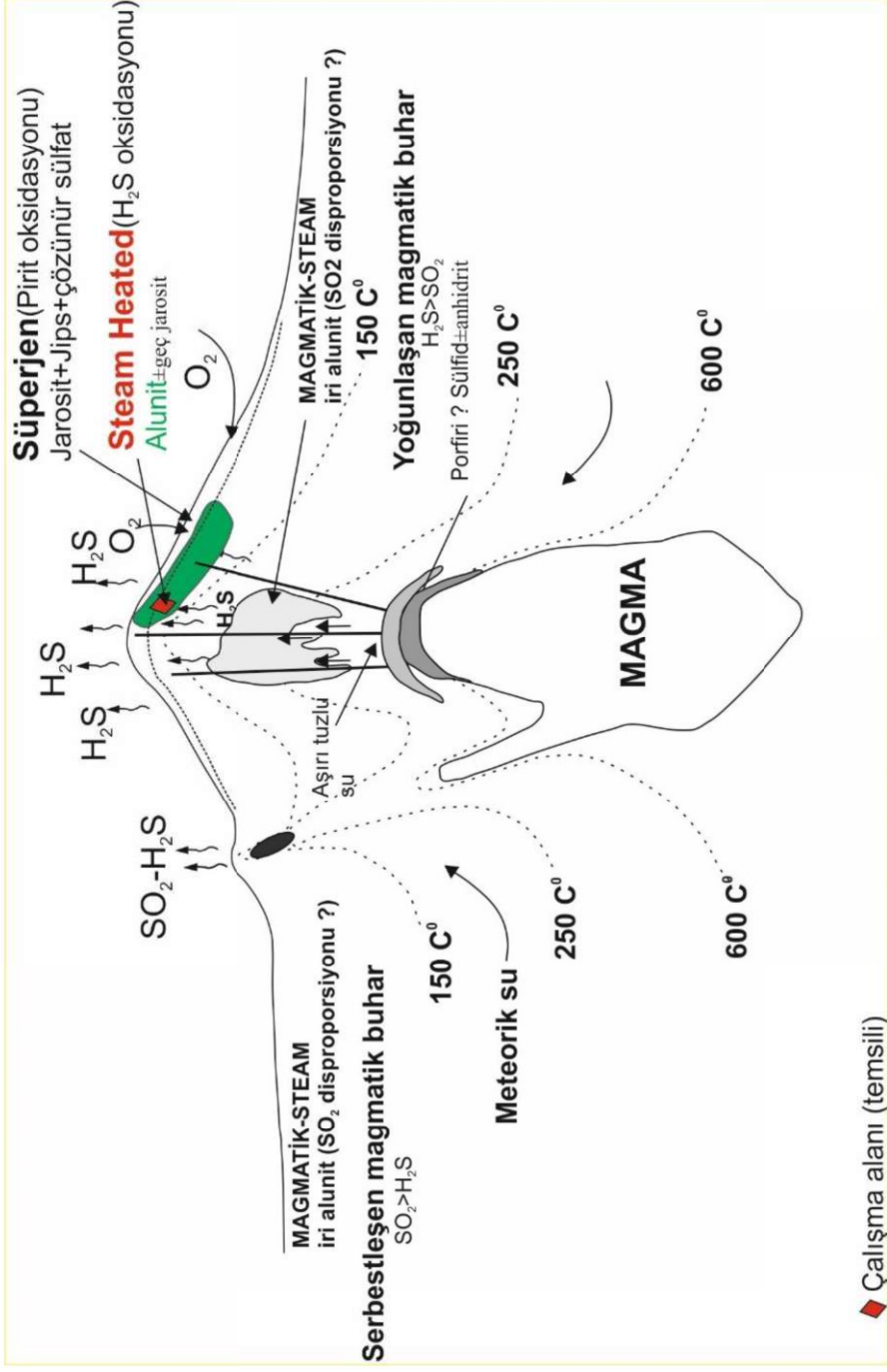
Çalışma alanında, riyolitik tüf ve lavlar içerisinde yer alan volkan camının hidrotermal akışkanlar ile temasının bir sonucu olarak, Al- ve silis açığa çıkmıştır. Düşük pH koşullarında çözeltiler, öncelikle alunit ve kaolinit oluşumunu sağlamıştır. Açığa çıkan silis ile devam eden etkileşimi daha yüksek pH koşullarında ise alünitten itibaren kaolinit oluşumunu sağlamıştır (Inoue ve Utada, 1991c). Bu durum ifadesini 3.4 denklemi ile bulmaktadır.



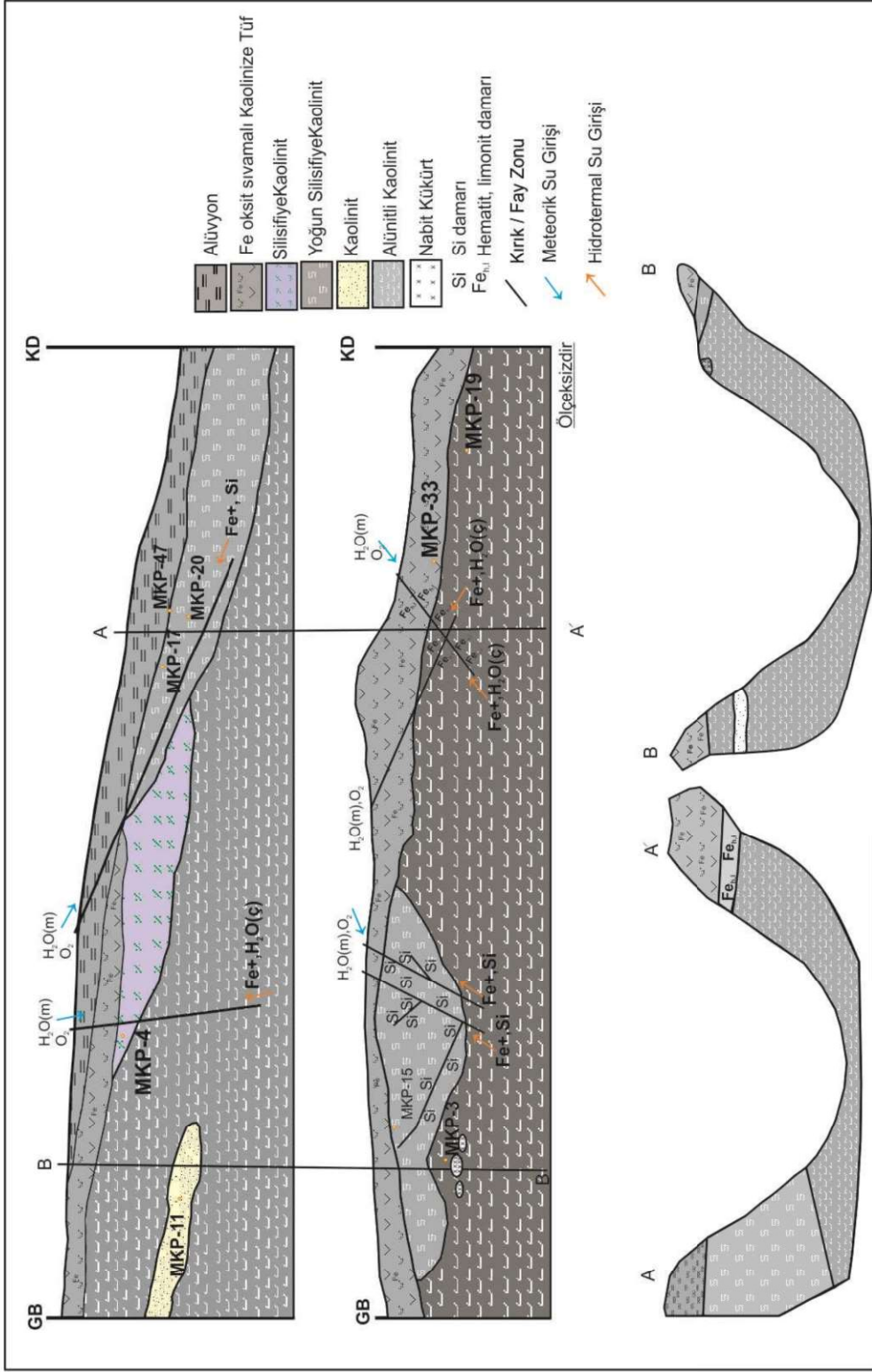
Açığa çıkan silisin silikat mineralleri için kullanılmayıp giderek artan konsantrasyonu ise, yüzeye yaklaştıkça sıcaklığının azalmasına bağlı olarak kırık-çatlaklar boyunca ortam dışına atılmış ve silis çıkışları oluşturmuştur. Ortamdan atılamayan silis, yer yer merceksel yer yer ise saçınımlı ya da damar yapılar şeklinde kuvars ve opal-CT oluşumlarını sağlamıştır. Fe³⁺ aktivasyonu ve düşük pH koşullarında, su tablası alt seviyelerinde oluşan alünit+kaolinit+silis birlikteliğine Fe-oksit mineralleri de eşlik etmektedir (Stoffregen, 1993; Rye vd., 2000). Rye vd., 2004 tarafından yapılan çalışmada Adams Dağı'na ait değerler kısmen düşük sıcaklık koşullarında su tablasının üzerinde jips oluşumuna imkan vermiştir (Şekil 4.27). Kayabaşı sahasında, jarosit ve jips oluşumları gözlenmemektedir. Alunitlere jarositin yerine Fe-oksit (hematit) mineralleri eşlik etmekte, bu durum ise pH değerinin jarosit oluşumuna imkan veren değerlerin üzerinde olduğunu ifade etmektedir. Çalışma alanında gözlenen bu birliktelik hidrotermal alterasyon birlikteliği olarak yorumlanmakta olup Zimbelman (2005) tarafından yapılan sınıflandırmanın steam-heated grubu içerisinde yer almaktadır (Şekil 4.28; Rye vd., 1992). Zimbelman (2005), bu

birlikteliğin olduğu magmatik hidrotermal koşullara süperjen etkininde eşlik ettiğini belirtmektedir. Çalışma alanında alünit ve demiroksitlere eşlik eden eser miktarda halloysit mineralleri gözlenmektedir ve bu durum süperjen koşullarda topoğrafyayı takip eden alünit oluşumlarını temsil etmektedir (Rodriguez, 2017). Kaolinit örneklerinden elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri ve hidrotermal çözelti değeri kullanılarak yapılan sıcaklık değerleri göz önünde bulundurulduğunda, çalışma alanının süperjen etkinin de içerildiği hidrotermal buhar-ısıtmalı (steam-heated) ortamı yansıttığı görülmektedir.

Alünit ortamsal tanımlamaları ışığında, magmadan itibaren oluşan buharın yarattığı basınç etkisi ile oluşan kırıklar boyunca hidrotermal sıvılar ilerlemiş, yüzeye yakın kısımlarda atmosferik oksijen ile girilen tepkimenin bir sonucu olarak ortaya sülfirik asit çıkmıştır (Rye vd., 2004). K-feldispat ve volkan camlarının duraylılıklarını kaybetmesi sonucu zenginleşen potasyumca zengin hidrotermal çözeltiler plajiyoklazlarla etkileşime girmiş, açığa çıkan sodyum ortamdan uzaklaştırılmıştır. Yoğun şekilde oluşan sülfirik asit, kaolinit ile dengede bir alünit oluşumuna imkan vermiş (Hemley vd.,1969), bu alünit oluşumu esnasında kuvars ortaya çıkmıştır. pH'ın iyice artması durumlarında, SO_4^{-2} ve K^+ aynı koşullar altında dahi olsa, alünit yerine kaolinit duraylı hale gelmiştir (Şekil 4.29; Cunningham vd., 1984). K^+ ile ortamdan uzaklaşamayan serbest halde bulunan Na^+ 'un yer değiştirdiği durumlarda ise natro-alünit oluşumları gerçekleşmiştir.



Şekil 4.28. Çalışma alanının olası konumunu temsil eden sülfür içeren ortamlar diyagramı. Rye vd.,'den (2004) değiştirilerek alınmıştır.



Şekil 4.29. Kaolinit ocağına ait alterasyon kesiti.

5. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bölgede gözlenen ve kırık sitemlerini takip eden jeotermal kaynak sularının varlığı ile Kestelek Bor sahasında yapılmış olan çalışmalar ışığında ortaya konulmuş kükürt getirimli epitermal sisteme bağlı bor zenginleşmeleri bilinmektedir.

Bu çalışmada, Bursa ili Mustafakemalpaşa İlçesi Kayabaşı Köyü civarında gözlenen Üst Miyosen yaşlı volkanik kayaçların, bahsi geçen tektonizma ürünü kırıklar boyunca, alterasyonuna bağlı olarak oluşmuş kaolinit/alünit cevherleşmesine yol açan hidrotermal alterasyon mekanizmasının ortaya konulması amaçlanmıştır (Şekil 5.1.).

Çalışma kapsamında; kaolen (+/-alünit) yatakları ve çevresindeki kaya türleri belirlenerek tanımlanmış, birbirleri ile ilişkileri ortaya konulmaya çalışılmış ve sahanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritaları ve ocağa ait alterasyon kesitleri yapılmıştır.

Kaolinit ve alünit minerallerinin varlığı öncelikle XRD analiz sonuçlarına dayanılarak ortaya konulmuş, kimyasal analizleri ile oluşumlar desteklenerek ortamsal yorumlamalara gidilmiştir. XRD analizlerinde kaolinit mineralleri tipik 7.18 Å, 4.48 Å ve 3.58 Å d(hkl) değerleri ile alünit mineralleri ise 5.72 Å, 4.97, 3.50 Å (110) pik değerleri ile ayırt edilebilmiştir.

XRD ile varlığı ortaya konulan alünit ve kaolen örnekleri üzerinden ayrıca majör oksit, iz element ve nadir toprak element analizleri yaptırılmıştır. Bu analiz sonuçları örnekler arasında genel anlamda büyük farklılıklar sunmamaktadır. K₂O değerleri % 0.1 - 2.59 aralığında yer almaktadır. Alünit ile ilişkili olarak görece yüksek K₂O içeriğine sahip örneklerin yine görece yüksek ateş zaiyatına sahip olması da göz önünde bulundurulduğunda alünitin varlığı desteklenmektedir.

Kaolinit örneklerinin DTA-TG analizleri, bu örneklerin kaolinit mineralinin düzenli kristal yapısına sahip olduğunu göstermektedir (MacKenzie, 1957; Yuan ve Murray, 1993; Njoya vd., 2006; Sousa vd., 2007). Ayrıca, kaolinit örneklerine ait IR spektroskopisi analizleri de bu öneriyi desteklemektedir.

Kaolinit minerallerinin altere volkanik malzeme üzerinde mikromorfolojik olarak kitap şekilli, yaprağımsı, hegzagonal kristaller şeklinde görülmesi, bu minerallerin otijenik olarak oluştuğuna işaret etmektedir. Kaolinit kristallerinin yarı özşekilli ve özşekilli alünit mineralleri ve Fe-oksit oluşumları ile birlikte bulunması ortamdaki hidrotermal alterasyon koşullarını desteklemektedir.

ONTE zenginleşmesi, hidrotermal akışkanlar ve asit yıkama ortamları için karakteristiktir ve bu tip ortamlardaki NTE bileşenleri (+)Eu anomalisi sunmaktadırlar (Johansson vd., 1996, Bau, 1991). Hafif Nadir Toprak Elementi (HNTE) oranının Ağır Nadir Toprak Elementi (ANTE) oranına göre yüksek olması, hidrotermal süreçler boyunca ayrışan amfibol, plajiyoklas ve devitrifiye volkan camının kaolinit ve alünit oluşumunun esas kaynağı olduğunu göstermektedir.

La, Ce ve Y değerlerinin düşük olması, buna karşılık Ba ve Sr değerlerinin görece yüksek olması hipojen etkinin varlığını işaret etmektedir. Keza, Nb değerlerinin çok düşük olması bu oluşumun hipojen bir oluşum olduğunu destekler nitelikte görünmektedir.

Ce içeriğindeki düşük değer, kaolinleşme esnasında meteorik suların etkisinin olmadığını, Eu elementinin düşüklüğü ise alterasyon esnasındaki sıcaklığın kısmen düşük olduğu yorumunun yapılmasını olanaklı kılmaktadır (Maksimoviç ve Panto, 1983). Kaolinit+Alunit örnekleri için gözlenen (+) Eu ve (-) Ce anomali değerleri hidrotermal koşullara bağlı kaolinit ve alünit oluşumlarını temsil ederken, atmosferik oksijene bağlı Fe-oksit oluşumlarının gözlendiği Fe-oksitli kaolinit örnekleri için gözlenen (+)Ce değerleri ile bazı Kaolinit örnekleri için gözlenen (+)Ce anomali değerleri hidrotermal alterasyon sonrası gerçekleşen süperjen koşulların varlığını işaret etmektedir.

Kaolinit örneklerinden elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri, magmatik sular ile birlikte meteorik suların da etkili olabileceğini göstermektedir. Buna ek olarak alünit örneklerinden elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ değerleri, sülfür varlığının hem magmatik hidrotermal hem de buhar kaynaklı olduğunu göstermektedir.

Çalışma alanında GB yönünde ilerledikçe yüzey gözlemlerine dayanılarak silisleşme ve Fe-oksit oluşumlarının yoğunlaştığı, bunun ise bölgedeki yüzeylenmiş büyük kırıklar boyunca meteorik suların etkili olduğu fay kontrollü alanları temsil ettiği saptanmıştır.

Alterasyon modelinin ortaya konulabilmesi için sondaj çalışmaları eşliğinde detaylı mineralojik birliktelikler ve zonlanmalar tespit edilmeli, etkili olan çözelti ve sıvıların kimyasal bileşimleri sıvı kapanımı çalışmaları ile saptanmalıdır.



Şekil 5. 1. Riyolitik tüfler içerisinde kaolinit=alunit oluşumu.

6. KAYNAKLAR DİZİNİ

- Abdioğlu, E. ve Arslan, M., 2009, Alteration Mineralogy and Geochemistry of the Hydrothermally Altered Rocks of the Kutluar (Sürmene) Massive Sulphide Deposit, NE Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 18, p.139-162.
- Akyürek, A. ve Soysal, Y., 1983, Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri: MTA Dergisi, 96, 1-12.
- Akyüz, S, 1995, Manyas-Kepsut-Susurluk (Balıkesir) çevresinin jeolojisi Doktora Tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Akyüz, S, ve Okay, A.I, 1996, A section across a Tethyan suture in northwest Turkey. International Geological Review, 38, p. 405-418.
- Akyüz, S.H. ve Okay, A, 1998, Manyas(Balıkesir) Güneyinin Jeolojisi ve Mavi Şistlerin Tektonik Konumu, MTA Dergisi, s.120, 105-120.
- Alkan, E., 2015, Bursa Dolayının Neojen Stratigrafisi, Neotektonik yapıları ve Mineral Yatakları ile İlişkisi, İTÜ Fenbilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Jeoloji Mühendisliği Programı, Yüksek Lisans Tezi.
- Altınlı, İ.E., 1973, Orta Sakarya Jeolojisi, Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, MTA Yayınları, 159-191, Ankara.
- Aranha da Paz S.P., Angelica, R.S., ve De Feritas Neves, D., 2010, Síntese hidrotermal de sodalita básica a partir de um rejeito de caulim termicante ativado. Quim Nova 33(3): 579—583.
- Bau, M., 1991, Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. Chem. Geol., 93, pp., 219– 230.
- Bingöl E., 1968, Contribution a L'étude geologique de la Partir Centrale et sud-est du Massif de Kazdağ (Turquei), PhD Dissertation (Doktora Tezi). Nancy Universty, Fransa.
- Bingöl, E., 1975, 1:2 500 000 ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerinde tartışmalar, M.T.A. Dergisi, No. 83, Ankara.
- Bobos I., Duplay J., Rocha J., Gomes C., 2001, Kaolinite to halloysite-7A° transformation in the kaolin deposit of Sao Vicente de Pereira, Portugal, Clays and Clay Minerals, 49, p. 596–607.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Boztuğ, D., Jonckheere, R.C., Heizler, M., Ratschbacher, L., Harlavan, Y.ve Tichomirova, M., 2009, Timing of postobduction granitoids from intrusion through cooling to exhumation in central Anatolia, Turkey, *Tectonophysics*, 473, p. 223-233.
- Brindley, G. W.,1980, Quantitive X-ray mineral analysis of clays. In:Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification. G.W. Brindley, G.Brown (eds.), London, Mineralogical Society, p. 125-195.
- Brinkmann, R., 1971, Die Südflanke des Menderes - Massivs bei Milas, Bodrum und Ören, Scien Report of the Faculty of Science Ege University, No..43, İzmir.
- Clauer, N. ve Chaudhuri, S., 1995, Clays in Crustal Environments:Isotope Dating and Tracing. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. DOI 10.1007/978-3-642-79085-0_1 Chapter 1 An Introduction to Clay Minerals and Isotope Geochemistry, p. 1-59.
- Çoban, Fazlı, 2015, “Danaçayır(Sındırgı-Balıkesir) Kaolin Yatağının Mineralojik-Jeokimyasal Özellikleri: Kaolenleşme Sırasındaki Majör, Eser ve Nadir Toprak Elementlerinin Mobilizasyonu”, Çukurova Üniversitesi.
- Coplen, T.B., Kendall, C., Hopple, J., 1983, Comparision of stable isotope reference samples, *Nature*, 302, p. 236-238.
- Cunningham, C.G., Rye, R.O., Steven, T.A. , Mehnert, H. M., 1984, Origins and exploration significance of replacement and vein type alünite deposits in the Marysvale volcanic field, West central Utah, *Economic Geology*, 79, 50-71.
- Davies,W., T., Hooper, R.M., 1985, Structural changes in kaolinite caused by rapid dehydroxylation, *Journal of Materials Science Letters*, 4, 39-42.
- Dill, H.G., Bosse, H. R., Henning, K. H., Fricke, A., Ahrendt, H., 1997, Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergen kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of nortwestern Peru, *Mineralium Deposita*, 32(2), p.149-163.
- Dönmez, M., Akçay, A. E., Genç, Ş. C., Acar, Ş., 2005, Biga Yarımadasında Orta-Üst Eosen Volkanizması ve Denizel ignimbritler, *MTA Dergisi*, 131, p. 49-61.
- Duru, M., Ilgar, A., Dönmez M., Atabey, E., Pehlivan, Ş., Akçay, A.E., Şentürk, Y., Sezen Demirci, E., Ilgar, Y., Demirci, Ö., Bilgin, R., Eyüpoğlu, M., Kar, H., Özata, A., Sakitaş, A., Okay, A., Genç, Ş.C., Altunkaynak, Ş., 2007, Türkiye Jeoloji Haritaları İ17 Paftası, 1:100000, M.T.A, Ankara.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Kar, H.,Kandemir, Ö., Tok, T., Kanar, F., Çakır, K., Akçay, A.E., Eroğlu, G., 2011, Sakarya Zonu temel birimleri ve Karakaya kompleksinin konumu, 64. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, Ankara, 33-34.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Duru, M., Pehlivan, Ş., Okay, A.I., Şentürk, Y., Kar, H., 2012, Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi, M.T.A. Özel Yayın Serisi – 28, 7-74.
- Ebert, S.W., Rye, R.O. 1997, Secondary precious metal enrichment by steam heated fluids in the Crofoot-Lewis hot spring gold-silver deposit and relation to paleoclimate, *Economic Geology* 92, 578-600.
- Ece, Ö.I., Ekinci, B., Schroeder, D.C., Esenli, F., 2013, Origin of the Düvertepe kaolin–alünite deposits in Simav Graben, Turkey: Timing and styles of hydrothermal mineralization, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 255, 57–78.
- Ece, Ö.I. ve Schroeder, P.A. 2007, Clay mineralogy and chemistry of halloysite and alünite deposits in the Turplu area, Balıkesir, Turkey, *Clays and Clay Minerals*, 55, p.18–35.
- Ece, Ö.I., Schroeder, P.A., Smiley, M. ve Wampler, M., 2008, Acid sulphate alteration of volcanic rocks and genesis of halloysite and alünite deposits in the Biga Peninsula, NW Turkey, *Clay Minerals*, 43, 281-315.
- Ece, Ö.I., Ekinci, B., Schroeder, P.A., Crowe, D., Esenli, F., 2013, Origin of the Düvertepe kaolin-alünite deposits in Simav Graben, Turkey: Timing and styles of hydrothermal mineralization, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 255, 57–58.
- Egger, A., 1960, Bursa-Kütahya-Bolu Vilayetlerindeki Seramik Hammaddeleri Zuhurları Hakkındaki Rapor, MTA Yayınları, Derleme No:3057.
- Elmacı, M., 1981, Bursa Güneyi Talk Sahaları Prospeksiyon Raporu, MTA Yayınları, Derleme No:7030.
- Ercan, T., Ergül, E., Akçören, F., Çetin, A., Granit, S., ve Asutay, J., 1990, Balıkesir-Bandırma Arasının Jeolojisi, Tersiyer Volkanizmasının Petrolojisi ve Bölgesel Yayılımı, *MTA Dergisi*, 110, 113-130.
- Ercan, T., Türkecan, A., Karabıyıkoglu, M., Şaroğlu, F., 1998, Marmara Denizi Çevresindeki Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri, MTA Yayınları, Derleme No:10052.
- Erdağ, A., 1980, Balıkesir Çataldağ granodiyoritinin (güney alanı) jeolojisi ve petrolojisi: İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Yayınları, 3, 72s.
- Erguvanlı, K., 1954, Ağaçlı Kemerburgaz Cebeciköy İnegöl Domaniç ve Bursa Mustafakemalpaşa Susurluk ve Eceabat Çanakkale Ayvacık Arasında Kalan Bölgenin Jeolojik Etüt Raporu, MTA Yayınları, Derleme No:2374.
- Ergül, E., Öztürk, Z.; Akçören, F. ve Gözler, M.Z., 1980, Balıkesir İli Marmara Denizi Arasının Jeolojisi, MTA Yayınları, Derleme No:6760.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Ergül, E., Gözler, Z., Akçören, F., Öztürk Z., 1986, 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, F-6 (İ20) Paftası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Ertürk, D., 2010, Bursa İli Jeotermal Potansiyeli, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi.
- Farmer, F.C., Russel, J.D., 1964, The infrared spectra of layer silicates, *Spectrochimica Acta*, 20, p. 1149-1173.
- Farmer, V. C., Palmieri, F., 1975, The characterization of soil minerals by infrared spectroscopy, in *Soil Components, Vol. 2. Inorganic Components* (J. E. Gieseking, Ed.), Springer-Verlag, New York, p. 573–670.
- Genç, S.C., Yılmaz, Y., 1994, Evolution of the Triassic continental margin, Northwestern Anatolia, *Tectonophysics*, 243, p.193-207.
- Göncüoğlu, C.M., 1991, Armutlu Yarımadasının Jeolojisi, MTA Yayınları, Derleme No:9165.
- Gündoğan, İ., Helvacı C., 1993, Sultançayır (Susurluk-Balıkesir) boratlı jips havzasının jeolojisi, mineralojisi ve ekonomik potansiyeli, *TJK Bülteni*, c.36/1, s. 159-172.
- Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P., Faley, N.K. 1985, Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic hosted epithermal precious-metal deposits, *Reviews in Economic Geology*, 2., p. 129-167.
- Helvacı, C., Firman R.J. 1977, Emet borat yataklarının jeolojik konumu ve mineralojisi, *Jeoloji mühendisliği dergisi*.
- Hemley, J.J., Hastetler, P.B., Gude, A.J., Mountey, W.T.1969, Some stability relations of alünite, *Economic Geology*, 64, p. 599-612.
- Herdianita, N.R., Browne, P.R.L., Rodgers, K.A., Campbell, K.A. 2000, Mineralogical and textural changes accompanying ageing of silica sinter, *Mineralium Deposita*, 35, p. 48–62.
- Inoue, A., Utada, M., 1991-c, Hydrothermal alteration in the Kamikita Kuroko mineralisation area, northern Honshu, Japan, *Mining Geology Japon*, 41, p. 203-218.
- Inoue, A. 1995, Formation of Clay Minerals in Hydrothermal Environments, 268–329 in: *Origin and Mineralogy of Clays* (B. Velde, editor), Springer-Verlag Berlin.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Johannesson, K.H., Lyons, W.B., Yelken, M.A., Gaudette, H.E., Stetzenbach, K.J., 1996, Geochemistry of rare earth elements in hypersaline and dilute acidic natural terrestrial waters: Complexation behaviour and middle rare earth element enrichment, *Chem. Geol.*, 133, p. 125-144.
- Kadir, S. ve Erkoyun, H., 2012, Genesis of the Hydrothermal Karaçayır Kaolinite Deposit in Miocene Volcanics and Palaeozoic Metamorphic Rocks of the Uşak-Güre Basin, Western Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, p.1-26.
- Kadir, S. ve Karakaş, Z. 2002, Mineralogy, chemistry and origin of halloysite, kaolinite and smectite from Miocene ignimbrites, Konya, Turkey. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 177, p. 113-132.
- Kadir, S., Önen-Hall, P., Aydın, S.N., Yakicier, C., Akarsu, N., vd. 2008, Environmental effect and genetic influence: a regional cancer predisposition survey in the Zonguldak region of northwest Turkey. *Environmental Geology*, 54, p. 391-409.
- Kadir, S., Külah, T., Eren, M., Önalgil, N., Gürel, A. 2014, Mineralogical and geochemical characteristics and genesis of the Güzelyurt alunite-bearing kaolinite deposit within the late Miocene Gördeles ignimbrite, central Anatolia, Turkey, *Clays and Clay Minerals*, 62, p. 477-499.
- Kalafatçıoğlu, A., 1964, Balıkesir Kütahya Arasındaki Bölgenin Jeolojisi, MTA, Ankara.
- Kandemir, Ö., Pehlivan, Ş., Kanar, F., Tok, T., 2013, 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Bursa H-21 paftası, No: 191, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Kandemir, Ö., Kanar, F., 2018a, 1/100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Eskişehir-İ24 Paftası, No.245, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Kandemir, Ö., Kanar, F., 2018b, 1/100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Eskişehir-İ27 Paftası, No.247, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Kavrazlı, Ö., 2007, Kestelek (Bursa) Çevresi Borat Yataklarının Mineralojik ve Jeokimyasal İncelenmesi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği, Yüksek Lisans Tazi.
- Kay Berner, E. ve Berner, R.A., 1996, *Global Environment: Water, Air, and Geochemical Cycles*. Princeton University Press, New Jersey, USA, p. 376.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri. *M.T.A Dergisi*, 6, p. 20-34.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Komusinski, J., Stoch, L., 1984, Dehydroxylation of kaolinite sub-group minerals, An ESR study, *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry*, 29, p. 1033-1040.
- Konak, N., 2002, 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası İzmir Paftası, M.T.A., Ankara.
- Kop, A., Özalp, S., Elmacı, H., Kara, M., Duman, T.Y., 2016, Active Tectonic and Paleoseismological Features of the Western Section of Mustafakemalpaşa Fault, Bursa, NW Anatolia. *Geodinamica Acta*, 28, 4, p. 363-378.
- Kulla, J.B., Anderson, T.F. 1978, Experimental oxygen isotope fractionation between kaolinite and water. Short papers 4th International Conference Geochronology, *Cosmochronology, Isotop geology: U.S. Geological Survey open file Report*, 78-701, p. 234-235.
- Krushensky, R., Akçay, Y. ve Karaege, E.,1980, Geology of the KaralarYeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey. *Geological Survey*, 1461, p. 1-72.
- Kyser, T.K., O'Neil, J.R, 1984, Hydrogen isotope systematics of submarine basalts, *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 48, p. 2123-2133.
- Land, L.S., Dutton, S.P., 1978, Cementation of a Pennsylvanian Deltaic Sandstone Isotopic Data, *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, p. 1167-1176.
- Lerouge, C., Kunov, A., Fle'hoc, C., Georgieva, S., Hikov, A., Lescuyer, Petrunov, R., Velinova, N., 2006, Constraints of stable isotopes on the origin of alünite from advanced argillic alteration systems in Bulgaria, *Journal of Geochemical Exploration*, 90, p.166–182.
- Long, D.T., Fegan, N.E., Lyons, W.B., Hines, M.E., Macumber, P.G., Giblin, A.M., 1992-a, Geochemistry of acid brines, Lake Tyrrell, Victoria, Australia, In the *Geochemistry of acid Ground Water Systems*, *Chemical Geolgy*, 96, p.33-52.
- Long, D.T., Fegan, N.E., McKee, J.D., Lyons, W.B., Hines, M.E., Macumber, P.G., 1992-b, Geochemistry of acid brines, Lake Tyrrell, Victoria, Australia, In the *Geochemistry of acid Ground Water Systems*, *Chemical Geolgy*, 96, p.183-202.
- Ludden, J.N., Thompson, G., 1979, An evaluation of the behaviour of the rare earth elements during Abitibi greenstone belt, Quebec.2, Mobility of Trace elements and petrogenetic constrains, *Canadian J.Earth Science* 19, p.2276-2287.
- MacKenzie R.C., 1957, The differential thermal investigation of clays. *Mineralogical Society*, London, 456 pp.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Mann, P., 1983, Development of pull-apart basins, *The Journal of Geology*, 91, 5, p. 529-554.
- Maksimoviz ve Panto, 1983, Mineralogy of yttrium and lanthanide elements in karstic bauxite deposits, *Travaux ICSOBA*, 18, p.191-200.
- Menzies, M., Seyfried, Jr., W., 1979, Experimental evidence of rareearth element mobility in greenstonestones, *Nature* 282,p. 398-399.
- Meunier, A., Velde, B. 2004, *Illite: Origin, Evolution and Metamorphism*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 286 pp.
- Meyer, C., Hemley, J.J. 1967, Wall rock alteration in H.L. Barnes (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*, p. 167-235.
- Mizutani, Y., Sugiura, T., 1996, The chemical equilibrium of the $2\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2 = 3\text{S} + 2\text{H}_2\text{O}$ reaction in solfatoras of the Nasudake volcano, *Bulltein Chemical Society Japanese*, 39, 2411-2414.
- MTA, 2002, 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, İzmir paftası, No: 7. Ankara.
- Nagasawa, K., 1978, Kaolin minerals, Pp. 189–219 in: *Clays and Clay Minerals of Japan* (T.Sudo and S.Shimoda, editors). *Developments in Sedimentology*, 26, Elsevier, Tokyo.
- Nakada, R., Shibuya, T., Suzuki, K., Takahashi, Y., Europium Anomaly variation under low-Temperature water-rock interaction. A new Thermometer, *Geochemistry, International*, 2017, vol.55, No.9, p. 822-832.
- Njoya, A., Nkoumbou, C., Grosbois, C., Njopwouo, D., Njoya, D., vd., 2006, Genesis of Mayouom kaolin deposit (western Cameroon). *Applied Clay Science*, 32, p.125–140.
- Norbert, C., Sambbu, 1995, *Clays in Crustal Environments, Isotope Dating and Tracing*, Springer, 359 pages.
- Nordstrom, 1982, Aqueous pyrite oxidation and the consequent formation of secondary iron minerals, in *Kittrick*, *Soil Science Society of America*, p. 37-56.
- Okay, A.I., 1948, 54/2 54/1 ve 53/2 Paftalarında Orhaneli Bölgesi Mustafakemalpaşa Bölgesi, MTA Yayınları, Derleme No:2215.
- Okay, A.I. 1981, Kuzeybatı Anadolu'daki ofiyolitlerin jeolojisi ve mavişist metamorfizması (Tavşanlı - Kütahya), (*Geology and blueschist metamorphism of ophiolites in northwest Anatolia (Tavşanlı-Kütahya)*), *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, s. 85-95.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Okay, A.I., 1989, Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey, Tectonic Evolution of the Tethyan Region, A.M.C. Şengör (Ed.), Kluwer Academic Publishers, p. 109-116.
- Okay, A.I., Siyako, M., Bürkan, K.A., 1990, Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik Evrimi, T.P.J.D Bülteni 2/1, s. 83-121.
- Okay, A.I., Göncüoğlu, M.C. 2004, The Karakaya Complex: A review of data and concepts, Turkish Journal of Earth Sciences, 13, p. 77-95.
- Olin, M., Puhakka, E., Lehtikoinen, J., Puokko, E., Hakanen, M., ve Lindberg, A., Characterisation of Kaolinite and Adsorption of Europium on Kaolinite, POSIVA, Working Report, 82, 2007.
- Orhan, A., Mutlu, H., 2009, Susurluk (Balıkesir) skarn yatağının mineralojik ve petrografik özellikleri, ESOGÜ Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi, cilt 22, sayı 2, s.65-90.
- Oygür, V. 1997, Bir Epitermal Cevherleşmenin Anatomisi, Mumvu(Sındırgı-Balıkesir) İç Batı Anadolu, MTA Dergisi 119, s. 63-72, 1997.
- Öçgün, A.G. 2010, Sincansarnıç Köyü(Bursa-Mustafakemalpaşa) Dolayının Stratigrafisi ve Mesozoik Kireçtaşının Mermer Olarak Kullanılabilirliğinin Araştırılması, Çukurova Üniversitesi Fenbilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi.
- Pehlivan, Ş., Duru, M., Dönmez, M., Ilgar, A., Akçay, A.E., Erdoğan, K., Özer, D., 2007, Türkiye Jeolojisi Haritaları No:96, Balıkesir-İ 19 Paftası, Maden Tetkik Arama, 40s, Ankara.
- Pehlivan, Ş., Duru, M., Kanar, F., Kandemir, Ö., 2011, 1:100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları Serisi, Bandırma H-20 paftası (2.Baskı), No 156, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Pehlivan, Ş., Okay, A.İ., Duru, M., Bilgin, R.Z., Tok, T., Çakır, K., Kandemir, Ö., Kanar, F., 2019, 1:100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları Serisi, Kütahya İ-21 paftası, No 244, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Rollinson, H.R. 1993, Using Geochemical Data, Evaluation, Presentation, Interpretation, John Wiley and Sons Inc., New York, 352 pp.
- Rollinson, H.R. 1993, Using Stable Isotope data. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation: Geochemistry Series, Longman Scientific and Technical co-published with Wiley and Sons, New York, p. 266-315.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Rye, R.O., Bethke, P.M., Wasserman, M.D. 1992, The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration, *Economic Geology*, 87, p. 225–255.
- Rye, R.O. 2005, A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems, *Chemical Geology*, 215, p. 5–36.
- Rye, R.O., Bethke PM, Landphere M.A., Steven, T.A., 2000, Neogene geomorphic and climatic evolution of the central San Juan Mountains, Colorado: K/Ar age and stable isotope data on supergene alunite and jarosite from the Creede mineral district. In Bethke PM, Hay R.L (eds), *ANcent Late Creede: Its volcano-tectonic setting, history of sedimentation and relation to mineralization in the Creede Mining District, Colorado*, Geological Society America Spec, 346, p. 95-104.
- Sapancı, Ö.; Çelebi, D. ve Köprübaşı N., 2012, Çataldağ (Balıkesir) Granitoidinin Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri, *Uygulamalı Yerbilimleri*, sayı: 1-2, s. 10-29.
- Sass J.H., 1965, The thermal conductivity of fifteen feldspar specimens, *Journal of Geophysical Research* 70 (16), 4064 - 4065. <https://doi.org/10.1029/JZ070i016p04064>.
- Sayak,H., Özen, H., Çolakoğlu, A.O., Gültaşlı, Ö.F., Başta, Ö., 2009, Bursa-Orhaneli Ofiyoliti ve Metalojenezi, *MTA Yayınları*, Derleme No:11121.
- Selim, H.S , tüysüz, O., Barka, A.,2006, Güney Marmara'nın Neotektonigi *İTÜ Mühendislik Dergisi*, Cilt 5, Sayı:1, Syf. 151-160.
- Selim, H., Tüysüz, O., Karabaş, A., Taş, K.Ö., 2013, Morphotectonic evidence from the southern branch of the North Anatolian Fault (NAF) and basins of the south Marmara sub-region NW Turkey, *Quaternary International*, 292, 176-192.
- Sheppard S.M.F. ve Gilg H.A. 1996, Stable isotope geochemistry of clay minerals. Clay minerals: “The story of sloppy, sticky, lumpy and though” *Cairns-Smith (1971)*, 31, 1-24.
- Sillitoe, R.H. ve Lorson, R.C., 1994, Epithermal gold-silver-mercury deposits at Paradise Peak, Nevada, ore controls, porphyry gold association, detachment faulting and super- gene oxidation, *Econ. Geol.*, v.89, p.1228- 1248.
- Silva E Silva, M., Lages, A.S, Santana, G.P, 2017, Physical and chemical study of lattice kaolinites and their interaction with orthophosphate, *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, vol.89, no.3, Rio de Janerio, July, September.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Siyako, M., Burkan, K.A., Okay, A.I. 1989, Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 3, p. 183–199.
- Sousa, D.J.L., Varajao, A.F.D.C., Yvon, J., Da Costa, G.M., 2007, Mineralogical, micromorphological and geochemical evolution of the kaolin facies deposit from the Capim region (northern Brazil), *Clay Minerals*, 42, p. 69–87.
- Stchepinsky, V., 1941, Bursa Vilayeti Maden Zenginlikleri Hakkında Rapor, MTA Yayınları, Derleme No:1225.
- Stoffregen, R. E., Alpers, C.N. 1987, Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: product of apatite destruction during advanced argillic alteration, *Can.Mineral*, 25, p. 201-211.
- Stoffregen, R.E., Cygen, G. 1990, An experimental study of Na-K Exchange between alünite and aquaous sulphate solutions. *A.M.Mineral* 75, p. 209-220.
- Stoffregen, R.E., 1993, Stability relation of jarosite and natrojarosite, *Geochima Cosmochim Acta*, 57, 2147.
- Stoffregen, R.E., Rye, R.O., Wasserman, M.D. 1994, Experimental studies of alünite: $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{16}\text{O}$ and D-H fractionation factors between alünite and water at 250-450 C⁰, *Geochimica & Cosmochimica Acta* 58, p. 903-916.
- Stoffregen, R.E., Alpers, C.N., Lambor, J.L., 2000, Alünite-Jarosite Crystallography, Thermodynamics and Geochronology.
- Stoiber, R.E., Rose Jr., W.I., 1974, Fumarele incrustations at active Central American volcanoes. *Geochimica & Cosmochimica Acta* 38, p. 495-516.
- Sun, S.-s. ve McDonough, W.F. 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *Geological Society Special Publications*, 42, p. 313–345.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, *The Society of Economic Paleontologists and Mine-ralogists, Special Publication*, 37, p. 227-264.
- Tasmania, Australia. *Chemical Geology*, 68(1-2), 105–119. doi:10.1016/0009-2541(88)90090-3 1988, REE mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulphide deposit at Que River, Tasmania, Australia, *Chemical Geology*, 68 (1 – 2), p. 105 – 119.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Taylor, H.P. Jr., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69, p. 843-883.
- Taylor H.P., 1979, Oxygen and hydrogen relationships in hydrothermal mineral deposits, Pp. 236–277 in: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (H.L. Barnes, editor), 2nd edition, John Wiley, New York.
- Tosanloo, N.B., Peyrowan, H.R., Sheikhzakarie, S.J., Rad, A.R.J.,2017, Chemistry of Host and Altered Rocs in the Nahran Area, Tarom Zone (NW Iran): Implication for Determining of Mineralization Processes in the AlterationEnvironment, *Open Journal of Geology*, 2017, 7, p. 374-394. <http://www.scrip.org/journal/org>.
- Ünal, A. 2013, Mustafakemalpaşa(Bursa) ve Susurluk(Balıkesir) Arasında Mostra veren Magmatik Kayaçların Jeolojisi ve Petrografisi, İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi.
- Van der Marel, H.W., ve Beutelspacher, H.,1976, *Atlas of IR Spectroscopy of Clay Minerals and Their Admixtures*, Elsevier, Amsterdam. 396.
- Van Breemen, 1973, Soil forming processes in acid sulphate soils in Dost H(Ed.) *Acid sulphate Soils*, ILRI Publ.18, 1973. Vol I, 66-130, Wageningen, The Netherlands.
- Velde, B., 1995, *Origin and Mineralogy of Clays. Clays and the Environment*. xv+334 pp. Berlin, Heidelberg, New York, Barcelona, Budapest, Hong Kong, London, Milan, Paris, Tokyo, Springer, Verlag.
- Weaver, C.E., 1989, *Clays, muds and shales. Developments in Sedimentology* 44, Elsevier, Amsterdam, 819 pp.
- Winchester, J.A. ve Floyd, P.A.,1997, Geochemical discrimination of different magma series and their differantiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, p. 245-252.
- Whitford, D. J., Korsch, M. J., Porritt, P. M., ve Craven, S. J., 1988, Rare-earth element mobility around the volcanogenic polymentallic massive sulfide deposit at Que River, Tasmania, Australia, *Chemical Geology*, 68 (1-2), p. 105-119.
- Worden, R.H.,ve Burley, S.D., 2009, *Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone in: Sandstone Diagenesis Recent and Ancient* (S.D. Burley ve R.H. Worden editors). Wiley-Blackwell, 656.

- Yalçınkaya,S. Avşar, Ö.P., 1980, Mustafakemalpaşa Bursa ve Dolayının Jeolojisi, MTA Yayınları, Derleme No:6717.
- Yuan, J. ve Murray, H.H., 1993, Mineralogical and physical properties of the Maoming kaolin from Guangdong province, south China. Pp. 249-259 in: Kaolin Genesis and Utilization (H.H. Murray, W.M. Bundy ve C.C. Harvey, editors). The Clay Minerals Society, Boulder, Colorado, USA.
- Zimbelnan, D.R., Rye, R.O., Landis, G.P., 2000, Fumeroles in ice caves on the summit of Mount Rainer- Preliminary stable isotope, gas and geochemical studies, J.Volcanology Geothermal Resources 97, 457-473.
- Zimbelman, D.R., Rye, R.O. ve Breit, G.N., 2005, Origin of secondary sulphate mineralisation active andesitic stratovolcanoes, Chemical Geology, 215, 37-60.
- Zurek,V.,1964, Mustafakemalpaşa, Mineviz Köyü Kaolin Yatağı Üzerine Rapor. MTA Yayınları(Yayınlanmamış).

ÖZGEÇMİŞ

