

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİMDALI

**TEKKEKÖY-TAFLAN (SAMSUN) EOSEN VOLKANİTLERİ VE
MONZOGABROLARINDA GELİŞEN ZEOLİTLERİN MİNERALOGİSİ, KİMYASI
VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeoloji Müh. Ufuk Celal YAĞCIOĞLU

**MAYIS 2014
TRABZON**

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİMDALI

**TEKKEKÖY-TAFLAN (SAMSUN) EOSEN VOLKANİTLERİ VE
MONZOGABROLARINDA GELİŞEN ZEOLİTLERİN MİNERALOGİSİ,
KİMYASI VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ**

Jeoloji Müh. Ufuk Celal YAĞCIOĞLU

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
"YÜKSEK MÜHENDİS (JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ)"
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 05.05.2014
Tezin Savunma Tarihi : 27.05.2014**

Tez Danışmanı : Doç. Dr. Emel ABDİOĞLU

TRABZON 2014

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında
Ufuk Celal YAĞCIOĞLU tarafından hazırlanan

TEKKEKÖY-TAFLAN (SAMSUN) EOSEN VOLKANİTLERİ VE
MONZOGABROLARINDA GELİŞEN ZEOLİTLERİN MİNERALOGİSİ,
KİMYASI VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ

başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun 06 / 05 / 2014 gün ve 1552 sayılı
kararıyla oluşturulan jüri tarafından yapılan sınavda

YÜKSEK LİSANS TEZİ
olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Başkan : Doç. Dr. İbrahim ALP
Üye : Prof. Dr. Mehmet ARSLAN
Üye : Doç. Dr. Emel ABDİOĞLU

Prof. Dr. Sadettin KORKMAZ
Enstitü Müdürü

ÖNSÖZ

Bu çalışma Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır. Tez kapsamında Tekkeköy-Taflan (Samsun) arasında yüzeyleme veren Eosen yaşlı volkanitlerde ve monzogabrolarda bulunan zeolitler ve zeolitler ile ilişkili ikincil minerallerin mineralojisi, kimyası ve kökensele özellikleri incelenmiştir. KTÜ BAP birimi tarafından 9683 nolu, "Samsun İli ve Yakın Çevresi Tersiyer Volkanitlerinde Gelişen Zeolitlerin Mineralojisi, Kimyası ve İzotopik Özellikleri" isimli proje kapsamında desteklenen bu çalışmanın gerçekleştirilmesindeki katkılarından ötürü Karadeniz Teknik Üniversitesi'ne teşekkür ederim.

Bu çalışma konusunu tarafıma telkin eden, çalışmalarımın başından beri desteklerini ve teşviklerini esirgemeyen, bilgi ve tecrübesini benimle paylaşan hocam Doç. Dr. Emel ABDİOĞLU'na teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmalarımın başından beri gerek bilimsel, gerekse akademik hayata dair tecrübelerini benimle paylaşan Prof. Dr. Mehmet ARSLAN'a müteşekkirim. Çalışmalarımda desteğini her an yanımda hissettiğim Yrd. Doç. Dr. Cem YÜCEL'e, Uzm. Dr. İrfan TEMİZEL'e minnettarım. Mineral kimyası analizleri için Dr. Thomas WENZEL'e (Tübingen Üniversitesi, Almanya), ince kesit hazırlanmasında emeği geçen Mak. Müh. Murat KAYIKÇI'ya, tüm kayaç ve izotop analizlerini yapan ActLab. Analiz Laboratuvarı'na, arazi çalışmalarım esnasında yardımlarını esirgemeyen İnş. Müh. Kadir HABİP'e (İl Bank Samsun Böl. Müd.), makro fotoğraf çekimlerinde yardımcı olan Orm. Yük. Müh. Reha MAZLUM'a, arazi çalışmaları ve örnek hazırlama esnasında yardımlarını ve kıymetli vakitlerini esirgemeyen stajyer öğrenci arkadaşlarıma teşekkürü borç bilirim.

Tüm hayatım boyunca her alanda maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen ailemin tüm fertlerine sevgi, minnet ve şükranlarımı sunarım.

Ufuk Celal YAĞCIOĞLU

Trabzon, 2014

TEZ BEYANNAMESİ

Yüksek Lisans Tezi olarak sunduğum “Tekkeköy – Taflan (Samsun) Eosen Volkanitleri ve Monzogabrolarında Gelişen Zeolitlerin Mineralojisi, Kimyası ve İzotopik Özellikleri” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Doç. Dr. Emel ABDİOĞLU ‘nun sorumluluğunda tamamladığımı, örnekleri ve verileri kendim topladığımı, deneyleri/analizleri ilgili laboratuvarlarda yaptığımı/yaptırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim.

Ufuk Celal YAĞCIOĞLU

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	III
TEZ BEYANNAMESİ.....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET.....	IX
SUMMARY.....	X
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	XI
TABLolar DİZİNİ.....	XVII
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XVIII
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	1
1.3. Bölgesel Jeoloji.....	2
1.4. Konum, Yerleşim ve Ulaşım.....	3
1.5. Jeomorfoloji, İklim ve Bitki Örtüsü.....	4
1.6. Dünyadaki ve Türkiye'deki Zeolit Oluşukları ile İlgili Bazı Çalışmalar.....	4
1.7. Önceki Çalışmalar.....	6
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	10
2.1. Giriş.....	10
2.2. Materyal ve Yöntem.....	10
2.2.1. Arazi Çalışmaları.....	10
2.2.2. Laboratuar Çalışmaları.....	10
2.2.2.1. Örnek Hazırlama.....	11
2.2.2.1.1. İkincil Mineral Örneklerinin Makro Ölçekli Fotoğraf Çekimleri.....	11
2.2.2.1.2. X-Işınlari Analizi (XRD) için Örnek Hazırlama.....	11
2.2.2.1.2. Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) için Örnek Hazırlama.....	11
2.2.2.1.4. Elektron Mikroprob Analizi (EPMA) için Örnek Hazırlama.....	11
2.2.2.1.5. Duraylı İzotop Analizleri için Örnek Hazırlama.....	12
2.2.2.1.6. Kimyasal Analizler için Örnek Hazırlama.....	12

2.2.2.2.	Mikroskopik Tayinler.....	12
2.2.2.3.	X-Işınları Difraksiyonları İncelemeleri (XRD).....	13
2.2.2.4.	Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM).....	13
2.2.2.5.	Elektron Mikro Prob Analizi (EPMA).....	13
2.2.2.6.	Duraylı İzotop Analizleri ve Zeolitlerin Dehidratasyonu.....	14
2.2.2.7.	Kimyasal Analizler.....	15
2.2.3.	Büro Çalışmaları.....	16
3.	BULGULAR VE TARTIŞMA.....	17
3.1.	Çalışma Alanının Stratigrafisi ve Petrografisi.....	17
3.1.1.	Giriş.....	17
3.1.2.	Cankurtaran Formasyonu.....	18
3.1.3.	Akveren Formasyonu.....	19
3.1.4.	Atbaşı Formasyonu.....	19
3.1.5.	Kusuri Formasyonu.....	19
3.1.6.	Tekkeköy Formasyonu.....	20
3.1.6.1.	Aglomeralar.....	20
3.1.6.2.	Volkanik Breşler.....	22
3.1.6.3.	Tüfler.....	24
3.1.6.4.	Bazaltlar.....	25
3.1.6.5.	Bazaltik Dayklar.....	27
3.1.6.6.	Sedimanter Birimler	28
3.1.7.	Monzogabro.....	29
3.1.8.	Sarıyurt Formasyonu.....	31
3.1.9.	İlyas Üyesi.....	32
3.1.10.	Karasamsun Üyesi.....	32
3.1.11.	Alüvyon.....	33
3.2.	Zeolitler ve Diğer İkincil Minerallerin Makromorfolojileri.....	34
3.2.1.	Giriş.....	34
3.2.2.	Zeolitlerin Makromorfolojileri.....	34
3.2.3.	Diğer İkincil Minerallerin Makromorfolojileri.....	37
3.3.	Zeolitler ve Diğer Minerallerin XRD İncelemeleri.....	40
3.3.1.	Giriş.....	40

3.3.2.	Natrolit.....	40
3.3.3.	Tomsonit.....	42
3.3.4.	Stilbit.....	43
3.3.6.	Analsim.....	44
3.3.7.	Filipsit.....	45
3.3.8.	Zeolitlere Eşlik Eden Diğer İkincil Mineraller.....	45
3.4.	Taramalı Elektron Mikroskopisi (SEM) İncelemeleri.....	47
3.4.1.	Giriş.....	47
3.4.2.	Öncü İkincil Mineral Kristallenmeleri.....	47
3.4.3.	Zeolitler ve Son Evre Mineral Kristallenmeleri.....	48
3.5.	Mineral Kimyası İncelemeleri.....	54
3.5.1.	Giriş.....	54
3.5.2.	Zeolit Minerallerinin Mineral Kimyaları.....	54
3.5.2.1.	Analsim.....	54
3.5.2.2.	Natrolit Grubu.....	56
3.5.2.2.1.	Natrolit.....	58
3.5.2.2.2.	Gonnardit.....	60
3.5.2.2.3.	Tomsonit.....	62
3.5.2.3.	Stilbit.....	64
3.5.2.4.	Şabazit.....	66
3.5.2.5.	Filipsit.....	68
3.5.3.	Diğer İkincil Minerallerin Mineral Kimyaları.....	70
3.5.3.1.	Karbonat Mineralleri.....	70
3.5.3.2.	Apofillit.....	70
3.5.3.3.	Kil Mineralleri.....	71
3.6.	Kayaç Jeokimyası.....	72
3.6.1.	Giriş.....	72
3.6.2.	Kayaçların Kimyasal Adlandırılması.....	72
3.6.3.	Ana Oksit ve İz Element Jeokimyası	75
3.6.4.	Uyumsuz Elementler.....	78
3.6.5.	Nadir Toprak Elementler.....	79
3.6.6.	Alterasyon İndeksleri.....	79
3.6.	Duraylı İzotop Analizleri.....	82

3.6.1.	Giriş.....	82
3.6.2.	Oksijen ve Hidrojen İzotopları.....	82
3.6.3.	Karbon İzotopları.....	85
3.6.4.	Alterasyona Sebep Olan Akışkanların Sıcaklığı.....	86
4.	İRDELEME VE TARTIŞMA.....	89
4.1.	Giriş.....	89
4.2.	İkincil Minerallerin Parajenez ve Süksesyonu.....	89
4.3.	İkincil Mineralleri Oluşturan Akışkanların Kimyası, Sıcaklığı ve Mineral Oluşum Evreleri.....	94
5.	SONUÇLAR.....	101
6.	KAYNAKÇA.....	105
7.	EKLER.....	117
	ÖZGEÇMİŞ.....	172

Yüksek Lisans Tezi

ÖZET

**TEKKEKÖY-TAFLAN (SAMSUN) EOSEN VOLKANİTLERİ VE
MONZOGABROLARINDA GELİŞEN ZEOLİTLERİN MİNERALOGİSİ,
KİMYASI VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ**

Ufuk Celal YAĞCIOĞLU
Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Doç. Dr. Emel ABDİOĞLU
2014, 116 sayfa, 56 (Ek sayfalar)

Tekkeköy – Taflan (Samsun) yöresinde Eosen yaşlı Tekkeköy Formasyonu'na ait volkanit ve Eosen yaşlı monzogabrolarda gelişen zeolitler ve diğer ikincil minerallerin mineralojik, kimyasal ve kökensel özellikleri incelenmiştir. Volkanitler ve monzogabrolar kalkalkalen karakterli olup, benzer jeokimyasal karakteristiklere sahiptirler. Petrografik ve alterasyon indeksi bulguları alterasyondan az oranda etkilendiklerini göstermektedir. Mineralojik, dokusal ve mineral kimyası bulgularına göre; kırık ve boşluk dolgusu zeolitler; natrolit ($\text{Na}_{9.23-15.28} \text{Ca}_{0.04-3.18} \text{K}_{0-0.039} (\text{Si}_{22.9-24.7} \text{Al}_{15.12-17.41}) \text{O}_{80}$), tomsonit ($\text{Na}_{2.7-6.75} \text{Ca}_{5.68-8.17} \text{K}_{0-1.05} (\text{Si}_{20.07-24.09} \text{Al}_{15.7-19.8}) \text{O}_{80}$), gonnardit ($\text{Na}_{1.48-14.27} \text{Ca}_{0.56-7.34} \text{K}_{0-1.65} (\text{Si}_{21.8-24.7} \text{Al}_{15.57-18.36}) \text{O}_{80}$), analsim ($\text{Na}_{17.14-13.27} \text{Ca}_{2.94-0} \text{K}_{0.09-0} \text{Sr}_{0.05-0} (\text{Si}_{33.92-28.68} \text{Al}_{19.38-13.97}) \text{O}_{96}$), stilbit ($\text{Na}_{0.2-0.93} \text{Ca}_{3.12-3.81} \text{K}_{0.12-2.42} (\text{Si}_{26.6-27.95} \text{Al}_{8.12-9.43}) \text{O}_{72}$), şabazit ($\text{Na}_{0.3-1.7} \text{Ca}_{0.99-1.84} \text{K}_{0.86-1.54} (\text{Si}_{10.53-11.26} \text{Al}_{4.58-5.47}) \text{O}_{24}$), filipsit ($\text{Na}_{0.26-0.64} \text{Ca}_{1.24-1.77} \text{K}_{0.44-1.77} (\text{Si}_{7.07-7.64} \text{Al}_{4.36-4.94}) \text{O}_{32}$) ve eşlikçi fazlar korrensit, illit/simektit, simektit, apofillit, dolomit, kalsit, tridimittir. Şabazit ve fillipsitler kil minerallerince izole edilmiş boşluklarda kapalı bir sistem içerisinde gelişirken, kil çeperlerinin bulunmadığı kırık-boşluklarda potasik faz florapofillit ile temsil edilir. $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ verilerine göre zeolit mineralleri, apofillit ve kalsit büyük oranda deniz suyu daha az oranda magmatik ve meteorik su karışımı bir akışkandan itibaren oluşmuştur.

Anahtar Kelimeler: Samsun, Eosen Volkanitleri, Monzogabro, Zeolit, Mineraloji, Mineral Kimyası, O ve H İzotopları, C İzotopu

Master Thesis

SUMMARY

**MINERALOGY, CHEMISTRY AND ISOTOPIC FEATURES OF ZEOLITES
IN THE EOCENE VOLCANICS AND MONZOGABBRO FROM THE
TEKKEKÖY-TAFLAN (SAMSUN) AREA**

Ufuk Celal YAĞCIOĞLU
Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Geological Engineering
Supervisor: Assoc. Prof. Emel ABDİOĞLU
2014, 116 pages, Appendix (56 pages)

Mineralogical, chemical and genetic features of the zeolites and associated secondary minerals in the Eocene aged Tekkeköy volcanics and monzogabbroic intrusions were investigated. Volcanics and monzogabbroic intrusions have similar geochemical features and are calcalkaline in character. Their petrographical features and alteration indices imply minor degree of alteration. Mineralogical, textural and mineral chemistry of void and crack fillings indicate natrolite ($\text{Na}_{9.23-15.28} \text{Ca}_{0.04-3.18} \text{K}_{0-0.039} (\text{Si}_{22.9-24.7} \text{Al}_{15.12-17.41}) \text{O}_{80}$), thomsonite ($\text{Na}_{2.7-6.75} \text{Ca}_{5.68-8.17} \text{K}_{0-1.05} (\text{Si}_{20.07-24.09} \text{Al}_{15.7-19.8}) \text{O}_{80}$), gonnardite ($\text{Na}_{1.48-14.27} \text{Ca}_{0.56-7.34} \text{K}_{0-1.65} (\text{Si}_{21.8-24.7} \text{Al}_{15.57-18.36}) \text{O}_{80}$), analcime ($\text{Na}_{17.14-13.27} \text{Ca}_{2.94-0} \text{K}_{0.09-0} \text{Sr}_{0.05-0} (\text{Si}_{33.92-28.68} \text{Al}_{19.38-13.97}) \text{O}_{96}$), stilbite ($\text{Na}_{0.2-0.93} \text{Ca}_{3.12-3.81} \text{K}_{0.12-2.42} (\text{Si}_{26.6-27.95} \text{Al}_{8.12-9.43}) \text{O}_{72}$), chabazite ($\text{Na}_{0.3-1.7} \text{Ca}_{0.99-1.84} \text{K}_{0.86-1.54} (\text{Si}_{10.53-11.26} \text{Al}_{4.58-5.47}) \text{O}_{24}$), phillipsite ($\text{Na}_{0.26-0.64} \text{Ca}_{1.24-1.77} \text{K}_{0.44-1.77} (\text{Si}_{7.07-7.64} \text{Al}_{4.36-4.94}) \text{O}_{32}$) associated with corrensite, illite/smectite, smectite, apophyllite, dolomite, calcite, tridymite. Chabazites and phyllipsites grew in vesicles sealed by clay minerals whereas fluor-apophyllite was found as potassic mineral phase in cracks and voids without clay rims. The O-D and $\delta^{13}\text{C}$ data imply that zeolite minerals, apophyllite and calcite were precipitated from the fluids by mixture of mainly sea water, lesser amount magmatic and meteoric water.

Key Words: Samsun, Eocene Volcanics, Monzogabbro, Zeolite, Mineralogy, Mineral Chemistry, O and H Isotopes, C Isotope

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1. Çalışma alanının yerbulduru haritası.....	4
Şekil 3.1. Çalışma alanına ait dikme kesit.....	18
Şekil 3.2. Tekkeköy ilçesi civarında yüzeylenen aglomeralar.....	21
Şekil 3.3. Hyalomikrolitik doku gösteren ve kayaç parçaları içeren aglomera çakılının mikrofotoğrafı (Plj:plajiyoklas; a: TN, b: ÇN).....	22
Şekil 3.4. Hyaloporfirik, amigdaloidal dokulu aglomera çakıllarında plajiyoklas ve klinopiroksen fenokristalleri. Boşluklar zeolitlerce doldurulmuş ve kil minerallerince çeperlenmiştir (Plj: plajiyoklas, Kpir: klinopiroksen, Zeo: zeolit,a: TN, b: ÇN).....	22
Şekil 3.5. Çalışma alanının tamamında gözlemlenen polijenik (a) ve monojenik (b) çakıllı volkanik breşler.....	23
Şekil 3.6. Volkanik breş çakıllarının gaz boşluklarında (a) ve breş çakılları arasında (b) gelişen zeolitlenme.....	23
Şekil 3.7. Amigdaloidal dokulu bazalt çakılında gözlenen kil, zeolit ve kalsit dolguları (Zeo: zeolit, Kal: kalsit, Kpir: klinopiroksen, Plj: plajiyoklas;a:TN, b:ÇN).....	24
Şekil 3.8. Kesili Mahallesi civarında bulunan ve Tekkeköy Formasyonu'nun üst seviyelerini oluşturan 1/33 duruşlu tüfler.....	25
Şekil 3.9. Tekkeköy ilçe merkezinin güneyindeki bazaltik kayaçlar (a) ve Kaşyayla köyü civarındaki bazaltlarda gözlenen cm ölçeğindeki iri klinopiroksen kristalleri (b).....	26
Şekil 3.10. Hyaloporfirik doku gösteren bazaltlarda klinopiroksen fenokristalleri ve plajiyoklaslarda gözlenen elek dokusu (Kpir: klinopiroksen, Plj: plajiyoklas; a: TN, b: ÇN).....	26
Şekil 3.11. Mert Irmağı boyunca gözlenebilen kolon yapılı bazaltik dayk.....	27
Şekil 3.12. Hyalo porfirik dokulu bazaltik dayklarda klinopiroksen yığılımları (a) ve (b). Plajiyoklaslarda görülen albit ikizlenmesi ve zonlanmalar (c) ve (d) (Kpir: klinopiroksen, Plj: plajiyoklas; a, c: TN, b, d: ÇN).....	28
Şekil 3.13. Tekkeköy Formasyonu'nun en üst seviyesini oluşturan ve kil boyutundan blok boyutuna kadar değişen malzemeleri içeren sedimanter birimler	29
Şekil 3.14. Monzogabro stoğunun arazi görüntüsü (a) ve monzogabro tarafından içerilen 10 mm boyutuna varabilen piroksen ve plajiyoklas.....	29

Şekil 3.15.	Monzogabro stoğunun dokanak zonundaki boşluklarda gelişmiş ışınsal zeolit kristalleri.....	30
Şekil 3.16.	Aksu mevkindeki klinopiroksen, plajiyoklas ve klinopiroksenlerde kapanlanmış opak mineral içeren monzogabro. Dokanak zonlarına yakın kısımlarda gelişmiş ışınsal zeolit (a) ve (b). Taneli doku içerisinde plajiyoklas, 20 mm'ye varan boyutlarda klinopiroksen ve biyotit mineralleri (c) ve (d) (Bio: biyotit, Kpir: klinopiroksen, Plj: plajiyoklas, Zeo: zeolit; a, c: TN, b, d: ÇN).....	31
Şekil 3.17.	Alüvyonlar içerisinde bulunan beyaz renkli karbonat nodülleri.....	33
Şekil 3.18.	İncelenen zeolit minerallerinin morfolojileri; (a) kübik, (b) çubuksu/ışınsal, (c) ışınsal/lifi, (d) tabular, (e) çubuksu-kübik, (f) lifi, (g) küresel, (h) masif.....	36
Şekil 3.19.	İncelenen zeolitlere eşlik eden diğer ikincil mineraller; (a) zeolit, apofillit, (b) zeolit, kalsit, (c)zeolit, kil, Fe-oksit, (d)zeolit, kil, (e)kalsit, kuvars, (f) kalsit, kil, kuvars, (g) kalsit, (d)dolomit birliktelikleri.....	39
Şekil 3.20.	Boşluk ve kırık dolgusu olarak gelişmiş zeolit ve eşlikçisi diğer ikincil minerallere ait X-ışını difraktogramları. (a) natrolit (Nat) – analsim (Ana), (b) tomsonit (Tms), (c)stilbit (Stb) – tridimit (Tdm) – kalsit (Kal), (d) analsim (Ana), (e) filipsit (Flp), (f) apofillit (Ap), (g) kalsit (Kal), (h) dolomit (Dlm).....	41
Şekil 3.21.	Kayaçtaki gaz boşluğunun çeperinde gelişmiş illit/simektit tür kil mineralleri (a: SEM görünümü, b: EDX spektrumu).....	47
Şekil 3.22.	Volkanik breş çakıllarının ara boşluklarında gelişmiş özşekilli natrolit mineraline ait kristal yüzeyleri (Örnek No: 55).....	49
Şekil 3.23.	Kalsik ve özşekilsiz büyümeye başlayıp (a, b), en son büyümüş uçlarında sodik bileşimde ve özşekilli lifi formda sonlanmış (c, d) natrolit kristali (a, c: SEM görüntüsü; b, d: EDX spektrumu).....	49
Şekil 3.24.	Boşluk çeperinde ilk önce oluşan yarıözşekilli analsim kristalleri ve EDX spektrumu (a, b). Kalsit tarafından sarılan, analsimlerin ardından oluşmuş özşekilli natrolit lifleri ve kalsite ait EDX spektrumu (a, c: SEM görüntüsü; b, d: EDX spektrumu).....	51
Şekil 3.25.	Ardışık latalar şeklinde büyümüş tomsonit latalarının aralarında simektit dolguları ve bu dolguların EDX spektrumu (a, c, d) ve pirinç şekilli büyümüş tomsonit kristalleri (b). a, b ve c: SEM görüntüsü; d: EDX spektrumu.....	52
Şekil 3.26.	İkincil büyüme neticesinde gelişen analsim (1) tarafından çevrelenen tomsonit kristalleri (2) ve EDX analizleri (a, b). Özşekilli natrolit kristalinin (4) etrafına ikinci faz olarak sarılan	

özşekilsiz natrolitler (3) (a, c: SEM görüntüsü; b, d: EDX spektrumu).....	53
Şekil 3.27. Boşluk çeperinde büyüyen kil minerallerinin ardından gelişen özşekilsiz filipsit mineralleri (1) ve en son evrede gelişmiş ışınal tomsonitler (2) a: SEM görüntüsü; b: EDX spektrumu.....	53
Şekil 3.28. Kayaç türlerine göre analsim minerallerinin Na-Ca-K diagramları.....	55
Şekil 3.29. Analsim minerallerinin $\text{CaO}+\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 10^*(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ diyagramındaki iz düşümlerinin kayaç türlerine göre değişimi (Fuentes, 2004; Iijima, 1978; Viereck vd., 1982; Zeng ve Liou, 1982; Gottardi ve Galli, 1985; Cho vd., 1986, 1987; Aguirre ve Atherton, 1987; Deer vd., 1992; Vergara vd., 1993; Cochemé vd., 1996; de’Gennaro ve Langella, 1996; Ibrahim ve Hall, 1996; Di Renzo ve Gabelica, 1997; Aguirre vd., 2000; Vattuone vd., 2001; Fuentes vd., 2004).....	55
Şekil 3.30. Analsim minerallerinin $\text{R}^{+2} - \text{R}^+ - \text{Si}$ katyon dağılımlarının kayaç türlerine göre değişimleri (Passaglia, 1970).	56
Şekil 3.31. $\text{Al}^{+3} - \text{Ca}^{+2}$ katyon oranları nispetince kayaç gruplarına göre natrolit grubu minerallerin sınıflandırılması (Ross vd., 1992; Neuhoff vd., 2002).....	57
Şekil 3.32. Natrolit grubu minerallerin kayaç türü bazında kafes yapısı katyonlarının değerliklerine göre karşılaştırılmaları. (Siyah noktalar natrolit ve tomsonitler için uç üyeleri, kesikli çizgi ise gonnardit serisini temsil etmektedir; Ross vd., 1992).....	58
Şekil 3.33. Kayaç türlerine göre natrolit minerallerinin Na-Ca-K diagramları.....	59
Şekil 3.34. Natrolit minerallerinin $\text{CaO}+\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 10^*(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ diyagramındaki iz düşümlerinin kayaç türlerine göre değişimi (Fuentes, 2004; Iijima, 1978; Viereck vd., 1982; Zeng ve Liou, 1982; Gottardi ve Galli, 1985; Cho vd., 1986, 1987; Aguirre ve Atherton, 1987; Deer vd., 1992; Vergara vd., 1993; Cochemé vd., 1996; de’Gennaro ve Langella, 1996; Ibrahim ve Hall, 1996; Di Renzo ve Gabelica, 1997; Aguirre vd., 2000; Vattuone vd., 2001; Fuentes vd., 2004).....	59
Şekil 3.35. Natrolitler için $\text{R}^{+2} - \text{R}^+ - \text{Si}$ katyon dağılımlarının kayaç türlerine göre değişimleri (Passaglia, 1970).....	60
Şekil 3.36. Kayaç türlerine göre gonnardit minerallerinin Na-Ca-K diagramları.....	61
Şekil 3.37. Gonnardit minerallerinin $\text{CaO}+\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 10^*(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ diyagramındaki iz düşümlerinin kayaç türlerine göre değişimi (Fuentes, 2004; Iijima, 1978; Viereck vd., 1982; Zeng ve Liou, 1982; Gottardi ve Galli, 1985; Cho vd., 1986, 1987; Aguirre ve Atherton, 1987; Deer vd., 1992; Vergara vd., 1993;	

	Cochemé vd., 1996; de’Gennaro ve Langella, 1996; Ibrahim ve Hall, 1996; Di Renzo ve Gabelica, 1997; Aguirre vd., 2000; Vattuone vd., 2001; Fuentes vd., 2004).....	61
Şekil 3.38.	Gonnarditler için $R^{+2} - R^{+} - Si$ katyon dağılımlarının kayaç türlerine göre değişimleri (Passaglia, 1970).....	62
Şekil 3.39.	Kayaç türlerine göre tomsonit minerallerinin Na-Ca-K diagramları.....	62
Şekil 3.40.	Tomsonit minerallerinin $CaO+MgO - Na_2O+K_2O - 10*(SiO_2/Al_2O_3)$ diyagramındaki iz düşümlerinin kayaç türlerine göre değişimi (Fuentes, 2004; Iijima, 1978; Viereck vd., 1982; Zeng ve Liou, 1982; Gottardi ve Galli, 1985; Cho vd., 1986, 1987; Aguirre ve Atherton, 1987; Deer vd., 1992; Vergara vd., 1993; Cochemé vd., 1996; de’Gennaro ve Langella, 1996; Ibrahim ve Hall, 1996; Di Renzo ve Gabelica, 1997; Aguirre vd., 2000; Vattuone vd., 2001; Fuentes vd., 2004).....	63
Şekil 3.41.	Tomsonitler için $R^{+2} - R^{+} - Si$ katyon dağılımlarının kayaç türlerine göre değişimleri (Passaglia, 1970).....	64
Şekil 3.42.	Kayaç türlerine göre stilbit minerallerinin Na-Ca-K diagramları.....	65
Şekil 3.43.	Stilbit minerallerinin $CaO+MgO - Na_2O+K_2O - 10*(SiO_2/Al_2O_3)$ diyagramındaki iz düşümlerinin kayaç türlerine göre değişimi (Fuentes, 2004; Iijima, 1978; Viereck vd., 1982; Zeng ve Liou, 1982; Gottardi ve Galli, 1985; Cho vd., 1986, 1987; Aguirre ve Atherton, 1987; Deer vd., 1992; Vergara vd., 1993; Cochemé vd., 1996; de’Gennaro ve Langella, 1996; Ibrahim ve Hall, 1996; Di Renzo ve Gabelica, 1997; Aguirre vd., 2000; Vattuone vd., 2001; Fuentes vd., 2004).....	65
Şekil 3.44.	Stilbitler için $R^{+2} - R^{+} - Si$ katyon dağılımlarının kayaç türlerine göre değişimleri (Passaglia, 1970).....	66
Şekil 3.45.	Kayaç türlerine göre şabazit minerallerinin Na-Ca-K diagramları.....	66
Şekil 3.46.	Şabazit minerallerinin $CaO+MgO - Na_2O+K_2O - 10*(SiO_2/Al_2O_3)$ diyagramındaki iz düşümlerinin kayaç türlerine göre değişimi (Fuentes, 2004; Iijima, 1978; Viereck vd., 1982; Zeng ve Liou, 1982; Gottardi ve Galli, 1985; Cho vd., 1986, 1987; Aguirre ve Atherton, 1987; Deer vd., 1992; Vergara vd., 1993; Cochemé vd., 1996; de’Gennaro ve Langella, 1996; Ibrahim ve Hall, 1996; Di Renzo ve Gabelica, 1997; Aguirre vd., 2000; Vattuone vd., 2001; Fuentes vd., 2004).....	67
Şekil 3.47.	Aglomeralarda bulunan şabazitler için $R^{+2} - R^{+} - Si$ katyon dağılımlarının (Passaglia, 1970).....	67
Şekil 3.48.	Kayaç türlerine göre filipsit minerallerinin Na-Ca-K diagramları.....	68

Şekil 3.49.	Filipsit minerallerinin $\text{CaO}+\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 10*(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ diyagramındaki iz düşümlerinin kayaç türlerine göre değişimi (Fuentes, 2004; Iijima, 1978; Viereck vd., 1982; Zeng ve Liou, 1982; Gottardi ve Galli, 1985; Cho vd., 1986, 1987; Aguirre ve Atherton, 1987; Deer vd., 1992; Vergara vd., 1993; Cochemé vd., 1996; de’Gennaro ve Langella, 1996; Ibrahim ve Hall, 1996; Di Renzo ve Gabelica, 1997; Aguirre vd., 2000; Vattuone vd., 2001; Fuentes vd., 2004).....	69
Şekil 3.50.	Filipsitler için $\text{R}^{+2} - \text{R}^+ - \text{Si}$ kation dağılımlarının kayaç türlerine göre değişimleri (Passaglia, 1970).....	70
Şekil 3.51.	Çalışma alanındaki kayaçların SiO_2 ’ye karşı $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramı (Le Maitre vd., 2002; Alkalen-Subalkalen ayırım çizgisi Irvine ve Baragar (1971)’den alınmıştır).....	73
Şekil 3.52.	Çalışma alanındaki volkanitlerin Nb/Y’ye karşı $\text{Zr}/\text{TiO}_2*0.0001$ diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977’den değiştirilerek Pearce, 1996).....	74
Şekil 3.53.	Çalışma alanındaki kayaçların Yb (ppm)’a karşı Th (ppm) (a), Yb (ppm)’a karşı La (ppm) (b) diyagramları (Toleyitik, geçiş, alkalen ayırım doğruları Ross ve Bedard, 2009’den alınmıştır).....	74
Şekil 3.54.	Çalışma alanındaki kayaçların SiO_2 (%)’ye karşı ana oksit (%) değişim diyagramları.....	76
Şekil 3.55.	Çalışma alanındaki kayaçların SiO_2 (%)’ye karşı iz element (ppm) değişim diyagramları.....	77
Şekil 3.56.	Çalışma alanındaki kayaçların N-tipi okyanus ortası sırt bazaltına normalize edilmiş uyumsuz iz element dağılımları (Normalleştirme değerleri Sun ve McDonough, 1989’dan alınmıştır).....	78
Şekil 3.57.	İncelenen kayaçların kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element içerikleri (Normalleştirme değerleri Taylor ve McLennan, 1985’e göredir).....	79
Şekil 3.58.	Çalışma alanındaki kayaçlarda Ishikawa alterasyon indeksine karşı K_2O ve Na_2O değişimleri. Mineral yönsemeleri Large vd. (2001)’e göredir.....	80
Şekil 3.59.	Çalışma alanındaki kayaçların Ishikawa alterasyon indeksine (AI) karşı klorit-karbonat-pirit indeksi (KKPI). En az altere kutusu, alterasyon yönsemeleri ve mineraller Large vd. (2001)’e göredir.....	81
Şekil 3.60.	Çalışma alanındaki bazı natrolit, tomsonit, analsim ve apofillitin $\delta^{18}\text{O}$ ’ya karşı δD diyagramı. Kaolinit ve montmorillonit çizgileri Savin ve Epstein (1970), volkanik uçucular alanı Hedenquist ve Lowenstern (1994), güncel meteorik ve jeotermal su değeri Faure	84

	vd. (2002), magmatik ve metamorfik su alanları Sheppard (1986), Karadenize ait izotopik bileşim Balderer (1999)'dan alınmıştır.....	
Şekil 3.61.	İncelenen karbonat minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine göre farklı oluşum ortamları (M-V:Mississippi Vadisi Tipi). (Hudson, 1977; Baker ve Fallick, 1989, Stakes ve O'Neil, 1982; Richardson vd., 1988; Wright vd., 1988; Deines ve Gold, 1973, Rollinson, 1993).....	86
Şekil 4.1.	İncelenen volkanitlerin ve monzogabroların dokanaklarındaki boşluklarda ve kırıklarda gelişen ikincil mineral parajenezlerine ait şematik gösterimler. (b,c,f: kalın kil çeperli gaz boşluklarında gelişen potasik faz zeolitler; a,j: kil minerali çeperi içermeyen; e,d: breş çakılları arasında gelişen zeolit mineralleri; g,h: kırık ve çatlak hatlarında gelişen zeolitler.....	93
Şekil 4.2.	İncelenen volkanitler ve monzogabrolarda boşluk ve kırık dolgusu olarak gelişen ikincil minerallerin süksesyonu ve sıcaklık, kalsiyum aktivitesindeki değişimlerde işaret edilmiştir.....	94
Şekil 4.3.	İncelenen volkanik breş ve aglomera çakıllarının gaz boşluklarında gelişen zeolit minerallerinde büyüme merkezinden uç kısımlara doğru kalsik (tomsonit) türlerden sodik (natrolit) türlere geçiş. Mineral kimyası için Tablo 4.1'e bakınız (a: Örnek no 56_4, b: Örnek no 37b_3; Tek Nikol).....	96
Şekil 4.4.	Kil çeperleri tarafından izole edilerek ideal kapalı sistem oluşturan gaz boşluğu (A), kırık ve çatlaklar tarafından geçirimli hale getirilip dış ortamdaki akışkanlar ile ilişkilendirilmiş gaz boşluğu (B) ve kırık sisteminde akışkanların dolaşım güzergahında ikincil mineral çökelimlerinin şematik gösterimi (C).....	100

TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 3.1. İkincil minerallerin bulunduğu kayaçlar ve kayaçlara göre minerallerin bulunduğu boşluklar.....	35
Tablo 3.2. Çalışma alanından derlenen natrolit minerallerinin birim hücre parametrelerinin literatürdeki referanslar ile karşılaştırılması.....	42
Tablo 3.3. Çalışma alanından derlenen tomsonit minerallerinin birim hücre parametrelerinin literatürdeki referanslar ile karşılaştırılması.....	43
Tablo 3.4. Çalışma alanından derlenen stilbit minerallerinin birim hücre parametrelerinin literatürdeki referanslar ile karşılaştırılması.....	44
Tablo 3.5. Çalışma alanından derlenen analsim minerallerinin birim hücre parametrelerinin literatürdeki referanslar ile karşılaştırılması.....	45
Tablo 3.6. Çalışma alanından derlenen tridimit minerallerinin birim hücre parametrelerinin literatürdeki referanslar ile karşılaştırılması.....	46
Tablo 3.7. İncelenen zeolit minerallerinin ve apofillitin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD duraylı izotop bileşimleri.....	84
Tablo 3.8. Çalışma alanındaki karbonat minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri. $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ değerleri Freidman ve O'Neil (1977) 'ye göre hesaplanmıştır.....	85
Tablo 3.9. Karlsson (2001)'in denklemleri kullanılarak, farklı $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVİ}}$ değerleri için analsimlerde hesaplanan T°C oluşum sıcaklıkları.....	87
Tablo 3.10. Friedman ve O'Neil (1977)'in denklemleri kullanılarak, farklı $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVİ}}$ değerleri için kalsitlerde hesaplanan T°C oluşum sıcaklıkları.....	88
Tablo 4.1. Volkanitlerdeki gaz boşluğunda gelişen natrolit tür minerallerin büyüme merkezinden itibaren $\text{Ca}^{+2} - \text{Na}^{+}$ zonlanmasına ait mineral kimyası analizleri.....	97

SEMBOLLER DİZİNİ

Å	: Angstrom
AI	: Alterasyon indeksi
AK	: Ateşte kayıp
Ana	: Analsim
Apf	: Apofillit
Bio	: Biyotit
ÇN	: Çapraz Nikol
Dla	: Deteksiyon limiti altı
Dlm	: Dolomit
DTA	: Diferansiyel Termal Analiz
EDS	: Enerji Dağılımlı X-ışınları Spektrometresi
EMPA	: Elektron Mikroprob Analizi
Flp	: Filipsit
Gonn	: Gonnardit
ICP-AES	: İndüktif Eşleşmiş Plazma-Atomik Emisyon Spektrometri
ICP-MS	: İndüktif Eşleşmiş Plazma-Kütle Spektrometri
Kal	: Kalsit
Kbar	: Kilobar
Kil Ç	: Kil çeperi
KKPI	: Klorit – Karbonat – Pirit İndeksi
Kpir	: Klinopiroksen
Kuv	: Kuvars
Kv	: kilovolt
My	: Milyon yıl
M-V	: Mississippi Valey
nA	: nanoamper
Nat	: Natrolit
N-OOSB	: Normal Okyanus Ortası Sırt Bazaltı
Plj	: Plajiyoklas
Ppm	: milyonda bir

R _r	: Si/(Si+Al)
R	: Katyon
Sn	: Saniye
Tdm	: Tridimit
Tms	: Tomsonit
TN	: Tek Nikol
PDB	: Pee Dee Belemnit
SEM	: Taramalı Elektron Mikroskobu
Stb	: Stilbit
V-SMOW	: Viyana Standart Ortalama Okyanus Suyu Bileşimi
Wai	: Vayrakit
XRD	: X Işımları Difraksiyonu
Zeo	: Zeo

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Zeolitler; düşük sıcaklıklarda, yaygın olarak volkano sedimanter kayalardan itibaren veya bu kayaların boşluklarında, su ile ilişkilendirilmiş ortamlarda oluşan hidro-alüminasilikat grubu minerallerdir. Zeolit türlerine bağlı olmakla birlikte; 50 ile 650°C arası sıcaklık, maksimum 3 kbar basınç ve 9-14 pH şartlarında genellikle volkanik camdan itibaren oluşurlar (Hoppe, 1940; Hay, 1963, 1966; Hay ve Iijima, 1968a; Iijima, 1980; Furnes ve El-Anbaawy, 1980; Barrer, 1982; Donahoe ve Liou, 1985; Barth-Wirsching ve Höller, 1989; Gennaro vd., 1995; Ogihara, 1996).

Günümüzde endüstride ve jeolojik araştırmalarda pek çok kullanım alanına sahip zeolitlerin mineralojik tanımlamalarının yapılması büyük önem taşımaktadır. Doğadaki monomineralik zeolitlerin çoğunlukla volkanik kayaların çatlak ve/veya boşluklarında bulunması ve rezerv olarak yetersizliği, araştırmacıları sentetik zeolit üretmeye sevk etmiştir. Jeolojik araştırmalarda ise, metamorfizma süreçlerini modellemede, petrol sahalarında kaynak kaya olgunluğunu belirlemede, sedimanter kayalarda jeotermometre ve jeobarometre olarak, volkanitlerin alterasyonunda alterasyon sıcaklığı ve ortamın fizikokimyasal koşullarının saptanmasında da kullanılmaktadırlar.

1.2. Çalışmanın Amacı

Volkanitlerin boşluk ve kırıklarında gelişen zeolit minerallerinin mineralojik, kristalografik, jeokimyasal ve izotopik özelliklerine ilişkin dünyada pek çok çalışma mevcuttur (Iijima, 1980; Robert. ve Goffe, 1993; Putnis vd., 1994; Bazargani ve Rabbani, 2004; Jørgensen, 2006; Weisenberger ve Spürgin, 2009; Kusehlar vd., 2010). Son yıllarda volkanitlerde boşluk dolgusu olarak gelişen zeolitler üzerinde ülkemizde de sınırlı miktarda çalışma vardır (Abdioğlu, 2012; Özpınar vd., 2013) fakat bu konudaki eksiklik hala devam etmektedir.

Bu çalışmada; Taflan-Tekkeköy (Samsun) civarında yüzeyleme veren Eosen yaşlı bazik volkanitlerde çatlak ve boşluk dolgusu ve monzogabro stoklarının dokanak zonlarında boşluk dolgusu olarak gelişen zeolit mineralleri ve eşlik eden diğer ikinci minerallerin mineralojik, kristalografik, kimyasal ve izotopik özelliklerinin ortaya

konulması hedeflenmektedir. Ayrıca, zeolit mineralleri ve diğer ikincil minerallerin oluşumu esnasındaki fizikokimyasal süreçler de irdelenmiştir.

1.3. Bölgesel Jeoloji

Doğu Pontidler, Karadeniz'in güneydoğu kıyı hattı boyunca yaklaşık 500 km uzunluğunda ve 100 km genişliğinde bir dağ silsilesi oluşturur. Jeolojik önemi itibariyle en iyi korunmuş eski ada yayı örneklerinden biri olarak bilinmektedirler (Şengör ve Yılmaz, 1983; Akıncı, 1984; Konak, vd.; 2009). Doğu Pontidlerin batısı, Sakarya Zonu'nun doğu kesimini, güney sınırını ise Ankara - Erzincan Neo-Tetis kenedi oluşturmaktadır (Okay, 1989; Okay ve Tüysüz, 1999; Yılmaz vd. 1999).

Doğu Pontidlerin Paleozoyik yaşlı temeli amfibolit – granülit fasiyesine kadar inebilen ve Pulur masifi olarak adlandırılan metamorfizmlerden oluşmaktadır (Ketin, 1951; Korkmaz ve Baki; 1984; Keskin vd., 1989; Güven, 1993; Konak, vd., 2009). Topuz vd. (2004) tarafından monazitler üzerinde yapılan U-Pb yaşlandırma çalışmasında Pulur masifinin yüksek dereceli metamorfizma yaşları 331-327 My olarak tespit edilmiştir.

Metamorfik temel, Liyas yaşlı volkanotortul serilerden oluşan Hamurkesen Formasyonu tarafından uyumsuz şekilde üzerlenmektedir (Pelin, 1977). Hamurkesen Formasyonu, gri – bej renkli, killi kireçtaşları ile başlayıp dolomitik kireçtaşları ile devam eden Berdiga Formasyonu tarafından uyumlu üzerlenmektedir (Pelin, 1977). Berdiga Formasyonu'nun yaşı *Trocholina alpina* (Leopold), *Trocholina conka* (Schlumberger), *Pseudocyclammina jaocordi* (Schroder), *Ammobaculites coprolithiformis* (Schwager), *Pseudocyclammina lftuus* (Yokoyama), *Protopenneroplis striata* (Weynschenk), *Trocholina elangata* (Leopold), *Cayeuxiakur distanensis* (Elliot), *Clpeina jurassica* (Favre), *Lentculfna sp-* *Soccocma sp.*, *Girvanella sp.*; *Grassicollaria sp.*, *Lituola sp.*, *Lithocodium sp.*, *Kurnubia sp.* fosillerine dayanılarak Dogger-Malm-Erken Kretase olarak verilmiştir (Yılmaz, 1993). Berdiga Formasyonu'nun üzerine, tabanında 1 m çapına varabilen Berdiga Formasyonu'ndan türemiş bloklar içeren kalın bir konglomera seviyesi ile başlayan, volkanik arakatlı bir transgresif istif olan Kermutdere Formasyonu gelmektedir (Tokel, 1972; Yılmaz, 1993). Kermutdere Formasyonu tipik kırmızı rengi ile diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Birimin yaşı Pelin (1985) ve Yılmaz (1993) tarafından Geç Kretase olarak belirlenmiştir. Senomaniyen dönemi Doğu Pontidler'in genelinde hızlı bir yükselme ve aşınma dönemini temsil eder (Ketin, 1977; Pelin vd., 1982; Konak, 2009). Barremiyen – Aptiyen aralığında hızlı aşınma döneminin son evresinde türbiditik kumtaşı,

marn, silttaşı çökellerinin oluşturduğu Çağlayan Formasyonu görülmektedir (Ketin ve Gümüş, 1963; Gedik ve Korkmaz, 1984). Doğu Pontidler'de Senomaniyen çökeli gözlemlenmemektedir ancak çoğu bölgede Kampaniyen kireçtaşları Jura çökelleri üzerinde uyumsuz olarak konumlanmaktadır (Pelin, 1977; Yılmaz, 1985; Robinson vd. 1995; Eren ve Taşlı, 2001; Konak vd, 2009). Gümüşhane civarında Senoniyen çökelleri doğrudan Karbonifer yaşlı Gümüşhane granitinin üzerine gelir (Yılmaz, 1972). Doğu Pontidler'in batı kanadında ise Cankurtaran Formasyonu ile uyumlu ve geçişli olan Geç Maastrichtiyen yaşlı pelajik kireçtaşı, kumtaşı, kumlu kireçtaşı, silttaşı aralanmalarından oluşan Akveren Formasyonu çökelmiştir (Blumenthal, 1950; Ketin ve Gümüş, 1963; Bayraktaroğlu; 1988). Geç Kretase'nin sonunda ortam hızlı ve ani bir transgresyona uğramıştır ve neticede, sığ denizden derin denizel ortama kadar değişen farklı ortamsal çökeller oluşmuştur (Konak, 2009).

Doğu Pontidler'de Jura sonrası tektonik olaylarının en güçlüsü olan Paleosen – Erken Eosen sıkışması olup bölgesel yükselim yer yer istifleri Mesozoyik temele kadar aşındırırken derin erozyonal faaliyetlere neden olmuştur. Lütesiyen kalkalkalen magmatizması bazı araştırmacılar tarafından, Tetis okyanusunun kuzeye doğru dalması ile ilişkilendirmektedir. Neticede bölgede bazalt, trakibazalt, andezit ve bunların piroklastitleri ile silttaşı, çakıltaşı birimlerinden oluşan Tekkeköy Formasyonu, uyumsuz olarak kendinden yaşlı birimleri üzerlemektedir (Tokel, 1977; Akın, 1979; Yoldaş, vd., 1985; Konak, 2009). Tekkeköy Formasyonu Eosen ve sonrası volkanizma ürünleri olan bazalt, andezit ve bu kayalar ait piroklastitler ile örtülmekte ve monzogabro sokulumları tarafından kesilmektedir (Gedik ve Korkmaz, 1984; Temizel, 2013a; Temizel vd., 2014a).

1.4. Konum, Yerleşim ve Ulaşım

Çalışma alanı Samsun F36 ve F37 paftaları içerisinde bulunan Samsun ili merkez olmak üzere batıda Taflan beldesi, doğuda Tekkeköy ilçesi, güneyde Büyüklü ile kuzeyde Karadeniz tarafından sınırlandırılmaktadır (Şekil 1.1). Çalışma alanında yer alan en önemli yerleşim merkezi Samsun ili ve Tekkeköy ilçesidir. Bu mevkilere ulaşım D-010 karayolu ile yapılmaktadır. Sahil kesimlerinden güney istikametine doğru ilerledikçe asfalt ve stabilize yollar vasıtası ile iç kısımlardaki köylere ulaşım sağlanmaktadır.

Hawkins (1981), hidrotermal koşullar altında camısı malzemenin çözünmesi ve zeolit oluşumu ile neticelenmesi üzerine yürüttüğü çalışmasında farklı sıcaklık ve farklı zaman aralıklarında camısı malzemenin çözünmesi ve oluşan çözeltiden farklı türlerde zeolit kristallenmesine ait süreci incelemiştir.

Keith ve Staples (1985), ABD Oregon eyaletinde Siletz River yastık yapılı toleyitik bazaltik kayaçlarındaki zeolit birlikteliğini diğer farklı bölgelerdeki yastık yapılı bazaltik lavlardakilere benzer olduğunu göstermiştir. Çalışma alanındaki zeolit minerallerinin yastık yapılı bazaltların kırık, çatlakları ile yastık yapılarının dokanaklarında geliştiklerini, bu ikincil mineral parajenezinin tomsonit, natrolit, şabazit, mordenit tür zeolitlerin hâkim olduğu ve bunlara apofillit, kalsit, klorit ve piritin eşlik ettiğini tespit etmiştir.

Bazargani-Guilani ve Rabbani (2004), Kuh-e Aradeh'de (İran) Eosen yaşlı volkanitlerin çatlak ve boşluklarından derledikleri zeolitler üzerinde yaptıkları çalışmada zeolit türlerinin önce oluşandan sonraya doğru sırasıyla analsim, natrolit, mesolit, stilbit-Ca, skolösit ve höylandit olduklarını belirlemişler ve oluşum sıcaklıklarını yorumlamışlardır.

Jørgensen (2006), Faroe adalarındaki bazaltik volkanitlerde boşluk dolgusu olarak bulunan tomsonit, şabazit, analsim, mesolit, stilbit, höylandit, laumontit gibi zeolitlerin yanal yöndeki bölgesel dağılımlarını incelemek suretiyle ortamın paleo-sıcaklık koşullarını belirlemeye çalışmıştır.

Putnis vd. (2007), lösit – analsim dönüşümü üzerine deneysel bir çalışma gerçekleştirmişlerdir. Çalışmada, belirli sıcaklık değerlerinde, farklı zaman aralıklarında lösit – analsim dönüşümünün reaksiyon kinetiği incelemişler ve bu dönüşüm sürecinin 100°C üzeri sıcaklıklarda 7 gün gibi çok kısa bir sürede çok hızlı gerçekleşebildiğinden bahsetmişlerdir.

Weisenberger ve Spürgin (2009), Kaisersthal Volkanik Kompleksindeki (Güneybatı Almanya) alkalin kayaçların boşluk, kırık ve çatlaklarındaki incelemelerinde farklı zeolit türlerine rastlamışlardır. Düşük dereceli zeolit fasiyesinde oluşan bu minerallerin kimyasal farklılıklarını kayacın kimyası ile ilişkilendirmişlerdir. Mikroprob çalışmaları sonucunda varil şekilli ofretitin, eriyonit ile birlikte iç içe büyümeyebileceğine de işaret edilmiştir.

Kusehlar vd. (2010), güney Tahran'daki (İran) bazit volkanitlerin çatlak ve boşluklarından derledikleri lifi zeolit örnekleri üzerinde yaptıkları çalışmalar neticesinde bu minerallerin natrolit, mesolit ve skolösit olduklarını belirlemişlerdir. Optik mineralojik incelemeler ile bu minerallerin oluşum sırasını belirlemişler, mesolit ve skolösitin Ca'ca

zengin hidrotermal çözeltilerden itibaren yüksek sıcaklıklarda oluşabileceğini öne sürmüşlerdir.

Abdioğlu (2012), Trabzon (Türkiye) civarındaki Tersiyer volkanitlerinin boşluk, çatlak ve kırıklarında gelişen zeolitler ve eşlikçisi diğer ikincil minerallerin kimyası, mineralojisi ve kökensel özelliklerini incelemiştir. Çalışmada zeolit mineralleri natrolit, analsim, tomsonit, lömontit, filipsit ve mesolit ile eşlikçi diğer ikincil fazlar ise apofillit, kalsit, aragonit ve klorit mineralleri ile temsil edilmiştir. Zeolit oluşumlarının volkanik malzemenin soğuması esnasında ve/veya hemen takiben denizel su-meteorik su karışımı bir akışkanın etkisiyle geliştiğini işaret etmiştir.

Triana vd. (2012), Skye Adası (İskoçya)'da, Tersiyer yaşlı bazaltik volkanit ve subvolkanitlerin boşluk, kırık ve çatlaklarında bulunan zeolit ve eşlikçisi minerallerinin mineralojik ve kristalografik özelliklerini ortaya koymuş ve ikincil mineral süksesyonunu belirlemiştir. Buna göre; ikincil mineraller oluşum sırasına göre nontronit, amorf silis fazları, karbonat fazları, şabazit, filipsit, vayrakit, tomsonit, analsim, natrolit ve stilbit şeklinde olduğunu tespit etmiştir.

Özpınar vd. (2013), Afyonkarahisar (Türkiye) yöresinde yapmış oldukları çalışmada trakiandezitik, trakibazaltik, yüksek potasyumlu tefritik ve tefrifonolitik kayalar ve piroklastitlerinde kırık, çatlak ve boşluk dolgusu olarak gelişmiş analsim, şabazit, filipsit, kalsit tür ikincil minerallerin geliştiğini belirlemiştirler. Ayrıca; zeolitleşmenin, meteorik su etkisi ile hidrolojik olarak açık bir sistemde geliştiğini öne sürmüşlerdir.

1.7. Önceki Çalışmalar

Günümüzde dâhi pek çok yönden çalışılmamış alanlarının olması sebebiyle, Doğu Pontidler ve çevresi pek çok araştırmacının dikkatini çekmektedir. Yapılan çalışmalar genellikle genel jeoloji, tektonik, çevresel jeoloji, maden yatakları ve petroloji konularında yoğunlaşmaktadır. Çalışma alanı Doğu Pontidler ile Orta Pontidler'in kenet noktasını da kapsayan Doğu Pontidler'in en batı noktasında yer almaktadır. Yörede yapılan daha önceki çalışmalarda özellikle kırık ve boşluk dolgusu olarak gelişen zeolitler ve eşlikçisi diğer ikincil minerallerin mineralojisi, kimyası ve oluşumlarındaki fizikokimyasal süreçler irdelenmemiştir. İnceleme alanında ve çevresinde yapılan önemli bazı jeolojik, tektonik ve petrolojik çalışmalar aşağıda kısaca özetlenmiştir.

Göksu vd. (1974), Doğu Pontidler'in batısı ve Orta Pontidler'de takribi otuz altı bin km²'lik bir alanın jeolojisini ortaya koymuştur. Buna göre, Samsun paftası içerisindeki en

yaşlı birim yaşı fosille tayin edilmiş Liyas birimleridir ve fliş fasiyesindeki Eosen birimleri çalışma alanındaki daha yaşlı birimleri transgressif olarak örtmektedir.

Öztürk (1979), Ladik (Samsun) yöresinde Kuzey Anadolu Fay Zonu içerisindeki karmaşık bir tektonik durumda olan kayaçların litolojik özelliklerini ve bunların jeokronolojik konumlarını açıklamaya çalışmıştır.

Gedik vd. (1983), Sinop-Samsun havzasında Liyas-Kuvaterner zaman aralığında çökelmiş ve kalınlığı on bin metreden fazla olan tortul bir istifini inceleyerek, havzanın temelini yeşil şist fasiyesinde gelişmiş olan Abana metamorfikleri ile Boyabat – Taşköprü masifinin oluşturduğunu belirlemiş ve bölge kayaçlarının ayrıntılı petrolojisini ortaya koymak suretiyle havza jeolojisini incelemişlerdir.

Korkmaz vd. (1984), Boyabat (Sinop) yöresini referans alarak bölgenin stratigrafisi, tektoniği ve jeolojik evrimini aydınlatmaya çalışmış ve jeokimyasal tekniklerden yararlanarak bölgedeki potansiyel petrol oluşuklarını aydınlatmaya çalışmıştır.

Yoldaş vd. (1985) Samsun ve çevresinin, özellikle Kızılırmak-Yeşilirmak arasındaki bölgenin jeolojisini irdemişler ve jeolojik haritasını hazırlamışlardır. Ayrıca, bölgede bulunan sedimanter birimlerin petrol olanaklarını da incelemişlerdir.

Bayraktaroğlu (1988), Çarşamba (Samsun) yöresindeki Üst Kretase - Eosen sedimanter kayaçlarının detaylı biyostratigrafisini incelemiştir. Zonların diğer çalışılmış yörelerle karşılaştırılması sonucunda tortulların çökeldiği alanın fosil topluluğuna dayanılarak ılıman bölge kuşağında bulunduğu belirlenmiştir.

Hakyemez vd. (1989), Samsun yöresinin ait 1/100.000 ölçekli jeolojik haritasını hazırlamıştır.

Akdağ (1992), Kavak (Samsun) yöresinde yüzeylenen Erken-Geç Kretase yaş aralığındaki tortul dizileri litostratigrafik olarak beş formasyona ayırmıştır. Bunlardan en yaşlısını Erken Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu en gencini de derin deniz fasiyesini karakterize eden türbiditik kireçtaşları ve killi kireçtaşlarından oluşan Akveren Formasyonu oluşturmaktadır.

Güven vd. (1993), Samsun yöresine ait Hakyemez vd., (1989) 1/100000 ölçekli kompilasyonunu revize etmişlerdir.

Yazıcı (1993), MTA adına yürüttükleri çalışmada Ordu – Çarşamba güneyinde maden prospeksiyonu gerçekleştirmiştir. Bu kapsamda, çalışma alanında yüzeylenen kayaçların petrografik, mineralojik ve yapısal özellikleri belirlenerek, metalik ve metalik olmayan oluşuklar tespit edilmeye çalışılmıştır.

Keskin vd. (1998), Ordu ilinin kapsadığı Ünye – Fatsa – Kumru – Korgan civarının jeolojisini ortaya koymuştur. Çalışma alanındaki Üst Kretase volkanitlerinin subalkalen karakterli, Eosen volkanitlerinin ise alkalen ve kalkalkalen karakterli olduklarını belirlemişlerdir. Çalışma alanında Canik Formasyonu'nu oluşturan volkanitlerin ise kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak kıta içi bazaltları olduğunu ve toleyitik özellikler gösterdiklerini belirlemişlerdir.

Meijers vd. (2010), Orta Pontidler'de Geç Kretase'den Paleosen'e kadar geçen dönemde gerçekleşen oroklinal kıvrımlanmayı incelemişlerdir. Paleomagmatik yöntemler kullanarak, Kretase'den Eosen'e kadar bölgenin dikey bir burulma eksenine doğrultusunda kıvrımlandığını göstermişlerdir. Neticede; Kretase'den Eosen'e kadar geçen sürede Pontidler ile Anatolid – Torid bloğunun yakınsamasıyla güney yönlü deformasyonun gerçekleştiğini göstermişlerdir.

Temizel (2013), KTÜ Bilimsel Araştırma Projeleri desteği ile yürüttüğü çalışmada, Bafra (Samsun) yöresinde bulunan Tersiyer yaşlı volkanitleri kesen monzogabroyik birimleri ve bu birimlerin içerdiği siyenit anklavlarını inceleyerek eş yaşlı mafik ve felsik magma etkileşimlerine açıklık getirmeye çalışmıştır.

Bilici (2013), Tekkeköy (Samsun) bölgesindeki çalışmada Tekkeköy Formasyonu dâhilindeki volkanitlerin petrolojisini incelemiş ve volkanik fasiyes özelliklerini ortaya koymuştur. Petrolojik verilere dayanarak Tekkeköy volkanitlerinin yitim zonu metazomatizması ile zenginleşmiş, litosferik bir manto kaynağından türemiş olduğu ve Doğu Pontidler genelindeki diğer volkanik kayalar ile aynı özellikleri yansıttığını söylemiştir.

Temizel (2014), Bafra (Samsun) yöresindeki Tersiyer yaşlı monzogabroyik stoklar ve bunların içerdikleri felsik mikrogranüler anklavlar (monzosiyenit)'daki magma karışımı ve karışımın petrokimyasal delillerini ortaya koyarak, mafik stokları ve bunların içerdikleri felsik anklavları oluşturan eş yaşlı mafik ve felsik magmaların etkileşimini incelemiştir. Monzogabrolar ile felsik anklavlar arasındaki petrografik ve jeokimyasal zıtlıkların, karışım /karışık ve difüzyon yoluyla meydana gelen eş yaşlı mafik ve felsik magmalar arasındaki etkileşimin bir sonucu olabileceğini belirtmiştir. Ayrıca, tüm kayalar ve Sr-Nd izotop verilerinin, monzogabrolar ve felsik anklavların manto kaynaklı magmaların ürünleri olduğunu açıkça ortaya koyduğunu ifade etmiştir.

Temizel vd. (2014a), Bafra (Samsun) yöresindeki kayaları tefritik dayk ve siller, tefritik lav akmaları, bazaltik dayklar ve bazaltik – trakiandezitik lav akmaları şeklinde 4

gruba ayırmış ve iz element verilerine göre bu kayaçların düşük dereceli kısmi ergime ile türemiş bir magmadan oluştuğunu belirtmiştir. Aynı zamanda bu kayaçlardan elde edilen $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ plato yaşına göre 44 – 45 My yaş aralığında olduklarını tespit etmiştir.

Temizel vd. (2014b), Bafra (Samsun) yöresindeki Eosen yaşlı monzogabroyik stoklar ile içerdikleri felsik mikrogranüler anklavlar (monzosiyenit)'in mineral kimyası ve termobarometrik özelliklerini ortaya koyarak, bu kayaçların dengesiz kristallenme ve yerleşme şartlarını belirlemeye çalışmışlardır. Monzogabroların plajiyoklas, alkali feldispat, klinopiroksen, olivin, hornblend, biyotit, apatit ve Fe-Ti oksit içerdiklerini, felsik anklavların (monzosiyenit) ise alkali feldspat, plajiyoklas, hornblend, biyotit, klinopiroksen ve Fe-Ti oksit içerdiklerini belirtmişlerdir. Mineral kimyası verilerine göre, bu kayaçları oluşturan magmaların derin ve sık magma odalarında sulu ve susuz kristallenme koşullarında oluştuğunu vurgulamışlardır. Bazı termobarometre hesaplamalarına göre mafik ve felsik magmaların yerleşme ve kristallenme sıcaklıklarını ve basınçlarını ortaya koymuşlardır. Bu verilerin tümü, monzogabrolar ile felsik anklavlar arasındaki termobarometrik hesaplamalardaki zıtlıkların, karışım /karışık ve difüzyon yoluyla meydana gelen eş yaşlı mafik ve felsik magmalar arasındaki etkileşimin bir sonucu olabileceğini ortaya koymuşlardır. Ayrıca, akışkan durumdaki felsik sıcak magmanın (kristallik < 30%) mafik soğuk magma (kristallik > 50%) içerisine girdiği esnada (enjeksiyonu esnasında), monzogabroların bu iki magmanın (mafik ve felsik) karışığı ve tamamlanmamış karışımını yansıtan melez bir ürün olduğunu söylemişlerdir.

Yücel vd. (2014) Doğu Pontidler'de Trabzon ve Samsun yöresindeki Tersiyer yaşlı bazik volkanitlerdeki analsimleri incelemişlerdir. Volkanik kayaçlardaki analsim minerallerinin birincil mi yoksa lösit transformasyonu sonucu gelişmiş ikincil analsim ürünleri mi olduklarını araştırmışlardır. Analsimler üzerinde yapmış oldukları mineralojik, kristalografik, dokusal, kimyasal çalışmalara ve tüm kayaç kimyası analizleri sonuçlarına dayanarak kayaçlardaki analsimlerin lösitten itibaren transformasyon süreçleri sonucunda oluştuğunu ifade etmişler ve tüm kayaç kimyası ile ilgili yorumlar yapılırken bu durumun kesinlikle göz önüne alınması gerektiğini vurgulamışlardır.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Giriş

2.2. Materyal ve Yöntem

Çalışmada, Taflan-Tekkeköy (Samsun) arasında yüzeyleme veren Eosen yaşlı Tekkeköy volkanitlerinin boşluk, kırık ve çatlaklarında gelişmiş ve Eosen yaşlı monzogabro stoklarının dokanak zonlarındaki boşluklarda oluşmuş zeolit mineralleri ve diğer ikincil minerallerin mineralojileri, kristalografileri, kimyaları, duraylı izotopik karakteristikleri ve yan kayaçlarının tüm kayaç kimyaları irdelenmiştir. Elde edilen veriler kullanılarak incelenen minerallerin oluşumları esnasındaki fizikokimyasal süreçler belirlenmeye çalışılmıştır. Bu amaç çerçevesinde yapılan çalışmalar arazi çalışmaları, laboratuvar çalışmaları ve büro çalışmaları olarak üç ana aşamada gerçekleştirilmiştir.

2.2.1. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları, yağmurun nispeten az olması ve dolayısıyla ikincil minerallerin mostralarda daha kolay gözlemlenebilmesine olanak sağlaması sebebiyle yaz aylarında gerçekleştirilmiştir. Daha önceki çalışmalardan yararlanılarak önceki jeoloji haritaları revize edilmiştir. Saha çalışmaları, Tekkeköy ilçesi civarında yüzeyleme veren volkanitler ve Samsun il merkezi batısında yer alan monzogabro stoklarında olmak üzere iki alanda yoğunlaştırılmıştır. Çalışma alanından 57 örnek lokasyon koordinatları belirlenerek derlenmiş olup bunların çoğunluğu ikincil mineral örnekleridir. Ayrıca, ikincil minerallerin yan kayaçlarından da örnekler alınmıştır. Arazi çalışması esnasında örneklerin birçoğu imkân dâhilinde kayaç – mineral dokusal ve yapısal ilişkileri fotoğraflanmaya çalışılmıştır.

2.2.2. Laboratuvar Çalışmaları

Çalışma alanından derlenen ikincil minerallerin mineralojik, kristalografik, kimyasal ve kökensel yorumlamalarına katkı sağlamak amacıyla farklı analizler gerçekleştirilmiş ve bu analizlerin gerçekleştirildiği cihazlar için ölçümlere uygun mineral örnekleri hazırlanmıştır. Ayrıca, yan kayaçların mineralojileri ve tüm kayaç kimyalarını belirlemek amacı ile kayaç örnekleri analiz edilmiştir.

2.2.2.1. Örnek Hazırlama

2.2.2.1.1. İkincil Mineral Örneklerinin Makro Ölçekli Fotoğraf Çekimleri

Çalışma alanından derlenen tüm örneklerin makro fotoğrafları Canon 550D fotoğraf makinası ve F/2,8 1:1 özellikli makro objektif ile Kodak Easy Share C190 model fotoğraf makinası kullanılarak çekilmiştir. Örnekler fotoğraflanırken dikkat edilen husus mümkün olduğu kadar farklı makromorfolojik özelliklerin belirgin olması ve farklı minerallerin süksesyonu dikkate alınarak bir arada bulunmasıdır.

2.2.2.1.2. X-Işınları Analizi (XRD) için Örnek Hazırlama

Çalışma alanından derlenen örneklerin temiz ve makromorfolojileri mümkün olduğu kadar farklı olan ikincil mineral örnekleri seçilerek, çekiç yardımıyla en büyüğü yaklaşık 5mm kadar olacak boyutta kırılmıştır. Kırılan bu örneklerin temiz olanları çıplak gözle ve binoküler mikroskop yardımıyla tekrar seçilmiş ve agat havanda 2 µm'den daha küçük tane boyutuna inene dek öğütülmüşdürler. Her örneğin öğütme işlemine geçmeden evvel, bir önceki örnekten havanda ve tokmakta kalan tozlar aseton yardımıyla temizlenmiştir.

2.2.2.1.2. Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) için Örnek Hazırlama

Makro morfolojik gözlem ile süksesyonu belirlenemeyen ancak XRD sonucunda birliktelik arzeden minerallerden, Dremel Engraver F0130290JM model kırıcı yardımıyla tek yön boyutu (en, boy, yükseklik) en fazla 1.5 cm olan doğal yüzeylere sahip parçalar çıkarılmış ve SEM cihazının örnek tutucusuna rahatça sabitlenebilmesi için alt yüzeyleri Performance Power 125 model matkap zımparalayıcı ile düzleştirilmiştir.

2.2.2.1.4. Elektron Mikroprob Analizi (EPMA) için Örnek Hazırlama

Örneklerden alınan en büyüğü 45x25 mm boyutlarındaki dilimlerin bir yüzleri 220 mesh boyutundaki elmas disk yardımıyla düzleştirildikten sonra 48x28x1.35 mm boyutlarında lazer rodajlı Marienfeld marka lamalar üzerine Aka-Slow Epoxy Resin yardımıyla yapıştırılmıştır. Örnekler yüksek sıcaklıkta hızlandırılmış epoksi dondurma prosedürü uygulanarak, kayacın cama tutunma mukavemeti artırılmış ve su ile temasında kil minerallerinin şişip kayacın camdan atmasını önüne geçilmiştir.

Yapıştırılan örnekler, mikroskop altında çift kırıcılık renkleri belli aralıklarla kontrol edilmek sureti ile 220 ve 600 mesh boyutundaki elmas diskler yardımıyla 40 µm kalınlığına kadar inceltmişlerdir. 1200 mesh kalınlıklı elmas disk yardımıyla son zımparalaması tamamlanan örneklere sırasıyla 9µ, 6µ, 3µ ve 1µ kalınlıklı elmas solüsyonlar ile parlatma işlemi uygulanmıştır.

Hassas parlatma işlemleri 0.5µ ve 0.25µ boyutlarındaki alüminyum oksit solüsyonlar kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Son parlatmaları tamamlanan örnekler ultrasonik temizleyicide 3 dk süre ile 44 khz altında bekletilerek aşındırıcı tozlardan arındırılmış ve saf su ile yıkanmıştır.

2.2.2.1.5. Duraylı İzotop Analizleri için Örnek Hazırlama

Duraylı izotop analizleri için 50 mg örnek kâfi gelmektedir. Dremel Engraver F0130290JM model kırıcıya Mohs 9 sertliğinde silisyum karbür uç monte edilerek zeolit, karbonat ve apofillit örneklerinden monomineralik örnekler kırılmak suretiyle, takribi 1 gr örnek elde edilmiştir. Örneğin morfolojisinde farklılıkların olmaması için monomineralik yapısı Leica MZ6 model stereo mikroskop yardımıyla teyit edilmiştir. Elde edilen örnekler agat havanda 2 µm'nin altına inilene dek öğütülerek kapaklı mikrosantrifüj tüpleri ile nemden korunmak amacı ile depolanmıştır.

2.2.2.1.6. Kimyasal Analizler için Örnek Hazırlama

Monomineralik ikincil mineral örnekleri kontaminasyondan kaçınmak amacı ile agat havanda öğütülmüştür. Kayaç örnekleri ise ilk olarak çeneli kırıcıda kırılmıştır. Kırılan örneklerden kayaç kimyası yansıtabilmesi açısından özellikle makroskopik olarak tanımlanabilecek boşluk dolgusu içermeyen örnekler seçilmiştir. Daha sonra bu örnekler krom halkalı öğütücüde 90 sn boyunca öğütülerek analize hazır hale getirilmiştir.

2.2.2.2. Mikroskopik Tayinler

Volkanik kayaç incekesitleri Karadeniz Teknik Üniversitesi (KTÜ), Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İnce Kesit Hazırlama Laboratuvarı'nda hazırlanmıştır. İncekesit incelemeleri KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Laboratuvarı'nda bulunan Olympus ve Nikon marka polarizan mikroskoplarda gerçekleştirilmiştir. Kayaç ve

minerallere ait dokusal ve mineralojik tayinler bu mikroskoplara bağılı dijital fotoğraflama ünitesi ile belgelenmiştir.

2.2.2.3. X-Işınları Difraksiyon (XRD) İncelemeleri

Araziden derlenen ikincil mineral örneklerinin XRD incelemeleri Erciyes Üniversitesi, Teknoloji Araştırma ve Uygulama Merkezi'nde Bruker AXS D8 Advance model X-ışınları difraktometresi kullanılarak gerçekleştirilmiştir. XRD incelemelerindeki aletsel koşullar Anot: Cu ($CuK_{\alpha}=1.5406 \text{ \AA}$), gerilim 40 kV, akım 40mA, $2\theta=2.000$ ieâ 70.010 aralığında, zaman sabiti=1sn şeklindedir.

XRD difraktogramlarında çözümlenmeler J.C.P.D.S. (1990) kartları kullanılarak yapılmıştır.

2.2.2.4. Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) İncelemeleri

SEM incelemeleri Ortadoğu Teknik Üniversitesi, Metalurji ve Malzeme Mühendisliği Bölümü SEM Laboratuvarında bulunan Jeol JSM 6400 model elektron mikroskobu ile gerçekleştirilmiştir. İncelemeler için örneklerin doğal engebeli yüzeyleri platin ile kaplanmıştır. İncelemelerde dikkat edilen hususlar mineral örneklerinin süksesyonu, dokusal ilişkileri ve farklı morfolojilerin seçilmesidir.

2.2.2.5. Elektron Mikroprob Analizi (EPMA)

Amigdaloidal kayaç örneklerinden hazırlanan parlatılmış ince kesitler kullanılarak gerçekleştirilen elektron mikroprob analizlerinde yaklaşık 250 nokta ölçümü gerçekleştirilmiştir. Elektron mikroprob ölçümleri Georgia Üniversitesi (A.B.D.) EPMA Laboratuvarı ve Tübingen Üniversitesi (Almanya) Matematik ve Doğa Bilimleri Fakültesi EPMA Laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

İlk olarak, EPMA analizi yapılacak parlatılmış ince kesit örnekleri kaplama ünitelerinde karbon ile kaplanmışlardır. Çalışma iki farklı cihazda gerçekleştirilmiştir. Georgia Üniversitesinde JEOL JXA 8600 Superprobe, Tübingen Üniversitesinde ise JEOL 8900 Superprobe model WDS eklentili cihaz kullanılmıştır. Jeol marka cihazların tercih edilmesindeki asıl sebep, iz elementlerin ve Na, F gibi düşük kütle numaralı elementlerin ölçümlerini daha hassas gerçekleştirmiş olmalarındandır. Cihazlar doğal plajyoklas, feldspat ve cam standartları ile kalibre edilmiştir. Çalışmada analizi gerçekleştirilen ikincil

minerallerin yüksek enerji altında kolay parçalanabilmesinden ötürü ölçümler düşük enerji şartlarında gerçekleştirilmiştir. Işın çapı 10 µm, hızlandırma voltajı 15 kV ve ışın akımı 4.021 nA tutularak ölçüm süresi uzatılmış, sonuçta minerallerin parçalanmasının önüne geçilmiştir. Ana elementler için % 0.5, iz elementler için ise 100 ppm saptama limitlerini oluşturmaktadır.

2.2.2.6. Duraylı İzotop Analizleri ve Zeolitlerin Dehidratasyonu

O – D ve C duraylı izotop analizleri Kanada Actlabs Analiz Laboratuvarlarında, zeolit ve karbonat, apofillit mineralleri üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Silikat minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizlerinde silikat örnekleri Clayton ve Mayeda (1963) tarafından önerilen metot kullanılmıştır. Örnek mineraller nikel bomba içerisinde $\sim 650^\circ\text{C}$ 'de BrF_5 ile muamele edilmiştir. Minerallere uygulanan florinasyon prosedürü ile mineral yapılarını bozup, bünyesindeki oksijenin O_2 şeklinde moleküler gaz olarak elde edilmesi amaçlanmıştır. Daha sonra bu moleküler oksijen, karbon çubuklar kullanılarak cihaz bünyesinde CO_2 gazına çevrilir ve izotopik farklılaşma bu gaz üzerinden yapılır.

Zeolit örnekleri, yapılarındaki moleküler suyun, oluşumları sonrasında bünyelerine alınmış olabilmesi ihtimaline karşın, türlerine göre DTA-TG çalışmalarınca belirlenen sıcaklıklara kadar ısıtılıp dehidrate edilip bekletilmeden analiz edilmiştir. Zeolit minerallerin dehidratasyon sıcaklıkları natrolitler için 350°C , tomsonitler için 370°C ve analsimler için 450°C olarak belirlenmiştir.

Oksijen izotop analizleri, Finnigan MAT Delta, çift girişli, izotop kütle oran spektrometresi kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Laboratuvarın kullandığı beyaz kristal standartının (WCS) tekrar edilebilirliği $\pm 0.19\%$ (1σ) seviyesindedir. NBS 28 için Actlabs laboratuvarının ölçümü $9.61 \pm 0.10\%$ (1σ)'dir. Elde edilen veri standart delta notasyonu ile V-SMOW'dan sapma olarak ifade edilmiştir. Analiz sonuçlarına göre örneğin $\delta^{18}\text{O}$ değeri şu formül ile hesaplanır;

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{örnek}}}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{V-SMOW}}} - 1 \right) 10^3 \quad (2.1)$$

Hidrojen izotop analizleri için yaklaşık 1g örnek folyo yardımı platin potaya koyularak kuvars kanalına aktarılmıştır. Kanal içerisindeki örnek ile birlikte vakum altına alınarak örnekte adsorbe edilmiş olması muhtemel nemin atılması için 120°C 'de 4 saat boyunca bekletilmiştir. Ardından örnek 20 dk boyunca indükleyici olarak 1400°C 'de ısıtılmıştır ve tüm açığa çıkan gazlar -196°C 'de harici bir kapanda birikmiştir. Neredeyse tüm hidrojen su molekülü şeklinde toplanmıştır ancak bu işlem esnasında ihmal edilebilir

miktarda, serbest kalmış hidrokarbon molekülleri H₂O ve CO₂ CuO üzerinde 550°C'de oksitlenir. Örnekteki toplam oksijene karşılık gelen biriktirilmiş su, diferansiyel dondurma teknikleri kullanılarak ayrımlanır. Su 900°C'de uranyum ile reaksiyona sokularak kömür üzerinde -196°C'de toplanır. H₂ hacmi manometrik olarak ölçülür. Su içeriği analizinin tekrarlanabilirliği % ± 0.2'dir. Konvansiyonel izotop kütle oran spektrometresine göre yapılan analizler V-SMOW standardı ile ifade edilmiştir. δD analitik yöntem tekrarlanabilirliğinde hassasiyet ± 3'den iyidir.

Karbonat minerallerinin δ¹³C analizlerinde izotop oranları, günümüzde karbon izotopları için tek referans olarak kabul edilen PDB (Pee Dee Formation Belemnite) standardına göre ölçülmüştür. Bu standarda göre Pee Dee formasyonunda bulunan belemnit fosili kavkısındaki karbon oranı 0 kabul edilir. Uluslar arası izotop referans standartı NBS 19'un günümüzde PDB tablosuna göre ayarlanması kabul edilmektedir. NBS 19 aslı itibariyle USGS Irving Friedman laboratuvarında kullanılan TS (Toilet Seat) kireçtaşları standardıdır ve PDB'ye göre δ¹³C değeri % 0.195'tir. İyonize karbon, kütle spektrometresi analizleri için, CO₂ bileşimine ve son yıllardaki çalışmalarda da CO bileşiklerine dönüştürülür.

Analitik ölçümler ActLabs (Kanada)'daki VG SIRA-10 duraylı izotop kütle oran spektrometresi ile ölçümler gerçekleştirilmiştir.

2.2.2.7. Kimyasal Analizler

Çalışma alanından derlenen toplam 35 adet volkanik kayaç ve mineral örneğinin tüm kayaç analizleri ve örnek hazırlama işlemleri ActLabs (Kanada)'da yaptırılmıştır. Ana elementler ölçümleri ICP-AES (İndüktif Eşleşmiş Plazma-Atomik Emisyon Spektrometri) iz ve nadir toprak elementler ICP-MS (İndüktif Eşleşmiş Plazma-Kütle Spektrometri) cihazları kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Öğütülerek toz hale getirilmiş örneklerden birkaç gram kadarı lityum metaborat ve lityum tetraborat ile karıştırılarak indüksiyon fırınında eritilir. Ardından bu ergiyik %5 seyreltik nitrik asit çözeltisi içerisine bekletilmeden karıştırılarak yaklaşık 30 dk boyunca çözme işlemine tabi tutulur. Ana oksit ve bazı iz elementler eş zamanlı ve birbiri ardınca Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP veya Varian Vista 735 ICP cihazları kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Cihaz kalibrasyonları USGS ve CANMET standartları kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Her 10 örnek ölçümünün ardından 7 standarttan biri için cihaz tekrar kalibre edilmiştir. Analitik ölçümün hatasızlığı için her bir ölçümün toplamının %98.5 ile %101 arasında olmasına dikkat edilmiştir. Kimyasal

analizlerde saptama limitleri ana oksitler için % 0.01, iz ve nadir toprak elementlerde ise As, Br, Cd, Cs, Sb için 0.5 ppm, Be, Co, Ga, Ge, Nb, Sc, Sn, W, için 1 ppm, Ba, Se için 3 ppm, Hf, In için 0.2 ppm, Ta, Th, Tl, U, V, Ce, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, La için 0.1 ppm, Ni için 20 ppm, Y, Rb, Mo için 2 ppm, Zr için 4 ppm, Lu için 0.04 ppm olarak verilmektedir.

2.2.3. Büro Çalışmaları

Büro çalışmaları; arazi, kaynak taraması, laboratuvar aşamalarındaki çalışma esnasında derlenen verilerin uygulamaya aktarılması ve yorumlanması aşamalarını kapsamaktadır. Arazi çalışmaları ve literatür taraması sonucunda daha önce farklı araştırmacılar tarafından hazırlanmış jeolojik haritalar revize edilmiş, jeolojik birimler yerinde incelenmiş ve kayaç ve ikincil mineral örnekleme yapılmıştır. Harita, kolon kesit ve şematik çizimlerin bazıları Grapher 9.6, CoreIDRAW X5 ve Adobe Photoshop CS2 programlarında gerçekleştirilmiştir. Araziden derlenen örneklerin koordinatlarının, 1/100.000'lik harita eskizine aktarımı ile örnek alım haritası oluşturulmuştur. Keskin (1998) ve Temizel vd., (2014a)'nin haritası revize edilerek ve örnek alım koordinatları bu haritanın üzerine düşürülmek sureti ile jeolojik harita çizilmiştir. Elde edilen kayaç analizlerinin sonuçları Golden Software Grapher 9.6 programı kullanarak ilgili diyagramlara düşürülmüştür. Kayaç ve ikincil mineral analizlerinin sonuçları ve bunların grafiksel gösterimi diğer mineralojik-petrografik verilerle birlikte yorumlanmak sureti ile Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tarafından tanımlanmış tez yazım kurallarına uyularak bu tez hazırlanmıştır.

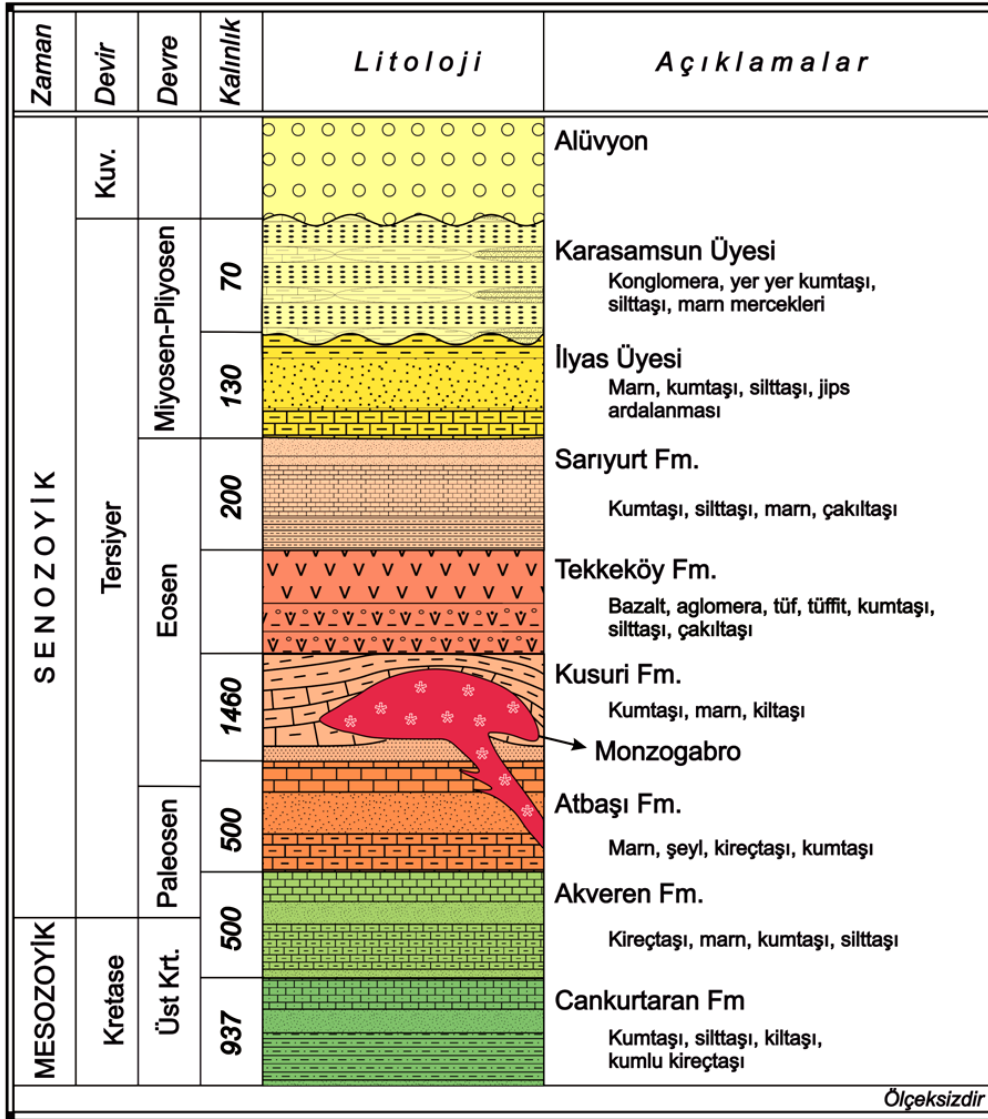
3. BULGULAR VE TARTIŞMA

3.1. Çalışma Alanının Stratigrafisi ve Petrografisi

3.1.1. Giriş

Çalışma alanının tabanını türbiditik kumtaşı, marn, çamurtaşı ve silttaşı, kireçtaşı ve kumlu kireçtaşlarından oluşan Kampaniyen yaşlı Cankurtaran Formasyonu oluşturmaktadır (Akdağ, 1992). Cankurtaran Formasyonu uyumlu olarak kireçtaşı, silttaşı, kumtaşı aralanmalarından oluşan Geç Kretase-Paleosen yaşlı Akveren Formasyonu tarafından üzerlenir. Akveren Formasyonu üzerine yine uyumlu olarak sırasıyla marn, şeyl, kireçtaşı ve kumtaşından oluşan Paleosen yaşlı Atbaşı Formasyonu, kumtaşı, marn, kiltası aralanmalarından oluşan Eosen yaşlı Kusuri Formasyonu gelir (Keskin vd., 1998). Bu birimler Lütseyen (Eosen) yaşlı monzogabro stokları tarafından kesilmiştir (Temizel, 2014). Kusuri Formasyonu üzerine uyumlu olarak sırasıyla bazalt, aglomera, tuf, volkanik breş, kumtaşı, silttaşından oluşan Eosen yaşlı Tekkeköy Formasyonu, kumtaşı, silttaşı, çakıltaşından oluşan Eosen yaşlı Sarıyurt Formasyonu, marn, kumtaşı, jips aralanmasından oluşan Miyosen-Pliyosen yaşlı İlyas Üyesi gelmektedir. İlyas Üyesi uyumsuz olarak konglomera, marn ve kumtaşı merceklerinden oluşan Miyosen-Pliyosen yaşlı Karasamsun Üyesi tarafından üzerlenir. Tüm birimler uyumsuz olarak Kuvaterner yaşlı alüvyonlar tarafından örtülmüştür (Keskin vd., 1998; Şekil 3.1; Ek Şekil 1 ve 2).

Çalışma konusunu oluşturan kırık ve boşluk dolgusu olarak gelişen zeolitler ve eşlikçisi olan ikincil mineraller Tekkeköy Formasyonu'na ait volkanitler içerisinde ve monzogabroların dokanaklarında bulunduğu için bu iki birim litolojik olarak daha ayrıntılı ele alınmıştır.



Şekil 3.1. Çalışma alanına ait dikme kesit.

3.1.2. Cankurtaran Formasyonu

Cankurtaran Formasyonu Batı Pontidler'de Korkmaz ve Gedik (1984) tarafından incelenmiştir. Alt sınırı Yemişliçay Formasyonu üst sınırı ise Akveren Formasyonu ile uyumludur. Birimin kalınlığı Belek dere ile Tekkeköy arasında Akdağ (1992) tarafından ölçülen kesitte 937 m olarak belirlenmiştir. Hâkim litoloji türbiditik kumtaşı, marn, çamurtaşı ve milttaşı, kireçtaşı ve kumlu kireçtaşı ardışımıdır. Formasyon içerisindeki kumtaşlarının petrografik incelemelerinde sedimenter ve metamorfik kökenli kırıntılardan oluştukları ve yer yer cm ölçeğinden 12 m'ye varan kalınlıklara sahip oldukları ifade edilmiştir (Akdağ, 1992).

3.1.3. Akveren Formasyonu

Akveren Formasyonu'nun alt sınırı Cankurtaran Formasyonu ile uyumlu ve geçişlidir. Pelajik kireçtaşı, kumtaşı, kumlu kireçtaşı, silt, marn araldanmasından oluşan birime Blumenthal (1940) tarafından Gerze tipi kalkerli fliş, Ketin ve Gümüş (1963) tarafından ise Akveren Formasyonu adı verilmiştir ve görünür kalınlığı 500 m kadardır (Bayraktaroğlu, 1988). Tüm Karadeniz kuşağında özellikle kıyıya yakın alanlarda görülür. Akveren Formasyonu hızlı ve ani bir transgresyonun ürünüdür; sığ denizden, derin denize kadar değişen ortamlarda çökelmiştir (Ünal, 2009). Bayraktaroğlu (1988) tarafından *lithaparidites quadratus* zonuna ait türlere göre birimin yaşı Geç Maestrihtiyen olarak belirlenmiştir ve yine bu fosillere dayanılarak birim için, kıta yamacında çökelmiş, geneli itibariyle türbiditik ve yer yer kalsitürbiditik karakterde bir fliş olarak tanımlanmıştır. Ayrıca, Akveren Formasyonu'nun tamamı incelendiğinde Keskin vd. (1998) tarafından formasyonun yaşı Geç Kretase-Paleosen olarak verilmiştir ve Atbaşı Formasyonu tarafından uyumlu ve geçişli olarak üzerlenir.

3.1.4. Atbaşı Formasyonu

Birim, Ketin ve Gümüş (1963) tarafından ilk kez Atbaşı Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Kumtaşı, marn ve silttaşı araldanmalarından oluşan birimin yaş aralığının Yoldaş (1985) tarafından Geç Maestrihtiyen'den Paleosen'e kadar uzandığı belirtilmiştir. Atbaşı Formasyonu, kendisini üzerleyen Kusuri Formasyonu ile uyumlu ve düşey geçişlidir. Birimin görünür kalınlığı yaklaşık olarak 500 m'dir (Bayraktaroğlu, 1988). Bayraktaroğlu (1988)'e göre Atbaşı Formasyonu'nun derin denizel ancak şelfe yakın bir ortamda çökelmiş olması muhtemeldir. Kusuri Formasyonu'na geçişte ortaya çıkan bentik faunaların varlığı ortamın daha sığlaştığına işaret etmektedir (Ünal, 2009).

3.1.5. Kusuri Formasyonu

İlk kez Gayle (1959) tarafından Kusuri Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Atbaşı Formasyonu üzerinde silttaşı, marn, kumtaşı, çakıltası, siltli marn, birkaç seviyede türbiditik kireçtaşı katmanlı, çalışma alanının bazı kısımlarında ise tüf, tüfit, volkanit arakatlı olan birim genellikle fliş fasiyesini temsil eder (Aydın vd., 1986). Formasyon tabanında Atbaşı Formasyonu ile uyumlu ve geçişli olarak bulunmaktadır (Bayraktaroğlu, 1988). Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından önerilen tip kesitte 1460 m kalınlık

ölçülmüştür. Birim kendisinden genellikle volkanitlerin hâkim olduğu Tekkeköy Formasyonu tarafından üzerlenmiştir. Bayraktaroğlu (1988) tarafından tespit edilen *nannotetrina fulgens* zonuna ait türlere göre birime Lütésiyen (Eosen) yaşı verilmiştir.

3.1.6. Tekkeköy Formasyonu

Bazalt, andezit, aglomera, volkanik breş, tuf, kumtaşı, silttaşı ve çakıltaşı birimlerinden oluşan formasyonun geneline volkanitler hâkimdir. Formasyonun ilk tanımlaması Yoldaş vd. (1985) tarafından yapılmış olup formasyon; volkanik arakatlı kumtaşı, silttaşı, daha az oranda çakıltaşı ve aglomeralardan oluşan Koldere Üyesi ve formasyonun üst seviyelerine karşılık gelen, yer yer 30 m'ye varan andezit ve spilitik bazalttan oluşan Pazarcık Üyesi olmak üzere iki ayrı üye olarak tanımlanmıştır. Çalışma alanında Pazarcık üyesi dâhilinde özellikle Mert Irmağı boyunca yer yer masif bazaltik birimlere rastlanılmıştır.

Tekkeköy Formasyonu dâhilindeki volkanik birimler volkanostratigrafik özelliklerine göre sınıflandırıldığında aglomeralar, volkanik breşler, bazaltik lav, bazaltik dayklar, trakiandezitik dom ve sedimanter birimler olarak alt gruplara ayrılmıştır (Bilici, 2013). Birimin yaşı ^{40}Ar - ^{39}Ar yöntemine göre, Lütésiyen (Eosen)'e karşılık gelen 44-45 My olarak belirlenmiştir (M. Arslan, sözlü görüşme).

3.1.6.1. Aglomeralar

Tekkeköy Formasyonu dâhilindeki aglomeralar, Tekkeköy ilçe merkezinden yaklaşık 2 km içeriden itibaren gözlemlenmeye başlamaktadır. Aglomera çakılları genellikle polijeniktir ve çakıllar kısmen altere olmuştur. Çakıllar, toplam kayacın yaklaşık % 75'ini oluşturmaktadır ve çapları yer yer 30 cm'ye varmaktadır (Şekil 3.2).

Bağlayıcı malzemesi tamamen killeşmiştir. Aglomera çakıllarındaki gaz boşluklarında ve çakıllar arasındaki boşluklarda zeolitleşme, killeşme, kloritleşme ve kalsitleşme gözlemlenmiştir. Aglomeraların çalışma alanındaki görünür kalınlığı yer yer 15 m'ye ulaşmaktadır. Aglomeralar kaba taneliden ince taneliye doğru normal derecelenme göstermektedir (Bilici, 2013). Çalışma alanının güney kesimlerinde gözlemlenen aglomeralarda iyi gelişmiş eksfoliasyon yapılarının görülebildiği volkan bombaları bulunmaktadır (Bilici, 2013).

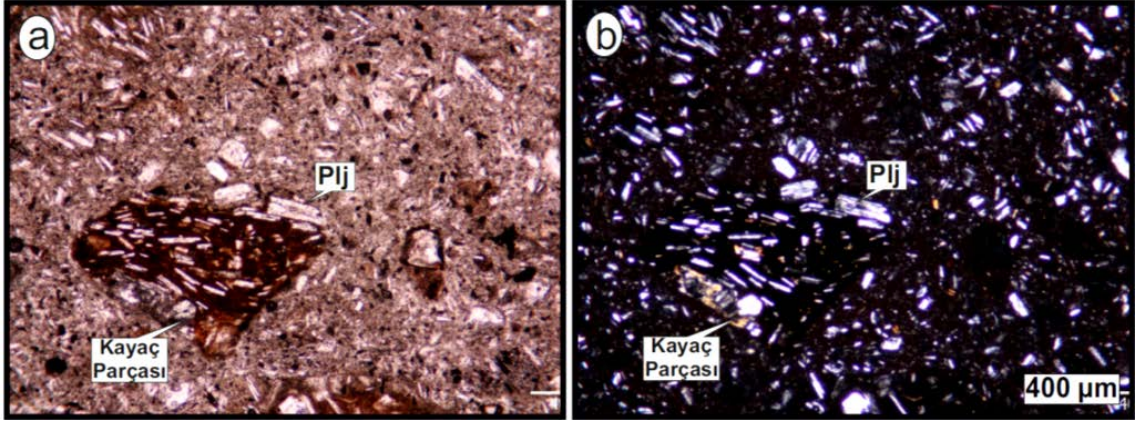


Şekil 3.2. Tekkeköy ilçesi civarında yüzeylenen aglomeralar.

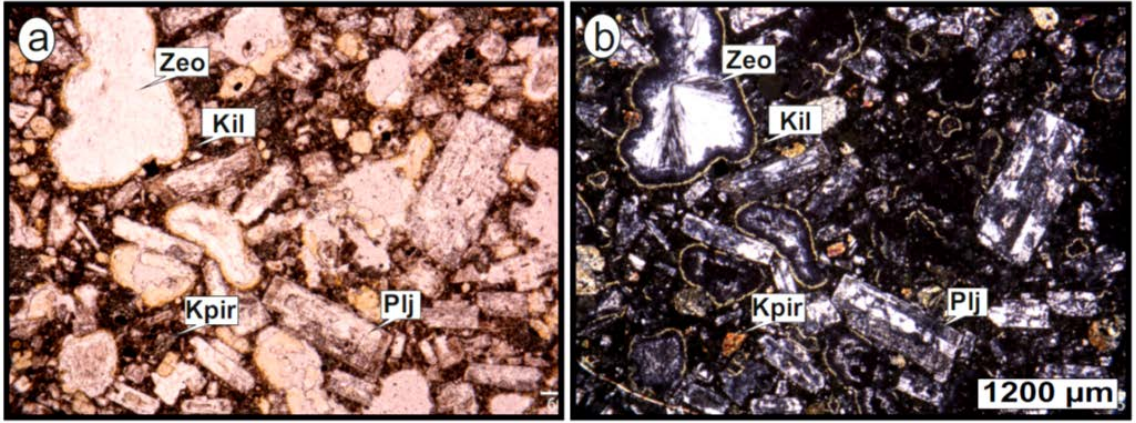
Aglomer a çakıllarının petrografik incelemesinde genellikle bazaltik bileşimli oldukları ve hyalo mikrolitik, hyalo porfirik, hyalo mikrolitik porfirik, mikrolitik porfirik ve amigdaloidal doku gösterdikleri tespit edilmiştir (Şekil 3.3). Hyalo doku gösteren aglomera çakıllarının bazılarında yer yer hamur kısmı altere olan ve muhtemelen akma esnasında yüzeydeki erken katılaşılan kısımdan otobreşleşmeyle türemiş hyalo mikrolitik dokulu köşeli kayaç parçaları bulunmaktadır (Şekil 3.3).

Bazaltik aglomeralarda açık mineraller özşekilli plajiyoklas fenokristal ve mikrolitleri ile temsil edilmektedir. Yer boyutları 15 mm'ye varan plajiyoklas fenokristalleri albit ikizlenmesi gösterirler ve Bilici (2013) tarafından mikroprob analizlerine göre genellikle labrodorit, bitovnit ve nadiren andezin bileşimli ($An_{40-92}Ab_{8-57}Or_{03-4}$) oldukları ifade edilmiştir. Kayaçta camsı hamur malzemesi içerisinde dağınık halde 5 mm boyutlarında özşekilli klinopiroksen fenokristalleri görülmekte olup bileşimleri Bilici (2013)'e göre ojit-diyopsit ($Wo_{37-48}En_{37-43}Fs_{12-21}$)'tir. Opak mineraller mikrotaneler halinde hamur içerisinde bulunur.

Aglomer a çakılları içerisinde bulunan 15 mm'ye varan boşluklarda dıştan içeriye doğru kil bantları ve ışınsal zeolitler görülmektedir. Kil bantları kahverengidir ve dıştan içeriye doğru renk tonunda açıklık gözlenmektedir (Şekil 3.4). Kil çeperlerinde yer yer sferolitik doku saptanmıştır



Şekil 3.3. Hyalomikrolitik doku gösteren ve kayaç parçaları içeren aglomera çakılının mikrofotografı (Plj:plajiyoklas; a: TN, b: ÇN).



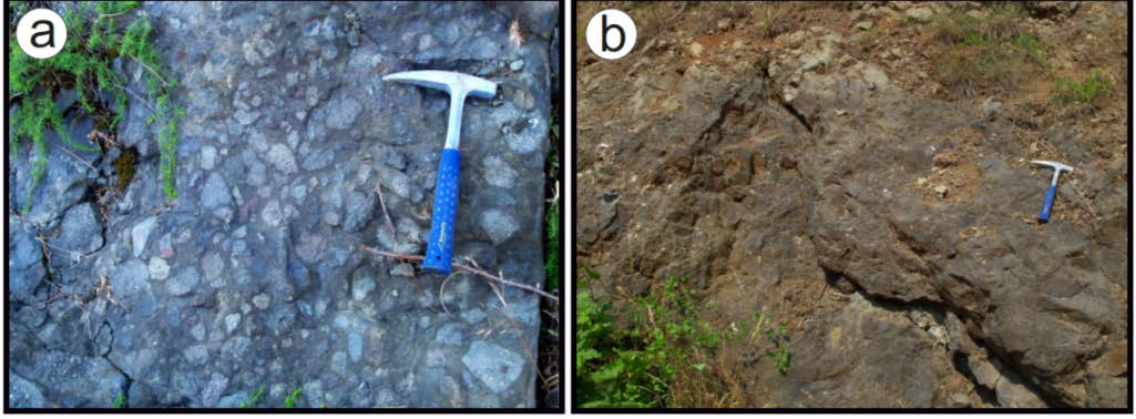
Şekil 3.4. Hyaloporfirik, amigdaloidal dokulu aglomera çakıllarında plajiyoklas ve klinopiroksen fenokristalleri. Boşluklar zeolitlerce doldurulmuş ve kil minerallerince çeperlenmiştir (Plj: plajiyoklas, Kpir: klinopiroksen, Zeo: zeolit,a: TN, b: ÇN).

3.1.6.2. Volkanik Breşler

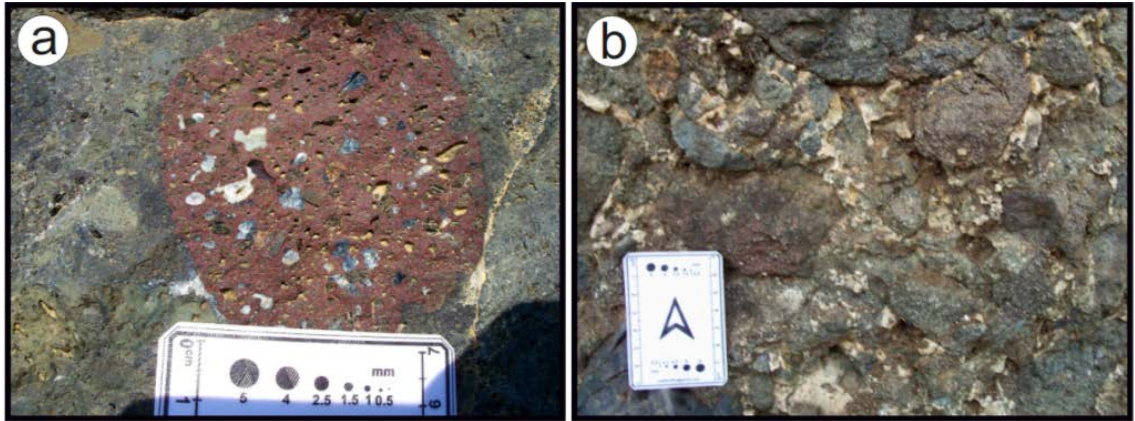
Tekkeköy Formasyonu içerisinde en geniş yayılıma sahip ve en iyi yüzlek veren kayalar, çalışma alanının güney kesimlerinde yer alan volkanik breşlerdir. Farklı bölgelerde polijenik ve monojenik çakıllı volkanik breşlerin gözlenmiştir (Şekil 3.5). Volkanik breş çakıllarının çapları yer yer 30 cm'ye kadar ulaşmaktadır ve breş çakıllarının kayacın tümüne oranı % 80'lere kadar çıkmaktadır. Çakıllardaki gaz boşluklarının çapları yer yer 2 cm'ye kadar varabilmektedir.

Volkanik breşlerdeki zeolitleşme hem çakılların gaz boşluklarında (Şekil 3.6a). hem de çakılları arasında kalan boşluklarda (Şekil 3.6b) gerçekleşmiştir. Ara bağlayıcı malzeme genelde küldür. Bağlayıcı malzeme çoğu yerde aşırı alteredir ve bazı yerlerde tamamen

altere olmuş killeşmiş ve/veya zeolitleşmiştir. Kısmen altere olmuş yerlerde veya yeni açılmış yol yarmalarında nispeten taze bağlayıcı malzemenin boşluklarında zeolit oluşumları görülmektedir. Aşırı altere kısımlarında breş çakıllarında eksfoliasyon yapılarına rastlanılmıştır.



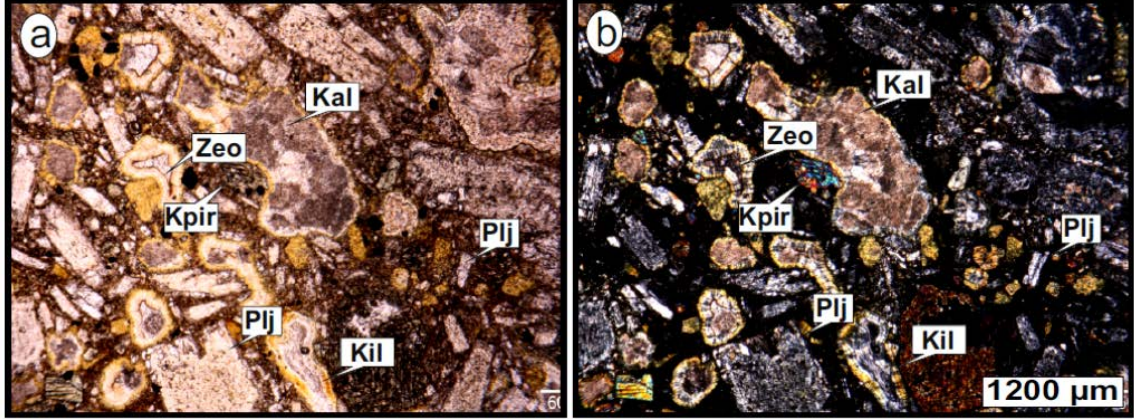
Şekil 3.5. Çalışma alanının tamamında gözlemlenen polijenik (a) ve monojenik (b) çakıllı volkanik breşler.



Şekil 3.6. Volkanik breş çakıllarının gaz boşluklarında (a) ve breş çakılları arasında (b) gelişen zeolitleşme.

Breş çakılları genellikle bazaltik bileşimli olup hyalomikrolitik porfirik ve amigdoloidal doku gösterirler (Şekil 3.7). Açık renkli minerallerin tamamı plajiyoklas temsil edilmekte olup, plajiyoklaslar hem mikrolit hem de fenokristal halinde bulunurlar. Plajiyoklas mineralleri mikrolit boyutundan 1 cm boyutuna kadar değişebilmektedirler ve büyük oranda killeşmişlerdir (Şekil 3.7). Ferromagnezyen mineraller 1 cm boyutuna erişebilen öz, yarı öz şekilli şekilli klinopiroksen mineralleri ile temsil edilir (Şekil 3.7). Klinopiroksenler genellikle yoğun olarak kloritleşmiştir.

Breş çakılların gaz boşlukları yeşil ve kahverengi tonlarda birkaç kat sarılımlı olabilen kil çeperleri ile çevreledikten sonra dıştan içeri doğru sırasıyla zeolit ve kalsit minerallerince doldurulmuştur. Kil çeperlerinden yeşil renkli olanlar renk pleokroizması göstermektedir (Şekil 3.7).



Şekil 3.7. Amigdaloidal dokulu bazalt çakılında gözlenen kil, zeolit ve kalsit dolguları (Zeo: zeolit, Kal: kalsit, Kpir: klinopiroksen, Plj: plajyoklas; a:TN, b:ÇN).

3.1.6.3. Tüfler

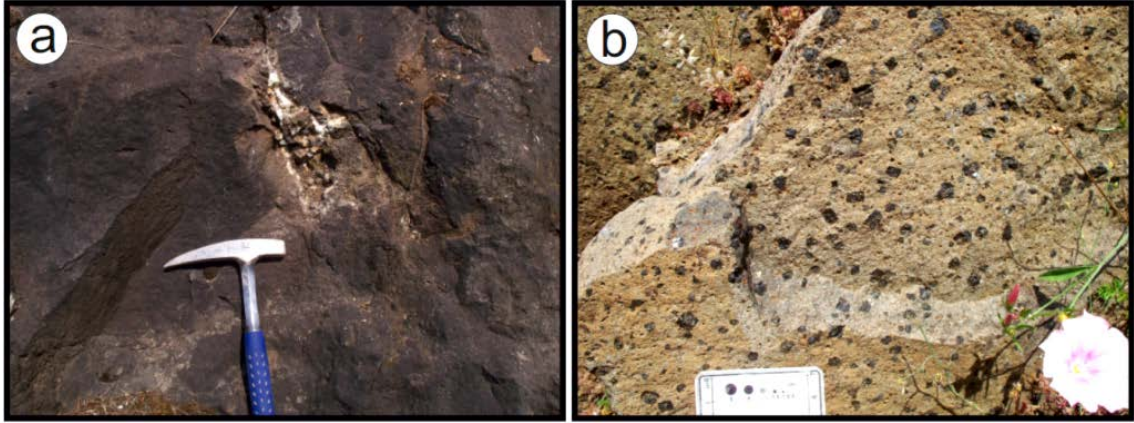
Çalışma alanının kuzeybatı kesimlerinde Taflan beldesi, Kamalı ve Kesili Mahalleleri civarındaki taş ocaklarında tüfler gözlemlenmiştir. Tüflerin tabaka kalınlığı cm boyutundan 50 cm'ye kadar değişmektedir. Üst kısımlara doğru tabaka kalınlıkları azalmaktadır ve bu kesimde lamina mertebesinde renk farklılaşmaları gözlemlenmektedir. Sarı, bej, kahverengi tonlardaki laminaların bazı ara seviyelerinde siyaha varan tonlarda renk farklılaşmaları belirlenmiştir. Laminalarda yer yer killeşme ve kloritleşme tanımlanmıştır. Tüflerin tabaka duruşları 1/33'dür (Şekil 3.8). Tabakaları kesen 108/73 duruşlu ve 10 cm'ye varan çatlaklarda iyi gelişmiş kalsit mineralleri gözlemlenmiştir.



Şekil 3.8. Kesili Mahallesi civarında bulunan ve Tekkeköy Formasyonu'nun üst seviyelerini oluşturan 1/33 duruşlu tüfler.

3.1.6.4. Bazaltlar

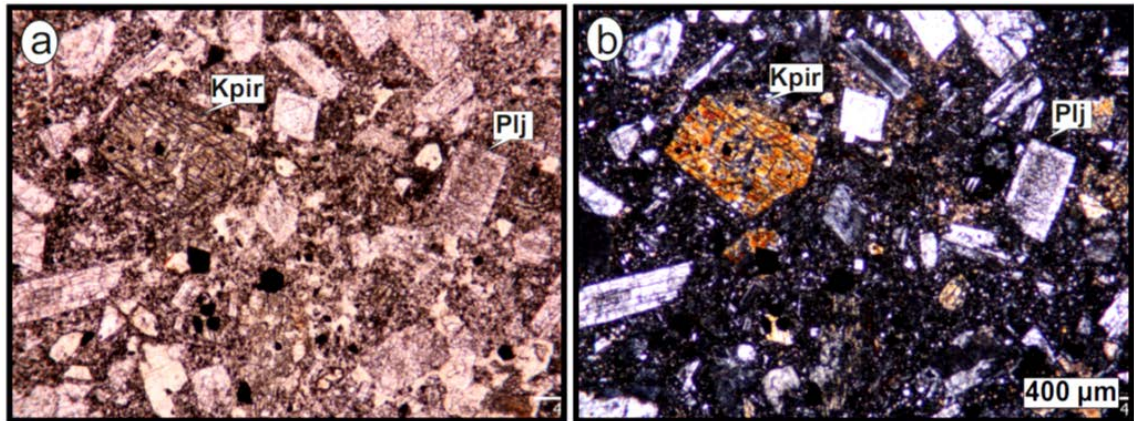
Mert Irmağı boyunca ana yoldan 200 m kadar iç kısımlarda bazaltlar gözlemlenmiştir. Ayrışmış yüzeyleri sarıdan açık griye kadar değişen renklerde olan kayacın taze kırık yüzeyi koyu gri, siyah renklindedir (Şekil 3.9a). Kaşyayla Köyü dolaylarında gözlemlenen örneklerde cm boyutuna varabilen öz şekilli klinopiroksen kristalleri mevcuttur (Şekil 3.9b). Kaşyayla köyü civarında bazaltlar daha masif özellik iken çalışma alanının diğer kısımlarında gözlenen bazaltların kırık, çatlak ve boşlukları zeolit ve kalsit mineralleri tarafından doldurulmuştur.



Şekil 3.9. Tekkeköy ilçe merkezinin güneyindeki bazaltik kayaçlar (a) ve Kaşyayla köyü civarındaki bazaltlarda gözlenen cm ölçeğindeki iri klinopiroksen kristalleri (b).

Bazaltlardan alınan örneklerin petrografik incelemelerine göre genellikle hyalomikrolitik porfirik dokulu oldukları belirlenmiştir. Fenokristal ve mikrolitler halinde bulunan plajiyoklaslarda albit ikizlenmesi, ters zonlanma ve elek dokusu yaygın olarak görülür (Şekil 3.10). Klinopiroksenler ferromagnezyen mineralleri oluşturmakta olup oldukça iyi gelişmiş, birbirine dik çift yönlü dilinim gösterirler (Şekil 3.10). Opak mineraller daima bulunur ve hamurda mikrotaneler halinde bulunurlar (Şekil 3.10).

Bilici (2013) tarafından yapılan mineral kimyası analizleri sonucunda plajiyoklasların labradorit, bitovnit ve anortit bileşiminde ($An_{56-90}Ab_{9-38}Or_{03-8}$), klinopiroksen minerallerinin ise genellikle ojit bileşiminde ($Wo_{37-48}En_{37-43}Fs_{12-21}$) oldukları ifade edilmiştir.



Şekil 3.10. Hyaloporfirik doku gösteren bazaltlarda klinopiroksen fenokristalleri ve plajiyoklaslarda gözlenen elek dokusu (Kpir: klinopiroksen, Plj: plajiyoklas; a: TN, b: ÇN).

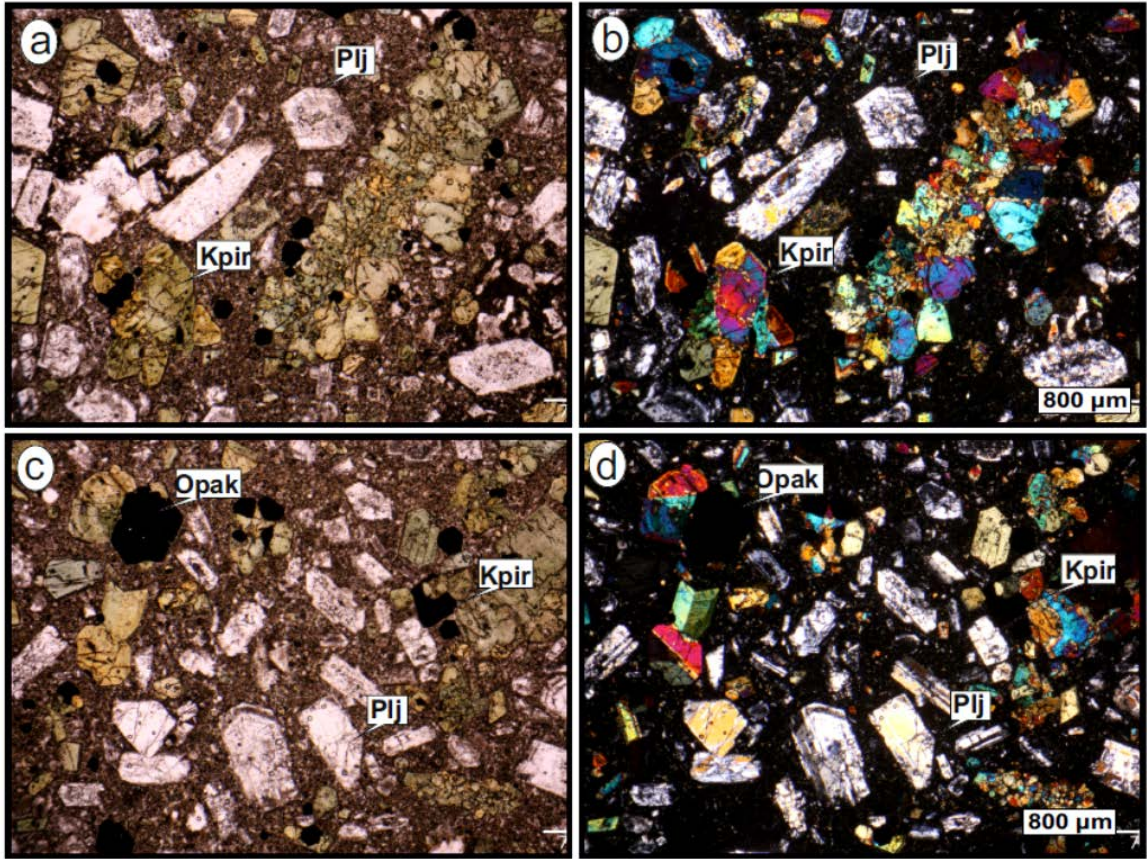
3.1.6.5. Bazaltik Dayklar

Mert Irmağı boyunca sahil kesiminden yaklaşık 7 km içerde farklı lokasyonlarda, polijenik çakıllı, bağlayıcısı aşırı altere volkanik breşleri keser vaziyette, kolon yapılı bazaltik dayklar tespit edilmiştir. Soğuma kolonlarının çapları 10 cm'den 50 cm'ye kadar değişmektedir. Daykların ayrılmış yüzeyleri açık gri renk tonlarındadır, taze kırık yüzeyleri ise koyu gri renktedir (Şekil 3.11).

Dayklardan alınan örneklerin petrografik incelemelerine göre kayaç hyalo porfirik doku göstermektedirler ve yaygın olarak plajiyoklas, klinopiroksen ve opak mineral içerirler (Şekil 3.12). Fenokristal olarak gözlenen albit ikizli plajiyoklaslar labrador bileşimli olup (An_{vv}), yer yer zonlanma gösterirler ve boyutları 10 mm'ye kadar varmaktadır. Klinopiroksenlerin boyutları 15 mm'ye varmakla beraber, ortalama 0.5 mm boyutundadırlar ve yer yer kümülofirik doku içerisinde 20 mm'ye varan yığılımlar halinde bulunurlar (Şekil 3.12a ve b). Bazı klinopiroksenlerde ikizlenme ve zonlanma gözlenmektedir. Opak mineraller hamur içerisinde dörtgen ve altıgen gibi şekillerde mikrotaneler ve klinopiroksen içerisinde inklüzyon olarak bulunurlar (Şekil 3.12c ve d).



Şekil 3.11. Mert Irmağı boyunca gözlenebilen volkanik breşleri kesen kolon yapılı bazaltik dayk.



Şekil 3.12. Hyalo porfirik dokulu bazaltik dayklarda klinopiroksen yığışmaları (a) ve (b). Plajiyoklaslarda görülen albit ikizlenmesi ve zonlanmalar (c) ve (d) (Kpir: klinopiroksen, Plj: plajiyoklas; a, c: TN, b, d: ÇN).

3.1.6.6. Sedimanter Birimler

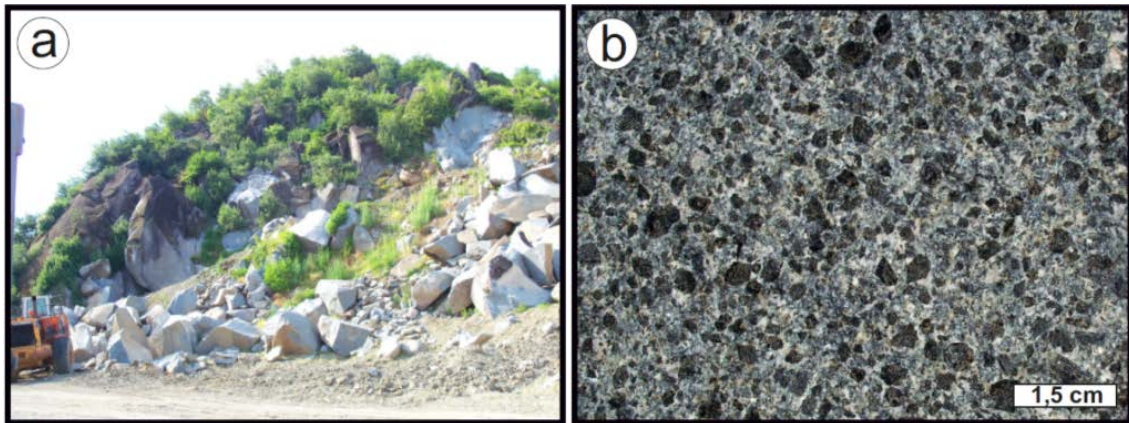
Çalışma alanının sahil kesimlerine yakın bölgelerde volkanitleri örten, kalınlığı 5 m'yi geçmeyen sedimanter birimler gözlenmiştir. Alt kısımları kil kum boyutundan blok, çakıl boyutuna kadar değişen kötü boylanmalı polijenik malzeme içerebilen bu birimlerin üst kısımlarında kumtaşı, silttaşı, kiltası gibi ince tane boyutlu seviyeler nispeten daha düzgün ve derecelenmeli istifler oluşturmaktadır (Şekil 3.13). Birimde killeşme ve kloritleşme yoğun olmakla birlikte, çatlak ve boşluklarda yer yer kalsit dolguları görülmektedir.



Şekil 3.13. Tekkeköy Formasyonu'nun en üst seviyesini oluşturan ve kil boyutundan blok boyutuna kadar değişen malzemeleri içeren sedimanter birimler

3.1.7. Monzogabro

Taflan Beldesi (Samsun) civarında, Kusuri Formasyonu içerisine yerleşmiş monzogabro stokları belirlenmiştir. En taze örneklerine bölgede işletilen taş ocaklarında erişilebilmektedir (Şekil 3.14a). El örneklerinde 1 cm boyutuna kadar ulaşabilen klinopiroksen kristalleri gözlemlenmektedir. Plajiyoklas kristalleri ortalama 4 – 5 mm büyüklüğündedir (Şekil 3.14b).



Şekil 3.14. Monzogabro stoğunun arazi görüntüsü (a) ve monzogabro tarafından içerilen 10 mm boyutuna varabilen piroksen ve plajiyoklas.

Monzogabro stoğunun dokanak zonlarında mm ölçeğinden 40 cm'ye kadar varabilen boşluklara rastlanılmaktadır. Gözlemlenen boşluklar kısmen iyi gelişmiş, ışınsal, kütleli biçimli zeolit minerallerince doldurulmuştur (Şekil 3.15).

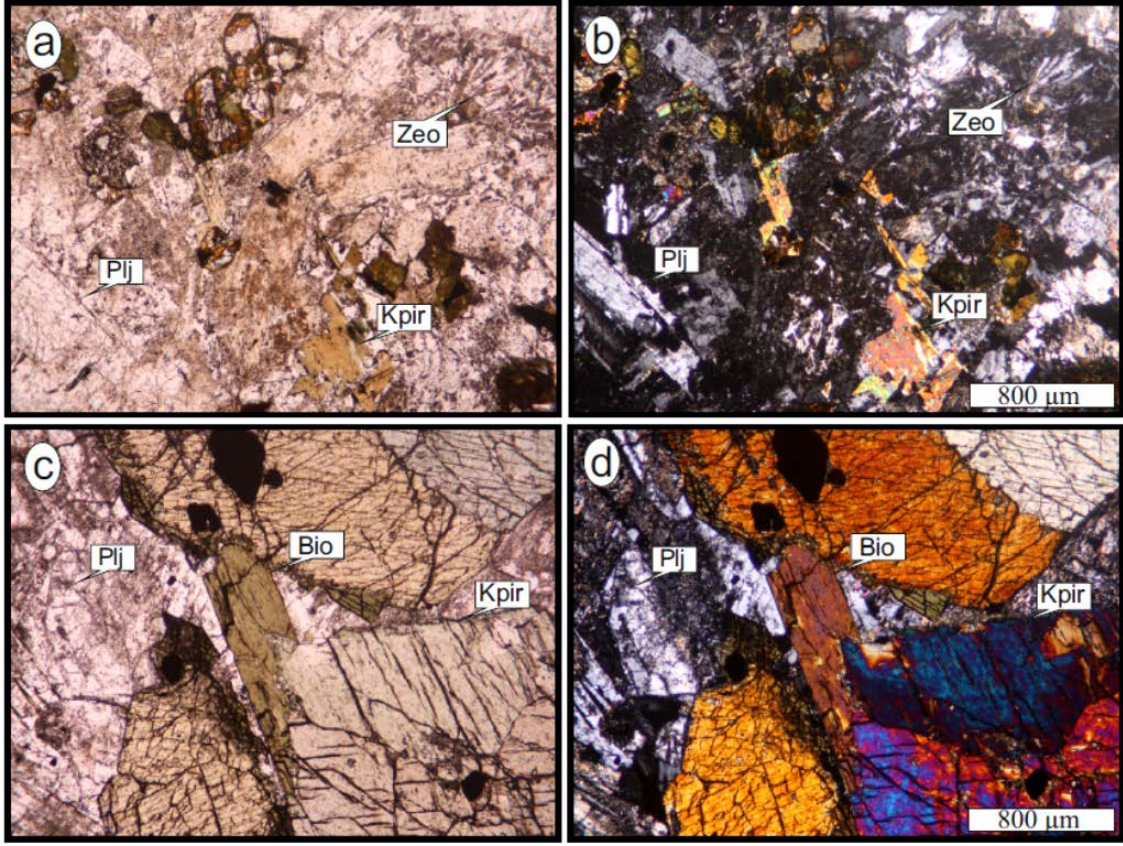
Monzogabro stokları Yoldaş vd. (1985) tarafından Mahmurdağı Volkanitleri dâhilinde değerlendirilip yaşı Miyosen olarak verilmiştir. Fakat; Temizel (2014) tarafından monzogabrolardaki biyotit minerallerinde $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ yöntemiyle yapılan yaş analizlerinde 44.59 ± 0.19 My (Lutesiyen) elde edilmiştir. Dolayısı ile bu yaş verisine göre Temizel (2014) monzogabro stoklarını Mahmurdağı Volkanitleri içerisinde değerlendirilmeyip ayrı bir birim olarak tanımlanmıştır.



Şekil 3.15. Monzogabro stoğunun dokanak zonundaki boşluklarda gelişmiş ışınsal zeolit kristalleri.

Birimden alınan örneklerin petrografik incelemelerinde plajiyoklas minerallerinin albit ikizlenmesi gösterdiği görülmektedir ve boyları cm ölçeğine kadar çıkabilmektedir. Klinopiroksen mineralleri öz ve yarıöz şekillidir. Zonlanmalı ve kırıklı, cm ölçeğinde dörtgen, altıgen öz şekilliliğinden ötürü birincil olması muhtemel opak mineraller kayaç içerisinde homojen dağılım göstermektedirler (Şekil 3.16c,d). Dokanak zonlarındaki klinopiroksenlerde büyük oranda opaklaşma gözlenmiştir. Monzogabronun yan kayaç ile dokanak zonu olduğundan ötürü muhtemelen çabuk soğumaya bağlı olarak bu kısımda mineraller iç kısımlara oranla daha küçük gözlenmektedir ve ikincil mineral oluşumu bu kısımlarda daha yaygındır. Monzogabro biriminin dokanak zonlarına yakın kısımlarda

kayaç içerisinde de ışımsal doku gösteren zeolit mineralleri tanımlanabilmektedir (Şekil 3.16a,b).



Şekil 3.16. Aksu mevkindeki klinopiroksen, plajiyoklas ve klinopiroksenlerde kapanlanmış opak mineral içeren monzogabro. Dokanak zonlarına yakın kısımlarda gelişmiş ışımsal zeolit (a) ve (b). Taneli doku içerisinde plajiyoklas, 20 mm'ye varan boyutlarda klinopiroksen ve biyotit mineralleri (c) ve (d) (Bio: biyotit, Kpir: klinopiroksen, Plj: plajiyoklas, Zeo: zeolit; a, c: TN, b, d: ÇN).

3.1.8. Sarıyurt Formasyonu

Sarı - kahverengi renkli ve gevşek yapıdaki kumtaşı, silttaşı, marn ve çakıltaşından oluşan birim ilk olarak Bayraktaroğlu (1988) tarafından Çarşamba (Samsun) ilçesi Sarıyurt köyünde tanımlanmıştır. Kumtaşları birimin alt seviyelerinde kaba tanelidir ancak üst kısımlarına doğru ise tane boyutunda azalma olmaktadır. Tekkeköy Formasyonu'ndan türemiş çakıl taşları ihtiva eden formasyonda yine kumtaşlarında yoğun bitki kırıntısı, mikro ve makro fosil kalıntılarına rastlanılabilmektedir. Birimin üzerine çalışma alanının dışında gözlemlenebilen Çakmak Formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Birimin

görünür kalınlığı 200 m kadardır ve transgressif olarak yerleşmiş sığ bir denizel istifini karakterize etmektedir (Bayraktar, 1988).

3.1.9. İlyas Üyesi

İlk olarak Doyuran vd. (1985) tarafından tanımlanan İlyas Üyesi, Samsun Formasyonunun alt seviyelerini oluşturan denizel marnların üst seviyesine karşılık gelmektedir.

Birim volkanik çakıllardan oluşan bir konglomera ile başlar ve ardından Genel olarak gri-mavi marn ve onun üzerindeki jips ara bantlı kumtaşı, silttaşı ve çakıltası ve volkanit kırıntıları içeren litofasiyelerin ardışımından oluşan bir geçiş düzeyi ile dereceli olarak, ağırlıklı olarak konglomeralardan oluşan Karasamsun Üyesine geçiş gözlenir. Kürtün Irmağı batısında, Mert ve Kürtün Irmakları arasında yerleşim alanını da kapsayan bir alanda yüzeylenmektedir (Doyuran vd., 1985).

Birimin kalınlığı 130 m dolayındadır. Birim Tekkeköy Formasyonu üzerine açılmal uyumsuzlukla gelmektedir. Dereceli olarak Karasamsun Üyesine ait karasal konglomeralara geçmektedir. İçerdiği *Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerinoides ruber* (Dorbigny), *Globigerinoides* sp., *Globigerina* sp., *Globigerinina* sp., *Pulleniatina* sp., *Amphistegina* sp., *Spiroloculina* sp., *Pyrgo* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp. fosil türlerine göre Doyuran vd. (1985) tarafından Geç Miyosen – Erken Pliyosen yaşı verilmiştir. Geçiş düzeyi tektonik yönden duraysızdır. Birim lagünel – denizel bir ortamda çökelmiştir (Doyuran vd., 1985).

3.1.10. Karasamsun Üyesi

Karasamsun Üyesi ilk kez Doyuran vd. (1985) tarafından tanımlanmıştır. Birim İlyas üyesinin üzerinde bulunan karasal kökenli konglomeralardan oluşmaktadır. İlyas Üyesine göre aşınmaya daha dayanıklı olmasından ötürü sırtlar ve tepeler oluşturur ve İlyas üyesini uyumsuz üzerlemektedir. Üstte ise alüvyonlarla uyumsuzluk gösterir.

Birim silttaşı, kumtaşı ve marn mercceklerini içeren, akarsu ortamında oluşmuş, polimiktik, genellikle orta sıkı, yer yer iyi çimentolu konglomera ile temsil edilir. Konglomera çakılları çoğunlukla andezit – bazalt türünde volkanitler ile az miktarda kireçtaşı, kumtaşı ve marnlardan türemiştir. Genel olarak kalın katmanlı (0.70 – 3.00 m) ve boydanboşlardır. İçerdiği, yer yer çapraz tabakalı silttaşı ve kumtaşı ile marn mercceklerinin kalınlığı birkaç mm.den 1-2 m ye, uzunluğu ise 1 m ile 20 m. arasında

değişmektedir. Karasamsun Üyesinin Doyuran vd. (1985) tarafından hesaplanan kalınlığı 70 m kadar olup, bu kalınlık, sahil kesimlere gidildikçe artış göstermektedir (Doyuran, 1985).

3.1.11. Alüvyon

Tüm birimler Kuvaterner yaşlı alüvyonlarca uyumsuz olarak örtülmüştür. Çalışma alanında özellikle Mert Irmağı boyunca sahile yaklaştıkça kalınlıkları artmakta ve yer yer 30 m'ye varan istiflerde alüvyal örtülere rastlanılmaktadır.

Tekkeköy ilçe merkezinden güney istikamete doğru gidildikçe alüvyonların malzeme türünde ve malzeme boyutlarında farklılaşmalar görülmektedir. Bu bölgede, sahil kesimlerde daha homojen ve ince taneli olan alüvyonlar güney istikametinde yükselti arttıkça daha iri ve değişik türde taneler ihtiva eder şekilde farklılaşmaktadır.

Çalışma alanının kuzeybatı kesiminde yer alan Taflan beldesi civarında ise alüvyon kalınlıkları 10 m'yi aşmamaktadır. Bu bölgedeki bazı taş ocağı yarmalarında monzogabro biriminin üzerinde gözlemlenmiş kum, silt, kil boyutlu malzemeden müteşekkil, yer yer 3 m kalınlığa varabilen alüvyal örtü bulunmaktadır. Bu alüvyal örtü, çapları 2 cm'ye varabilen gevşek, özşekilsiz, mat renkli karbonat nodülleri ihtiva etmektedir (Şekil 3.17).

Tüm çalışma alanında yer yer, kil boyutundan blok boyutuna kadar değişen elemanlar içeren yamaç molozları gözlemlenmiştir. Sahil şeridi boyunca ise kum boyutunda sahil şeridini karakterize eden elemanlar etkindir.



Şekil 3.17. Alüvyonlar içerisinde bulunan beyaz renkli karbonat nodülleri.

3.2. Zeolitler ve Diğer İkincil Minerallerin Makromorfolojileri

3.2.1. Giriş

Zeolitler ve eşlikçileri olan diğer mineraller, çeşitli kayaçların boşluk, kırık ve çatlaklarında, oluşum anındaki akışkan kimyası, basınç ve sıcaklık koşullarının da etkisiyle birbirleri ardınca büyüebilmektedirler. Her bir mineral, kimyasal ve kökensel niteliklerinin haricinde morfolojik olarak da oluşum anındaki ortamsal karakteristiklerden etkilenir. Mineralin oluştuğu boşluğun büyüklüğü, şekli ve öncesinde oluşan minerallerin morfolojileri, yeni oluşacak mineralin morfolojisini etkileyebilir. Sonraki fazlarda oluşan mineraller gerek akışkan kimyasının farklılaşması, gerekse kapalı ortamlardaki hacimsel artışlar nedeniyle karakteristik morfolojilerini yansıtmayan dokular sunabilirler.

Bu kısımda ana grup bazında incelenen mineraller, arazide tanınabilecek asit ile tepkime verebilirliği, ısıya karşı hassasiyetleri, sertlik dereceleri, özşekilleri gibi tanıma kriterlerine göre ayırt edilmişlerdir.

3.2.2. Zeolitlerin Makromorfolojileri

Çalışma alanından derlenen zeolit mineralleri çok farklı makromorfolojik biçimler sunmaktadırlar. Bu morfolojik farklılık evvela zeolit türünden kaynaklanmakta olup oluşum koşulları (basınç-sıcaklık), akışkanın kimyası, oluştuğu boşluğun şekli morfolojik farklılaşmalarda etken rol oynamaktadır. Çalışma alanında gelişmiş kırık, boşluk dolgusu olarak gelişen ikincil mineraller (Tablo 3.1) kübik (kütlesel), tabular, ışınsal, lifi ve çubuksu gibi farklı morfolojiler gösterebilmektedirler.

Kübik morfoloji sunan kütlesel zeolit örneklerinin tamamı camsı parlaklıktadır. Tek bir mineralin boyutları 15 mm ye kadar varabilmektedir. Özşekilli trapezohedron şeklinde olan kristallerde çatlaklar da görülebilmektedir ve bu çatlaklar kil minerallerince doldurulmuş olabilmektedir (Şekil 3.18a).

Kübik kristal formları genellikle çubuksu ve ışınsal zeolit formlarına eşlik etmektedir (Şekil 3.18e). Çubuksu zeolitlerde kristallerin en kesitinin ölçüsü 4 mm'ye kadar varabilmektedir ve bu zeolitler tekil merkezden itibaren büyümüş, 50 mm çaplı, orta kısımları masif, kenar kısımlarına doğru ışınsal çubuksu devam eden dairesel şekiller oluşturabilmektedirler (Şekil 3.18b). Çubuksu ve ışınsal zeolitler camsı parlaklıkta beyaz ve açık sarı tonlarda olabilmektedirler. Bazı örneklerinde ışınsal kristaller arası kil minerallerince doldurulmuş olabilmektedir.

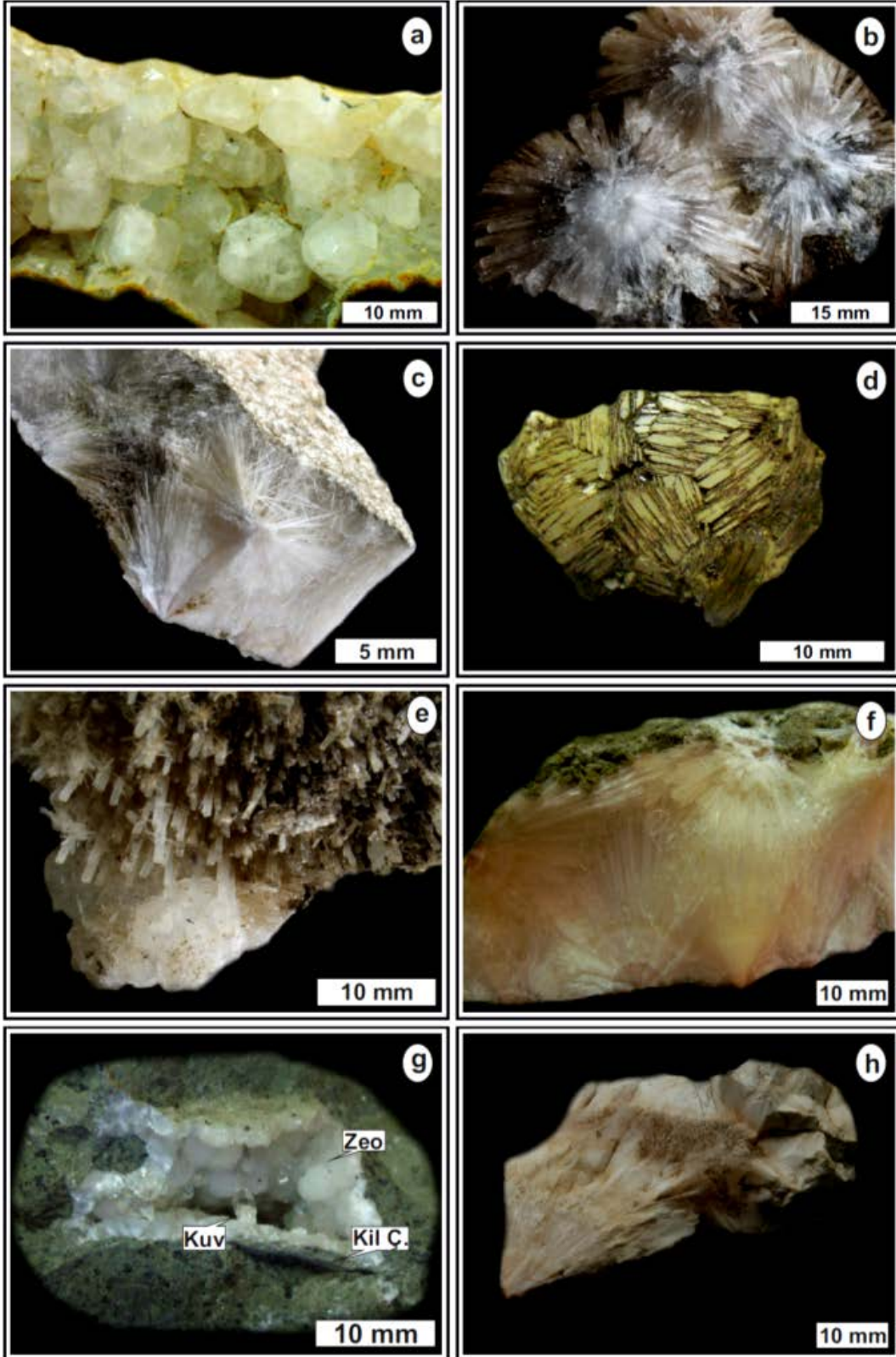
Tablo 3.1. İkincil minerallerin bulunduğu kayaçlar ve kayaçlara göre minerallerin bulunduğu boşluklar.

İkincil Minerallerin Bulunduğu Kayaçlar		İkincil Minerallerin Bulunabildiği Boşluk Türleri
Monzogabro		Kırık, çatlak ve yan kayaç dokanak zonlarındaki boşluklarında.
Volkanik Breş	Tekkeköy Formasyonu	Breş çakıllarının bağlayıcısı içerisinde, breş çakıllarındaki gaz boşluklarında, kırık ve çatlak hatlarında.
Aglomera		Aglomera çakıllarının bağlayıcısı içerisinde, aglomera çakıllarındaki gaz boşluklarında, kırık ve çatlak hatlarında.
Bazalt		Kırık ve çatlak hatları ile gaz boşluklarında.

Işınsal zeolit formları geneli itibariyle pembe renk tonlarında olmakla beraber beyaz renkli olanlarına da rastlanılmıştır. Kristallerin enine kesitleri çok ince olup çıplak göz ile seçmek çok zordur. Tek merkezden masif şekilde büyümeye başlayan kristaller farklı yönlerde aralarında belli bir açı yapacak şekilde geliştikçe ışınsal / lifi morfolojileri daha belirgin hale gelmektedir. Büyüme noktasından kristalin son ucuna kadar farklı bölgelerde konsantrik haleler şeklinde renk tonu farklılaşması da gösterebilmektedir. Bu renk tonu farklılaşması pembeden beyaza doğru bir geçiş sunmaktadır (Şekil 3.18c,f).

Tabular zeolitler en son evrede büyüdükleri boşluğun şeklini alarak gelişimlerini tamamlamışlardır. Camsı sarı-bej renk tonlarında olan bu zeolit kristallerinin enine kesitlerinin yatay ekseni, düşey eksenine göre çok uzun (10 mm'ye varabilen) bir altıgen şeklindedir. Birbiri ardınca üst üste eş zamanlı gelişen kristallerin büyümesi tamamlanınca, içinde geliştiği gaz boşluğunun şeklini alarak büyümesini sonlandırmıştır (Şekil 3.18d).

Boşluklarda küre ve yarı küre şeklinde zeolit büyümeleri de görülmektedir. Boşluk çeperlerinde gelişen kil sıvamalarına tutunarak büyümeye başlayan kristaller 5 mm'ye varan çaplarda olabilmektedirler. Yakın plan fotoğraflarında bu küre ve yarı küre şeklindeki zeolit kristallerinin büyümelerini tamamlayıp ara boşluklarını da doldurmuş lifi formlar oldukları gözlenmiştir (Şekil 3.18g). Masif formlar gösteren ancak belli bir öz şekli olmayan zeolit kristallerine de rastlanılmıştır. Bu kristaller açık pembeden beyaza kadar değişen renk tonlarında, camsı veya mat parlaklıkta olabilmektedirler. Bu kristallerin üzerilerinde görülen küçük lifi oluşumlar, kristaller arası boşlukların tamamlanıp tamamen masif bir şekilde büyümesinin gerçekleştiği boşluğun şeklini aldığını göstermektedir (Şekil 3.18h).



Şekil 3.18. İncelenen zeolit minerallerinin morfolojileri; (a) kübik, (b) çubuksu/ışınsal, (c) ışınsal/lifi, (d) tabular, (e) çubuksu-kübik, (f) lifi, (g) küresel, (h) masif.

3.2.3. Diğer İkincil Minerallerin Makromorfolojileri

Zeolit mineralleri oluşumları öncesi, esnası ve/veya sonrasında onlara eşlik eden farklı ikincil mineraller ile birlikte bulunabilmektedirler. Tıpkı bu mineraller de zeolitler gibi farklı makromorfolojilerde oluşabilmekte hatta bazen zeolitlere tıpatıp benzeyebilmektedirler.

Kırık ve çatlaklarda apofillit mineralleri zeolit oluşumları ile aralanmalı gelişmişlerdir. Kırık ve boşluk duvarına tutunmuş lifi ve yarı küremsi zeolit kristallerinin üzerinde gelişen ve hatta bu zeolitlerin lifi kristallerinin aralarını da doldurmuş olarak görülebilir. Pembeden beyaza kadar farklı renk tonlarındadır ve camsı parlaktır. Sertlikleri ve asit ile tepkime vermeyişleri, bu minerallerin zeolitlerden ayırt edilmelerini zorlaştırmaktadır. Ancak makro örneğine ısıtma testi uygulanınca mineralin apofillit olduğu belirlenebilmektedir (Şekil 3.19a).

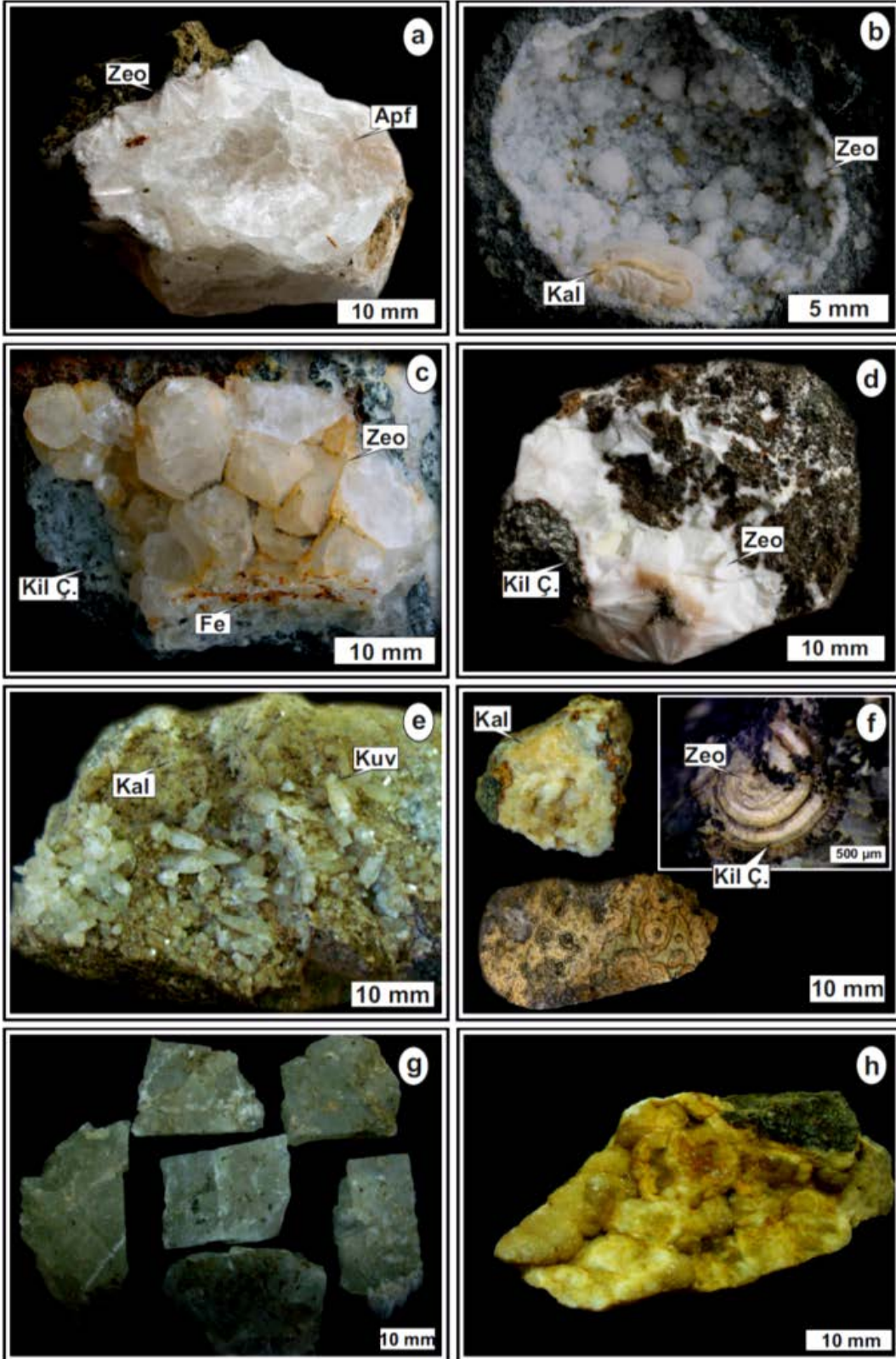
Gaz boşluklarında gelişen kütleli zeolitlere eşlik eden karbonat ve kil mineralleri gözlemlenmiştir. Gaz boşluklarında kütleli zeolitlerin ardından konsantrik sarımsı yumru şekilli karbonat birikimleri görülmektedir. Karbonat yumrularının çapları 10 mm'ye kadar varabilmektedir (Şekil 3.19b). Gaz boşluğunun çeperini saran açık yeşil renkli kil minerallerinin ardından kütleli zeolitler gelişmiştir. Kütleli zeolitlerin ara çatlakları Fe-hidroksitlerce boyanmıştır (Şekil 3.19c).

Bazı çatlak zonlarında gelişen zeolitlerin oluşumu öncesinde boşluk çeperinde gelişen kil çeperlerinin rengi kahverengidir. Kil çeperlerinin kalınlıkları 1 mm'yi geçmez. Zeolitler bu kil çeperlerine tutunarak gelişmişlerdir ve masif ya da lifi morfolojilerde olabilmektedirler (Şekil 3.19d).

Karbonat mineralleri farklı makromorfolojilerde oluşabilmektedirler. Bazı volkanitlerin boşluklarında ilk oluşan ikincil mineral kalsit olabilmektedirler. Kalsit, çeperlerde sıvama şeklinde özşekilsiz olarak oluşmaktadır ve mat beyaz renklidir. Kalsitten sonra öz şekilli altıgen morfolojide tipik kuvars kristalleri gelişebilmektedir. Kuvars kristallerinin boyları 10 mm'yi bulmaktadır ve camsı parlaklıkta beyaz renklidirler (Şekil 3.19e). Özşekilsiz sıvama şeklinde gelişen kalsitten başka özşekilli rombusal morfolojilerde, 50 mm boyutuna varabilen camsı parlaklıkta yeşil renkli kalsit kristalleri de gözlemlenmiştir (Şekil 3.19g). Karbonat mineralleri yığılımları içerisinde alizarin ile tespit edilmiş dolomit minerallerine de rastlanmıştır. Yumrular şeklinde üst üste büyüyen dolomitler camsı parlaklık göstermektedirler ve kahverengiden açık sarıya kadar farklı

renklerde olabilmektedirler. Buldukları volkanik kayaçların çatlaklarında gelişmişlerdir (Şekil 3.19h).

Beyaz, camsı parlaklıkta, öz şekilli kalsit kristallerinin geliştiği kırığın çeperleri konsantrik ve ardışıklı büyümüş küre şeklinde kil ve zeolit çeperlerince doldurulmuştur. İç içe geçmiş bu kil ve zeolit ardışıklı küreciklerinin çapları 20 mm'ye varabilmektedir. Ayrıca, bazı durumlarda zeolit çeperlerinin ışınal, mat beyaz renkli oldukları gözlemlenmiştir. Kil çeperleri ise koyu kahverenginden sarı tonlarına kadar değişik renklerde olabilmektedir (Şekil 3.19f).



Şekil 3.19. İncelenen zeolitlere eşlik eden diğer ikincil mineraller; (a) zeolit, apofillit, (b) zeolit, kalsit, (c)zeolit, kil, Fe-oksit, (d)zeolit, kil, (e)kalsit, kuvars, (f) kalsit, kil, kuvars, (g) kalsit, (d)dolomit birliktelikleri.

3.3. Zeolitler ve Diğer Minerallerin XRD İncelemeleri

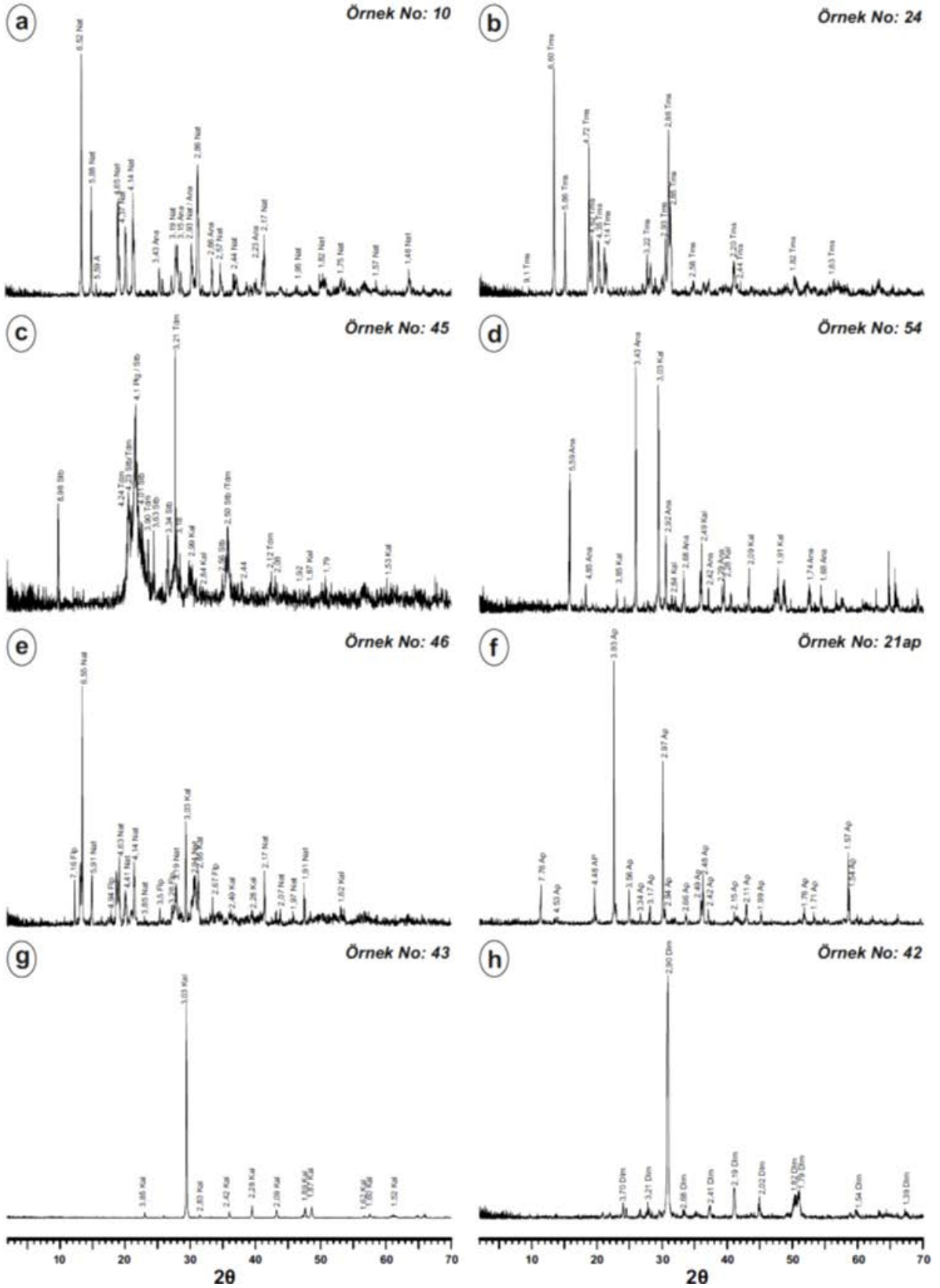
3.3.1. Giriş

Çalışma alanından derlenen zeolit örnekleri, makromorfolojileri ve yan kayaç türüne göre ayrımlanmış, zeolit ve eşlikçisi diğer ikincil minerallerin türünü belirlemek amacı ile X-ışınları difraktometresi çözümlenmeleri yapılmıştır. Çözümlenmeler JCPDS kartları (1990) ve Treacy ve Higgins (2001)'den yararlanılarak gerçekleştirilmiştir. Ayrıca en küçük kareler yöntemine göre hesaplanan birim hücre parametreleri yine XRD verileri üzerinden belirlenmiş olup daha önceki çalışmacıların verileri ile karşılaştırılmıştır (Ek Şekil 3, Ek Tablo 1, Şekil 3.20, Tablo 3.2).

Elde edilen XRD sonuçlarına göre; incelenen zeolitler Na^+ , K^+ veya Ca^{+2} 'ca zengin türlerdedir. X-ışınları analizleri neticesinde tespit edilen zeolit mineralleri natrolit, tomsonit, stilbit, analsim ve filipsittir. Işınsal yapısını tamamlamış gibi görülen zeolitlerin bazılarındaki kristal içneciklerinin araları kalsit, dolomit ve apofillit tarafından doldurulabilmektedir. Bu da makromorfolojilerinde monomineralik olarak görülen zeolitlerin X-ışınları difraktogramlarında neden farklı parajenezler gösterdiğini açıklamaktadır (Şekil 3.20).

3.3.2. Natrolit

Çalışma alanında XRD incelemeleri yapılan volkanitler ve monzogabroların dokanaklarınca içerilen kırık ve boşluklardaki parajenezlerde natrolit yaygın olarak tespit edilmiş ve nadiren tek başına tanımlanmıştır (Şekil 3.20a, Ek Şekil 3, Ek Tablo 1). Natrolitlerin tümü çalışma alanındaki her tür kayaç içerisinde görülebilmektedir ancak, daha çok bazaltik volkanik breş çakıllarının aralarını doldurur vaziyette görülmektedir (Ek Tablo 1). Natrolitler çalışma alanında en bol bulunan ve en fazla yayılım gösteren zeolit minerali olmakla birlikte, analiz için monomineralik olarak seçilmeye çalışılan örneklerin parajenezlerinde natrolite çoğunlukla kalsitin eşlik ettiği görülmektedir (Ek Şekil 3).



Şekil 3.20. Boşluk ve kırık dolgusu olarak gelişmiş zeolit ve eşlikçisi diğer ikincil minerallere ait X-ışını difraktogramları. (a) natrolit (Nat) – analsim (Ana), (b) tomsonit (Tms), (c) stilbit (Stb) – tridimit (Tdm) – kalsit (Kal), (d) analsim (Ana), (e) filipsit (Flp), (f) apofillit (Ap), (g) kalsit (Kal), (h) dolomit (Dlm).

Kalsitten başka apofillit de natrolite eşlik eder. Natrolite eşlik eden zeolit türleri ise analsim, filipsit ve tomsonittir (Ek Şekil 3). Natrolitler difraktogramlarında $2\theta=13-14^\circ$ aralığında, $d=6.50-6.55\text{Å}$ 'luk en büyük piklerine göre karakterize edilmektedirler (Meier, 1960; Kusehlar vd., 2010) ve yapılan tanımlamalarda bu pikler belirlenmiştir (Şekil 3.20a). Natrolit olarak tanımlanan zeolit örnekleri, en küçük kareler yöntemine göre hesaplanan birim hücre parametrelerine göre de literatürden referans örnekler ile karşılaştırılıp doğrulanmıştır (Tablo 3.2). Birim hücre parametrelerine göre incelenen natrolitler ortorombik sistemde kristallenmiştir ve natrolitlerden elde edilen kristalografik verilerle uyumluluk arz ederler.

Tablo 3.2. Çalışma alanından derlenen natrolit minerallerinin birim hücre parametrelerinin literatürdeki referanslar ile karşılaştırılması.

Kristal Sistemi	Ortorombik		
	a(Å)	b(Å)	c(Å)
Bu çalışma için; (Örnek No 8)	18.305	18.632	6.589
Pechar vd. (1983)	18.326	18.652	6.601
Artioli vd. (1984)	18.272	18.613	6.593
Gottardi ve Galli (1985)	18.29	18.64	6.59
Ross vd. (1992)	18.31	18.67	18.6
Capitelli ve Debere (2007)	18.293	18.643	6.586
Kusehlar vd. (2010)	18.28	18.53	6.56
Abdioğlu (2011)	18.3006	18.659	6.5885

3.3.3. Tomsonit

Kırık, boşluk ve çatlak dolgusu olarak gelişmiş tomsonitler incelenen kayaç türüne göre farklılık göstermeksizin tüm volkanitler ve monzogabroların dokanaklarında tanımlanmıştır (Ek Şekil 3, Ek Tablo 1). Tomsonitler kristalografik olarak natrolitler ile benzerlik arzettiğinden ötürü ayırtman pikleri olmadan iki minerali difraktogram üzerinde birbirinden ayırmak oldukça güçtür (Pluth vd., 1985; JCPDS, 1990; Gatta vd., 2010). Difraktogramlarında $2\theta=13.349^\circ$ civarında $d=6.61\text{Å}$ 'luk karakteristik piklerine göre tanımlanmaktadır (Şekil 3.20b). Tomsonitlere genellikle kalsitler eşlik etmektedirler

ancak bir lokasyonda apofillitler ile birlikte bulunmaktadır. Tomsonitlere eşlikçi diğer zeolit fazları analsimler ve natrolitlerdir.

Tomsonitlerin kristal yapısında Na ve Ca polihedronlarının paylaştığı kenarlardan c eksenine paralel olanlardan Ca polihedronları yerine odacıklar gelebilmektedir. Bu durumda kenarları paylaşan Na ve Ca polihedronları düzensiz dağılım göstermektedirler. Sonuçta c eksenini tüm kristalin neredeyse yarısı kadar bir uzunlukta kalmaktadır ve bu durum düzensiz bir yapıya yol açmaktadır (Stahl, 1990; Ross vd., 1992; Alberti vd., 1995; Koltsova, 2004). Literatürden derlenen birim hücre parametrelerinin bu çalışmadakilerle karşılaştırılması ile incelenen tomsonitlerin iyi gelişmiş kristalografileri ile düzenli yapıları oldukları ve ortorombik sistemde kristallendikleri tespit edilmiştir (Tablo 3.3).

Tablo 3.3. Çalışma alanından derlenen tomsonit minerallerinin birim hücre parametrelerinin literatürdeki referanslar ile karşılaştırılması.

Kristal Sistemi	Ortorombik		
	a(Å)	b(Å)	c(Å)
Bu çalışma için; Örnek No: 5	13.088	13.052	13.229
Alberti vd. (1981)	13.089	13.047	13.218
Nawaz ve Malone (1981)	13.05	13.08	13.22
Stahl vd. (1990)	13.1043	13.0569	13.2463
Ross vd. (1992)	13.15	13.06	13.26
Pekov vd. (2001)	13.123	13.05	13.241
Kol'tsova (2004)	13.05	13.123	13.241

3.3.4. Stilbit

Stilbit; çalışma alanında yalnızca aglomera çakılları arasındaki boşluklarda görülmektedir. Stilbitlere eşlik eden diğer zeolit fazı ise analsimlerdir. Zeolit dışı eşlikçi faz kalsit mineralleridir (Ek Şekil 3, Ek Tablo 1). $2\theta=9.78^\circ$ 'de $d=9.03\text{Å}$ karakteristik piki ile tanımlanmışlardır (Şekil 3.20c). Belirlenen birim hücre parametrelerine göre monoklinik sistemde kristallenmişlerdir (Tablo 3.4).

Tablo 3.4. Çalışma alanından derlenen stilbit minerallerinin birim hücre parametrelerinin literatürdeki referanslar ile karşılaştırılması.

Kristal Sistemi	Monoklinik			
	a(Å)	b(Å)	c(Å)	Beta
Bu çalışma için; Örnek No: 45	13.652	18.1575	17.79	90.227
Quartieri ve Vezzalini (1987)	13.61	18.33	17.82	
Galli (1971)	13.64	18.24	11.27	

3.3.6. Analsim

Analsimler geniş bir yayılıma sahiptir ve bütün volkanik kayaç türlerinin boşluk ve çatlaklarında ve ayrıca monzogabroların dokanak zonlarındaki boşluklarda gözlemlenebilmektedirler). Analsimlere eşlik eden diğer zeolitler natrolit, tomsonit, stilbittir. Zeolit dışı eşlikçi mineral olarak kalsit ve apofillitler bulunabilmektedir (Ek Şekil 3, Ek Tablo 1). Difraktogramlarında, $2\theta=26^\circ$ civarında $d=3.41-3.43 \text{ \AA}$ aralığındaki karakteristik piki ile tanınmaktadırlar (Şekil 3.20d).

Balandis ve Traidaraite (2007) tarafından yapılan deneysel çalışmalarda, analsimlerin oda sıcaklığından itibaren 150°C 'ye kadar ısıtılan örneklerinde a eksenlerinin 13.72 \AA 'dan 13.728 \AA 'a kadar uzayabildiği saptanmıştır. Isıtma süreci devam ettirilerek ilk önce 400°C , ardından 80°C 'ye kadar ısıtılan örneklerin a eksen uzunlukları ölçüldüğünde, bu eksenin uzunluğunu 13.64 \AA 'a düştüğü görülmektedir (Balandis ve Traidaraite, 2007). Optik mineralojik çalışmalar (Akizuki, 1980 ve 1981), kristalografik tanımlamalar (Mazzi ve Galli, 1978; Takéuchi vd., 1979, Pechar, 1988) ve mineral kimyası çalışmalarına (Aoki ve Minato, 1980; Papezik ve Elias, 1980) göre analsimin kübik yapısı tetrahedral odadaki Al substitüsyonu ve Na-Ca'un odacıklara dağılımı ile ilişkili olarak tetragonal, ortorombik ve monoklinik simetriye geçiş gösterebilir (Passaglia ve Sheppard, 2001). Ayrıca, kübik olmayan analsim kristallerinin birincil yani magmadan itibaren kristalizasyonla oluşmadığı da bilinmektedir (Luth ve Bowerman, 2004) Çalışılan analsimler üzerinde tespit edilen birim hücre parametrelerine göre incelenen analsimlerin ortorombik sistemde kristallendikleri belirlenmiştir (Tablo 3.5).

Tablo 3.5. Çalışma alanından derlenen analsim minerallerinin birim hücre parametrelerinin literatürdeki referanslar ile karşılaştırılması.

Kristal Sistemi	Ortorombik		
	a(Å)	b(Å)	c(Å)
Bu çalışma için; Örnek No: 54	13.727	13.714	13.74
Mazzi ve Galli (1978)	13.733	13.729	13.712
Pechar (1988)	13.72	13.715	13.709

3.3.7. Filipsit

Çalışma alanında volkanit breş çakılları arasında tek bir örnekte filipsit gözlemlenmektedir. Filipsit ile kalsit minerali birlikte bulunmaktadır. Eşlikçisi olan zeolit fazı ise natrolitler olabilmektedir (Ek Şekil 3, Ek Tablo 1). $2\theta = 11-12^\circ$ ve aralığında $d=7.17-7.20\text{Å}$ pikleri ile karakteristiktirler (Şekil 3.20e).

3.3.8. Zeolitlere Eşlik Eden Diğer İkincil Mineraller

İnceleme alanında volkanitlerin kırık ve boşluklarında ve monzogabro stoklarının dokanak zonlarında tanımlanan zeolitlere eşlik eden mineraller kayaç türüne göre farklılık göstermemekte olup, kalsit, apofillit, kuvars ve kil mineralleri ile temsil edilmektedir. Dolomit ise genellikle tek başına tanımlanmıştır (Ek Şekil 3, Ek Tablo 1)

Çalışma alanında kalsit minerali hemen hemen tüm zeolit türleri ile birlikte görülebilmektedir. Kalsit minerali $2\theta=29-30^\circ$ aralığında, $d=3.01-3.03\text{Å}$ pikleri ile belirlenmiştir (Şekil 3.20g).

Apofillitin eşlik ettiği zeolit türleri analsim, natrolit ve tomsonitlerdir (Ek Şekil 3, Ek Tablo 1). Çoğunlukla bu minerallerin içnelerinin arasını doldurur vaziyette bulunmaktadırlar ve monzogabro biriminin dokanak zonlarındaki boşluklarda ve bazaltik volkanitlerin kırık ve çatlaklarında tanımlanmışlardır. X-ışını difraktogramlarında $2\theta=30.05^\circ$ de görülen, $d=2.97\text{Å}$ karakteristik piki ile tanımlanmıştır (Şekil 3.20f).

Volkanitlerde tridimit stilbite eşlik eder vaziyette görülmüştür (Ek Şekil 3, Ek Tablo 1). Muhtemelen son evre fazı olabilecek kalsit birlikteliklerine de rastlanılmıştır (Şekil 3.20c). Daha çok volkanik breş çakıllarının ara boşluklarına yerleşmiş olarak görülmektedir. Tridimit $2\theta = 28-29^\circ$ aralığındaki $d=3.21\text{Å}$ karakteristik piki ile

tanımlanmıştır (Şekil 3.20c). Birim hücre parametreleri Tablo 3.6’da verilmiş olup, triklinik sistemde kristallenmiştir.

Tablo 3.6. Çalışma alanından derlenen tridimit minerallerinin birim hücre parametrelerinin literatürdeki referanslar ile karşılaştırılması.

Kristal Sistemi	Triklinik		
	a(Å)	b(Å)	c(Å)
Bu çalışma için; Örnek No:45	15.021	8.600	16.433
Downs ve Hall-Wallace (2003)	9.932	17.216	81.86

Dolomit mineralleri difraktogramlarda $2\theta = 30.763^\circ$ de, $d = 2.904 \text{ \AA}$ karakteristik piki ile tanınmaktadır. Dolomitin parajenezinde başka bir minerale rastlanılmamıştır (Şekil 3.22h). Bağlayıcısı kül olan volkanik breş çakıllarının arasındaki boşluklarda yerleşmiş olarak görülmektedirler.

3.4. Taramalı Elektron Mikroskopisi (SEM) İncelemeleri

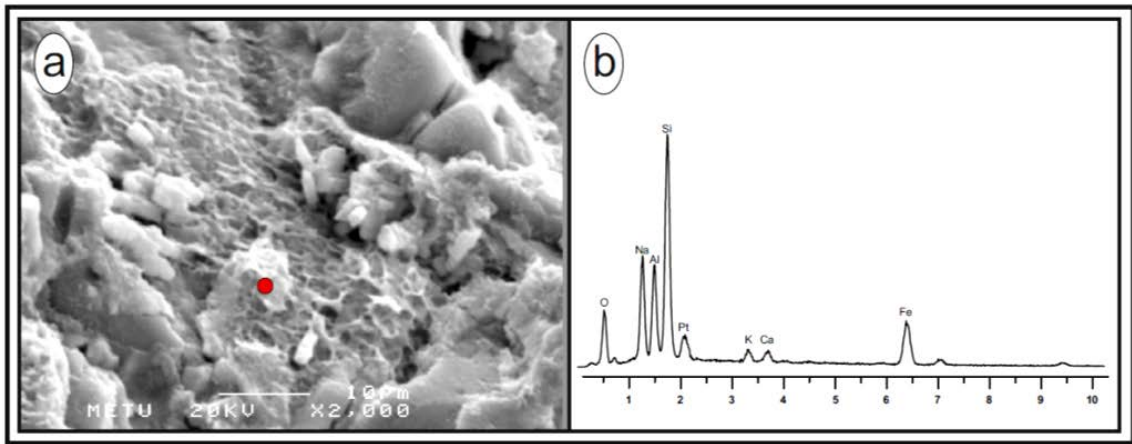
3.4.1. Giriş

Taramalı Elektron Mikroskopisi çalışmaları sonucunda, makroskopik olarak belirlenememiş ancak XRD verileri sonucu varlığı bilinen bazı zeolit ve kil mineralleri gözlemlenebilmiştir ve tüm ikincil minerallere ait süksesyon belirlenmiştir.

3.4.2. Öncü İkincil Mineral Kristallenmeleri

İncelenen volkanit ve monzogabroların dokanak zonlarındaki kayaç boşluklarının çeperinden itibaren iç kısma doğru hem sıcaklık düşüşünü hem de kimyasal değişimi karakterize eden kristal gelişimleri tespit edilmiştir. Kayaçların boşluklarının çeperinde ilk oluşan mineral kil türleridir (Şekil 3.21a). Ayrıca, morfolojik özellikleri dikkate alındığında özellikle simektit türü minerallerde yaygın olarak görülen bal peteği dokusunun varlığı saptanmıştır (Şekil 3.21a Kil çeperlerinden bazıları üzerinde yapılan EDX analizleri sonucunda özellikle yüksek K içerikleri nedeni ile illit/simektit türü karışık tabakalı kil mineralleri oldukları belirlenmiştir (Şekil 3.21b).

Çeperlerdeki kil minerallerinin oluşumunda bazaltik camın alterasyonunun etkin olduğu bilinmektedir. Bazaltik camın alterasyonunun mikrobiyojenik faaliyetler, hidrotermal etkenler, basınç, sıcaklık ve pH değişimleri gibi etkenlerle başlayabildiği bilinmektedir (Hawkins, 1981; Kawano ve Tomita, 1997; Robert, 2001; Declercq, 2010; Stockman vd., 2011).

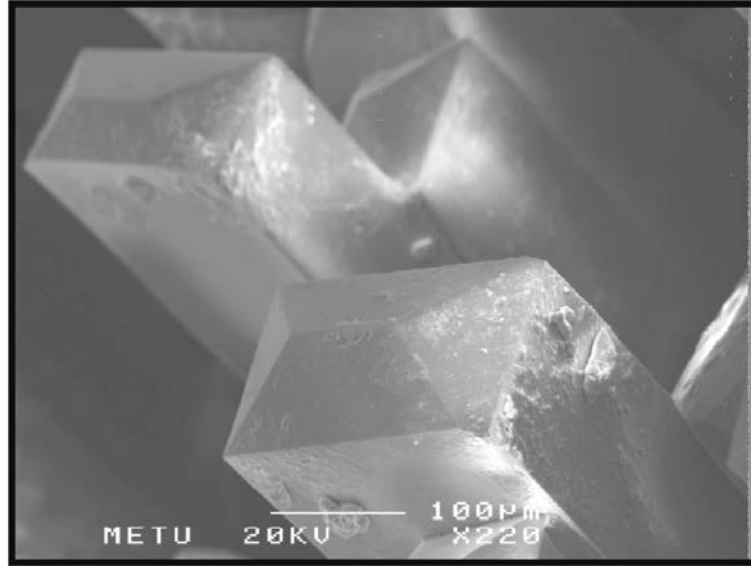


Şekil 3.21. Kayaçtaki gaz boşluğunun çeperinde gelişmiş illit/simektit tür kil mineralleri (a: SEM görünümü, b: EDX spektrumu).

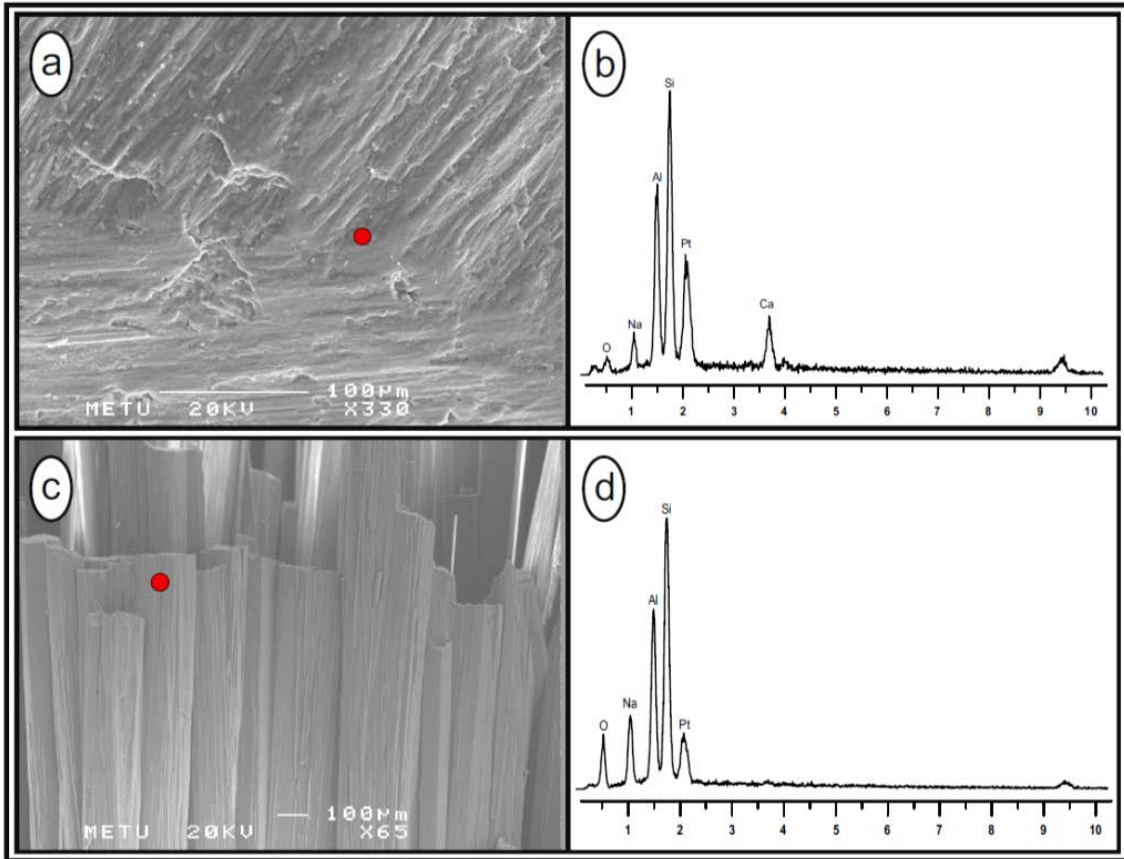
Deneysel çalışmalar neticesinde 0.5 N KOH çözeltisi içerisinde 150 – 200 °C arası sıcaklıklarda bekletilen riyolitik camdan ilk önce simektit ardından merlinoit ve sanidin minerallerinin kristallendiği gözlemlenmiştir (Kawano ve Tomita, 1997). Bazaltik camın çözünmesi üzerine, Kawano ve Tomita (1997)'nin deneysel çalışmalarına benzer çalışmalar yok denecek kadar azdır. Var olan çalışmalarda daha çok camın çözünme hızı / oranı ile ilişkilidir (Berger vd., 1994; Daux vd. 1997). Camın ilk çözünmesini kontrol eden ana faktörler sıcaklık ve artan pH'dır, bunun yanında mikrobiyal faaliyetlerden kaynaklı organik asit / baz bileşikler de çözünme üzerinde etkindir (Utzman vd., 2000; Stockmann vd., 2011). Stockmann vd. (2011) yaptıkları deneysel çalışmada bazı bakterilerin bijojenik faaliyetlerinin ve bakterilerin ölümlerinin boşluktaki çözeltinin pH'ını yükseltir derecede etki ettiğini göstermiştir. Kil oluşumları amorf malzeme oluşumunu takiben gelişmektedir. Amorf malzemeden kayaç bilemişine de bağlı olarak, sırasıyla palagonit, seladonit, karışık tabakalı kil mineralleri (klorit/simektit, illit/simektit) ve ardından simektit tür kil mineralleri kristallenmektedir (Iyer, 1999; Weisenberger ve Selbek, 2009; Kousehlar vd., 2012). Boşluk çeperini saran kil minerallerinin ardından, değişen ortamsal şartlara bağlı olarak analsim veya kalsik bileşimli zeolit minerallerinin kristallenmesi beklenmektedir (Wirsching, 1981; Barth-Wirsching, 1989).

3.4.3. Zeolitler ve Son Evre Mineral Kristallenmeleri

Natrolit grubu zeolit mineralleri bölgede en fazla tespit edilen zeolit türleridir ve bu çalışmada bahsi geçen hemen her tür ikincil mineral ile birlikte bulunabilmektedirler. Türlerine bağlı olarak natrolitlerin oluşum sırası diğer ikincil minerallerden önce ya da sonra olabilmektedir. Natrolit kristalleri ilk büyüme noktasında iken öz şekilsiz ve nispeten daha kalsik bileşimli (Şekil 3.23a) olmakla birlikte, kristalin en son büyümüş olan uç kısımlarında daha öz şekilli (Şekil 3.22) ve daha sodik bileşimlidir (Şekil 3.23b). Bu da ortam sıcaklığının ve/veya Ca konsantrasyonunun azalma eğiliminde olduğunu göstermektedir (Wirsching, 1981; Ibrahim, 2003).



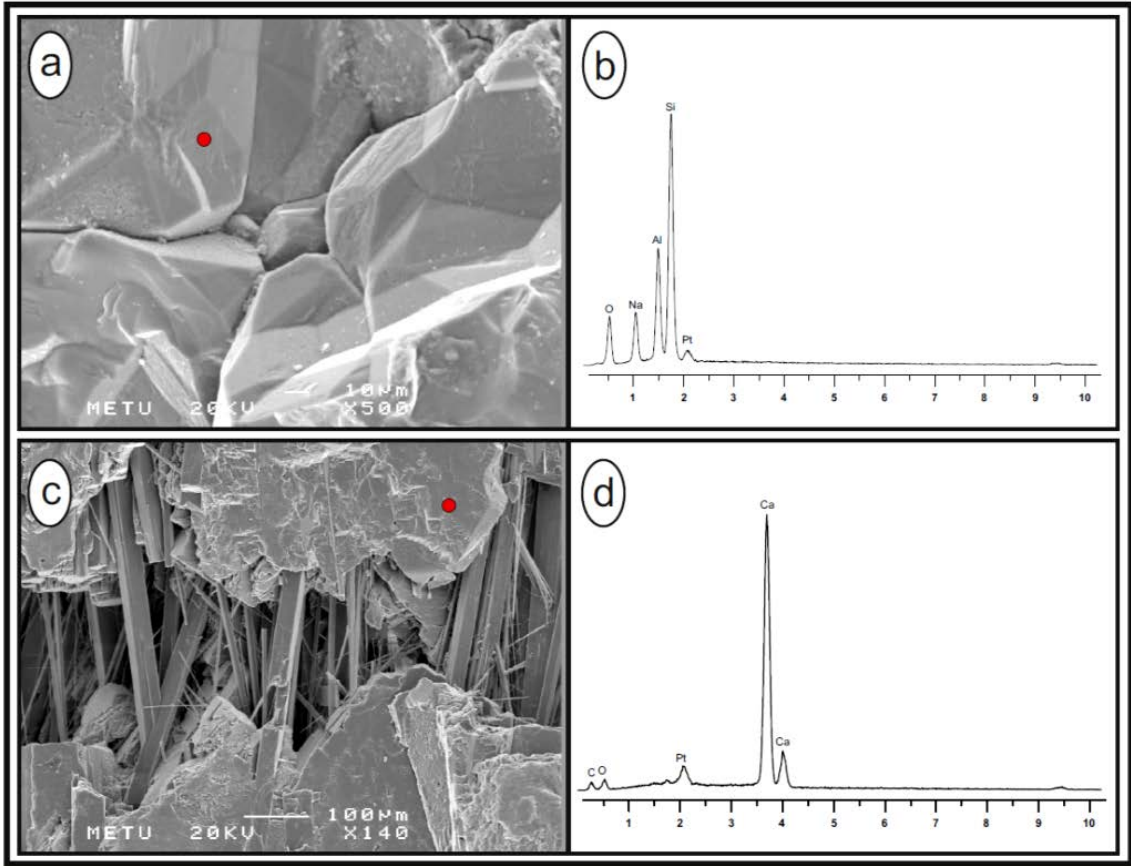
Şekil 3.22. Volkanik breş çakıllarının ara boşluklarında gelişmiş özşekilli natrolit mineraline ait kristal yüzeyleri (Örnek No: 55).



Şekil 3.23. Kalsik ve özşekilsiz büyümeye başlayıp (a, b), en son büyümüş uçlarında sodik bileşimde ve özşekilli lifi formda sonlanmış (c, d) natrolit kristali (a, c: SEM görüntüsü; b, d: EDX spektrumu).

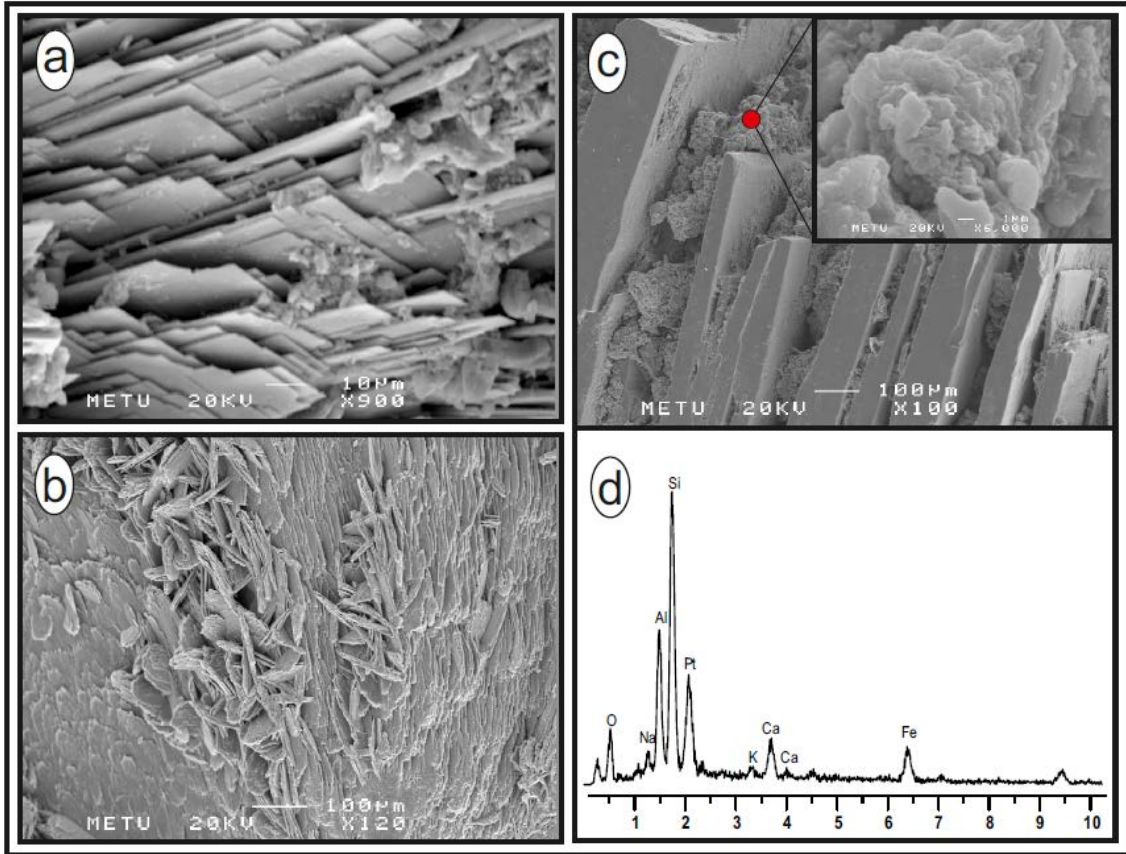
Natrolit kristallerinden önce kayaç boşluğunun çeperinde analsim kristalleri gelişmektedir (Şekil 3.24a). Sıcaklık düşüşüne ve kristallenme sürecine bağlı değişen çözelti kimyası ile ilişkili olarak kristallenen zeolit türü değişebilmektedir (Wirsching, 1981). Özşekilli büyümesini tamamlamış natrolit kristalleri özşekilsiz kalsitler ile çevrelenmektedir (Şekil 3.24b). Oluşum ortamında sıcaklığın düşmesi ve silis miktarının azalmasına bağlı olarak natrolit oluşumunun sonlandığını ve kalsit oluşum evresine geçildiği görülmektedir. İlksel çözeltideki karbonat konsantrasyonu ve yüksek sıcaklık, camsı malzemenin çözünme hızını ve zeolit çökeltim hızını arttıran bir faktördür (Kerr, 1966a; Hawkins, 1981). Esasında camsı malzemenin çözünmesi büyük ölçüde çözeltideki hidroksit (OH⁻) iyon aktivitesi ile alakalı bir durumdur. Fakat, çözeltinin karbonat konsantrasyonu, süreci hızlandıran bir katalizör görevi görmektedir. Camsı malzemenin çözünmesinin ardından zeolit çökeltmesi de yine çözeltideki hidroksit (OH⁻) iyon konsantrasyonuna bağlı bir süreçtir (Fyfe vd., 1978).

Hawkins (1981) tarafından yapılan deneysel çalışmada, çözünmüş SiO₂ ve Al(OH)⁻⁴ çözeltiye geçmesi esnasında reaktantların katı:sıvı oranı, sıcaklık 140°C civarında, basınç 1kbar ise 8 gün içerisinde Na:K konsantrasyonuna bağlı olarak zeolit çökelmeye başlar. Sıcaklığın 50°C civarına düşüşü ve çözeltideki silisyum ve alüminyum aktivitesindeki azalışa bağlı olarak bu defa da kalsit çökeltimi başlamaktadır (Hautaniemi vd., 2011).



Şekil 3.24. Boşluk çeperinde ilk önce oluşan yarıözşekilli analsim kristalleri ve EDX spektrumu (a, b). Kalsit tarafından sarılan, analsimlerin ardından oluşmuş özşekilli natrolit lifleri ve kalsite ait EDX spektrumu (a, c: SEM görüntüsü; b, d: EDX spektrumu).

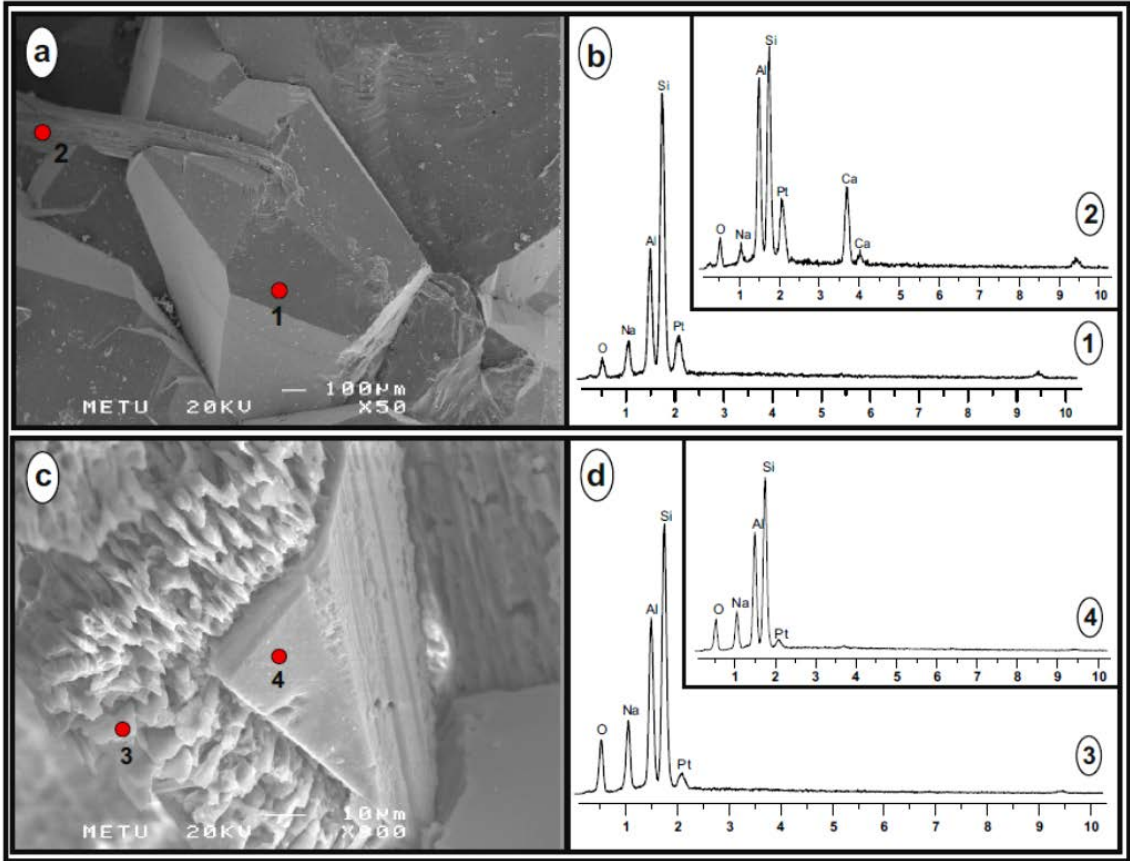
Analsim kristallenmesini takiben, çözeltide yeterince Ca^{+2} katyonu mevcutsa, sıcaklığa bağlı olarak natrolit yerine tomsonit tür zeolit mineralleri kristallenmektedir (Wirsching, 1981; Ibrahim, 2004). Tomsonit kristalleri şekil itibariyle natrolitlere benzemekle birlikte bazı örneklerde pirinç şekilli (Şekil 3.25b), bazı örneklerde ise düzlemsel latalar oluşturur şekilde ardıl büyümler göstermektedirler (Şekil 3.25a). Lata şekilli ardıl büyümlerde kristallerin araları kil mineralleri ile doldurulmuş olabilmektedir (Şekil 3.25c, d). Kil minerallerinin kimyasal bileşimleri simektit grubu kil minerali olabileceklerine işaret etmektedir (Şekil 3.25d).



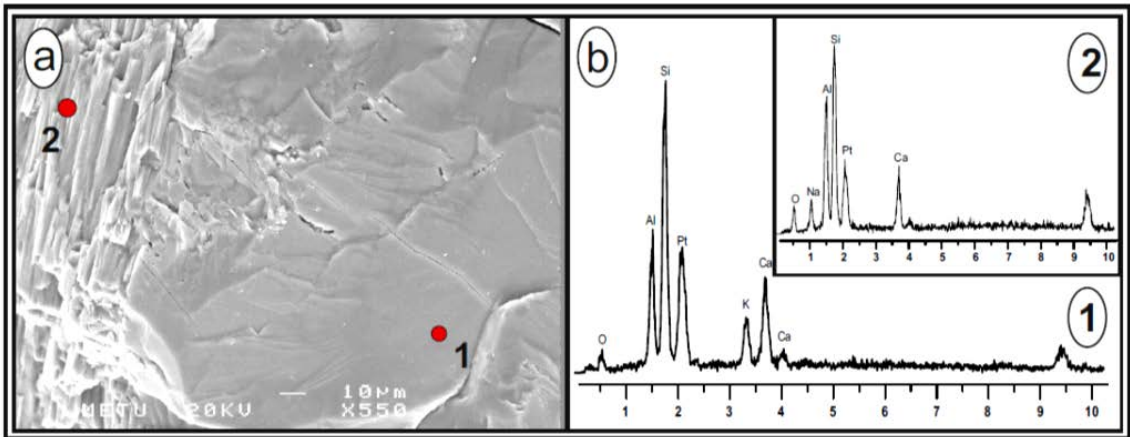
Şekil 3.25. Ardışık latalar şeklinde büyümüş tomsonit latalarının aralarında simektit dolguları ve bu dolguların EDX spektrumu (a, c, d) ve pirinç şekilli büyümüş tomsonit kristalleri (b). a, b ve c: SEM görüntüsü; d: EDX spektrumu.

Özşekilli ışınal tomsonit kristalleri, ikinci evrede gelişen özşekilli analsim kristalleri tarafından çevrelenmiş görülebilmektedir (Şekil 3.26a). Bazı natrolit örneklerinde de merkezde öz şekilli natrolit kristalleri özşekilsiz natrolit kristalleri tarafından çevrelenmiştir (Şekil 3.26b). Şekil 3.26'da görülen bu iki durum da, oluşum ortamı sıcaklığının ve/veya çözeltinin katyon konsantrasyonunun sonradan artış gösterdiğine işaret etmektedir (Wirsching, 1981).

Çalışma alanındaki zeolitlerin SEM incelemelerinde daha çok sodik-kalsik zeolit geçişlerine rastlanılmıştır. Sodik ve kalsik tür zeolit mineralleri gaz boşluklarında da görülebilmekle birlikte genellikle kırık ve çatlak sistemlerinde gelişmiş olarak görülmüştür. Ancak, yer yer özellikle kil çeperleri tarafından izole edilmiş gaz boşluklarında filipsit türde potasik zeolit minerallerine de rastlanılmıştır (Şekil 3.27). Bazaltik camın alterasyonu üzerine olan deneysel çalışmalarda 150 °C civarı sıcaklıklarda ki bazik ortamlarda 0.01 N NaOH çözeltisi içerisindeki bazik camdan 20 gün kadar kısa bir sürede filipsit kristallenimi gerçekleştirilebilmektedir (Barth-Wirsching ve Höller, 1989).



Şekil 3.26. İkincil büyüme neticesinde gelişen analcim (1) tarafından çevrelenen tomsonit kristalleri (2) ve EDX analizleri (a, b). Özşekilli natrolit kristalinin (4) etrafına ikinci faz olarak sarılan özşekilsiz natrolitler (3) (a, c: SEM görüntüsü; b, d: EDX spektrumu)



Şekil 3.27. Boşluk çeperinde büyüyen kil minerallerinin ardından gelişen öz şekilsiz filipsit mineralleri (1) ve en son evrede gelişmiş ışınal tomsonitler (2) a: SEM görüntüsü; b: EDX spektrumu.

3.5. Mineral Kimyası İncelemeleri

3.5.1. Giriş

Elektron mikroprob analizleri (EPMA), ICP-AES ve ICP-MS analizleri ile zeolitler ve eşlik eden ikincil minerallere ait kimyasal bileşimler belirlenmiştir (Ek Tablo 2-10). Ayrıca, özellikle kayalardaki boşluk dolgusu olarak gelişmiş ikincil minerallerin kimyasal bileşimleri hakkında detaylı fikir edinilmiş ve boşluklarda farklı türlerde zeolitlerin varlığı tespit edilmiştir. Mineral formül hesaplamaları Coombs vd. (1998) ve Passaglia ve Sheppard (2001)'e göre yapılmıştır.

Mineral kimyası çalışmalarından elde edilen sonuçların güvenilirliği yük dengesi hesaplamaları (Passaglia, 1970) yardımı ile test edilmiştir ve $\pm 10\%$ 'da büyük yük dengesine sahip analiz sonuçları Passaglia ve Sheppard (2001)'in önerisi doğrultusunda kullanılmamıştır. Ayrıca, her bir zeolit mineral örneğinin kimyasal analizinden itibaren R değerleri hesaplanmıştır (Passaglia, 1970) ve sınıflamalarda R değerleri göz önüne alınmıştır (Passaglia ve Sheppard (2001)).

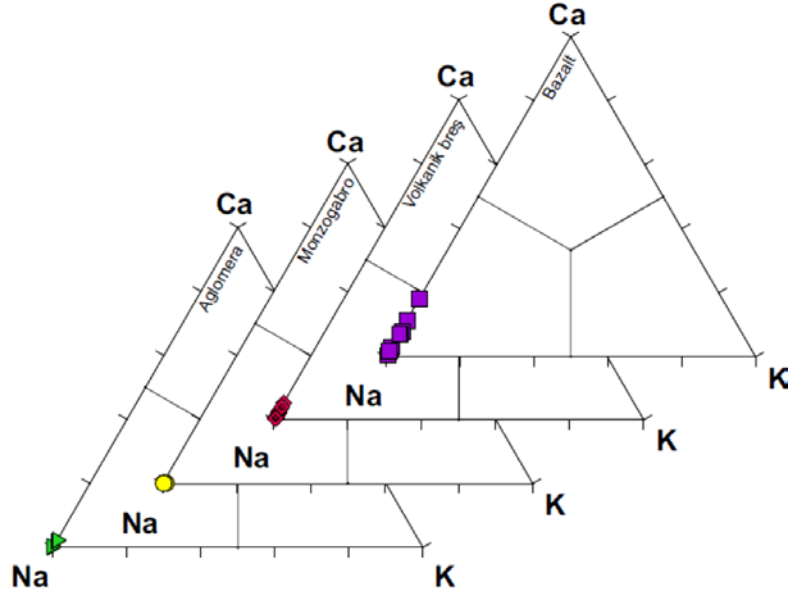
3.5.2. Zeolit Minerallerinin Mineral Kimyaları

3.5.2.1. Analsim

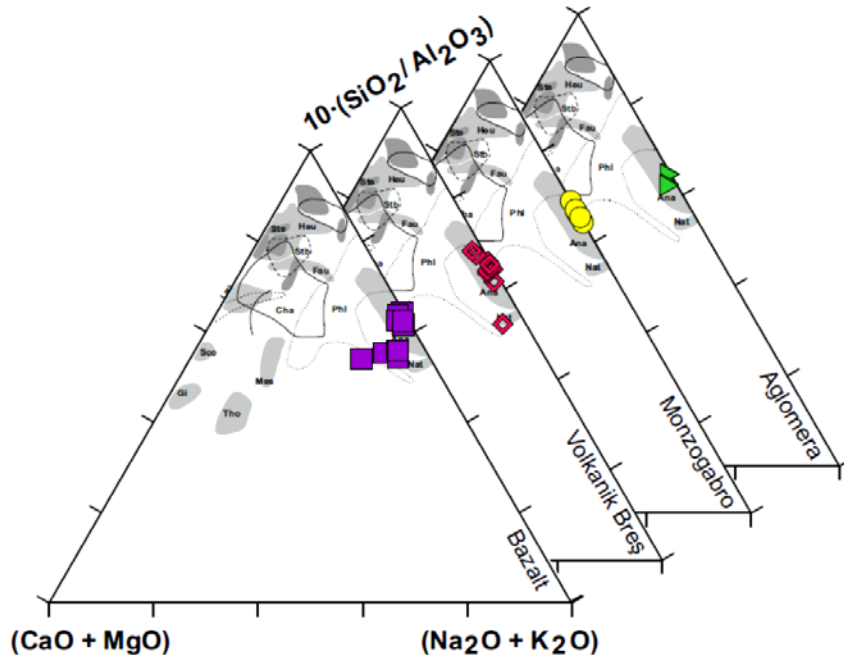
Çalışma alanında gözlemlenen bazalt, aglomera ve breş çakılları ile monzogabroların dokanak zonlarında boşluk dolgusu olarak gelişen ikincil mineraller üzerinde yapılan elektron mikroprob analizleri (EPMA) neticesinde (Ek Tablo 2) 36 noktanın, mineral kimyasına göre analsim tür zeolit minerali olduğu belirlenmiştir. 96 oksijene göre hesaplanan analsimlerin genel bileşimleri $\text{Na}_{17.14-13.27} \text{Ca}_{2.94-0} \text{K}_{0.09-0} \text{Sr}_{0.05-0} (\text{Si}_{33.92-28.68} \text{Al}_{19.38-13.97}) \text{O}_{96}$ şeklindedir. Örneklerin tamamına yakını sodik türde analsim mineralleridir ve ideal bileşimlidir.

Analsim mineralleri, ait oldukları kayaç türlerine göre incelendikleri zaman aglomera, volkanik breş ve monzogabrolardaki analsimlerin Na'ca zengin tipik bileşimde oldukları görülmektedir. Ancak bazaltik masif kayaçların gaz boşluklarında bulunan analsimlerin % 4.3'e varan oranlarda Ca^{+2} içerebildiği belirlenmiştir (Şekil 3.28; Şekil 3.29; Ek Tablo 2). Ca^{+2} içeriği yüksek olan analsim mineralleri, analsim – vairakit serisi üzerinde Harada vd. (1972) tarafından tanımlanan ortaç bileşimli analsim mineralleri ile kimyasal açıdan benzerlik göstermektedir. Çalışma alanındaki analsim grubu örneklerin

Na/(Na+Ca) oranları 1'e çok yakındır (Surdan, 1966; Seki ve Oki, 1969; Seki, 1971; Harada vd., 1972; Harada ve Sudo, 1976; Aoki ve Minato, 1980; Passaglia ve Sheppard, 2001). Bu nedenle analsim-vairakit serisinde, analsim alt türü olarak tanımlanmışlardır.



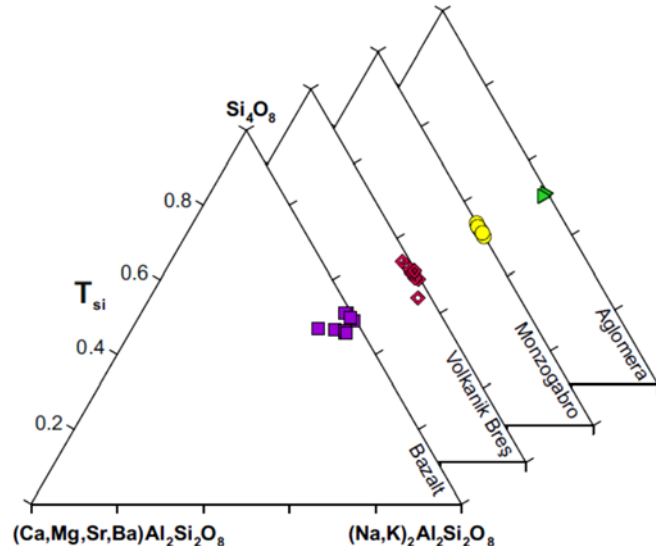
Şekil 3.28. Kayaç türlerine göre analsim minerallerinin Na-Ca-K diagramları.



Şekil 3.29. Analsim minerallerinin CaO+MgO - Na₂O+K₂O - 10*(SiO₂/Al₂O₃) diyagramındaki iz düşümlerinin kayaç türlerine göre değişimi (Fuentes, 2004; Iijima, 1978; Viereck vd., 1982; Zeng ve Liou, 1982; Gottardi ve Galli,

1985; Cho vd., 1986, 1987; Aguirre ve Atherton, 1987; Deer vd., 1992; Vergara vd., 1993; Cochemé vd., 1996; de'Gennaro ve Langella, 1996; Ibrahim ve Hall, 1996; Di Renzo ve Gabelica, 1997; Aguirre vd., 2000; Vattuone vd., 2001; Fuentes vd., 2004).

Toplam alkali içeriklerinin artışına bağlı olarak R_r değerlerinde azalış gözlenmekle birlikte örneklerin R_r değerleri 0.60 ile 0.702 aralığındadır (Şekil 3.30; Ek Tablo 2). Amigdaloidal yapıda bulunan analsim örnekleri için R_r değerlerinin ortalama 0.67 civarında olduğu bilinmektedir (Passaglia ve Sheppard, 2001). Çalışma alanından derlenen analsim örneklerin R_r değerleri ortalaması da 0.667 ile bu değere uymaktadır.



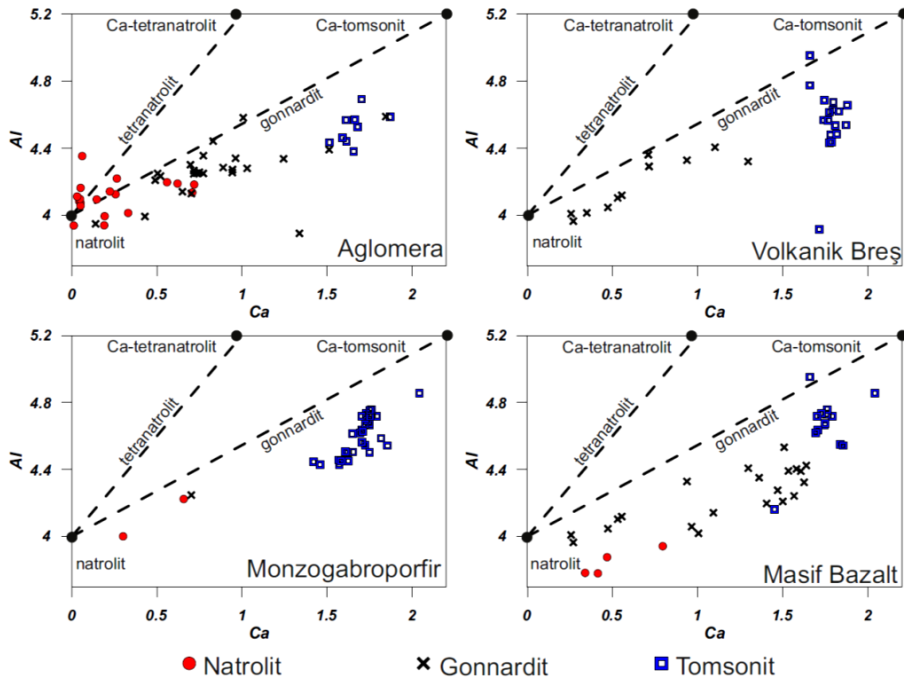
Şekil 3.30. Analsim minerallerinin R^{+2} - R^{+} - Si kasyon dağılımlarının kayaç türlerine göre değişimleri (Passaglia, 1970).

3.5.2.2. Natrolit Grubu

Çalışma alanında gözlemlenen natrolit grubuna ait mineraller natrolit, gonnardit ve tomsonittir. Natrolit grubu minerallerinin genel formülleri $(Na,Ca,Ba)_{8-16}(Al,Si)_{40}O_{80} \cdot nH_2O$ şeklindedir. Toplam 156 noktanın analiz sonucunun bu gruba dâhil üyelerden oluştuğu tespit edilmiştir (Ek Tablo 3). Bilindiği üzere kafes yapılarının benzerliğinden ötürü natrolit grubu üyelerini, özellikle natrolit, gonnardit ve tetranatroliti XRD veya SEM yardımıyla birbirinden ayırmak güçtür (Tschernerit, 1992; Ross vd., 1992; Alberti vd. 1995; Armbruster ve Gunter, 2001). Alt tür tayinleri için tek başına yeterli olmayan bu yöntemlerin, muhakkak surette mineral kimyası verileri ile desteklenmesi gerekmektedir. Alt tür tayinlerinde, mineralin kafes yapısında mevcut olan ana kasyonların

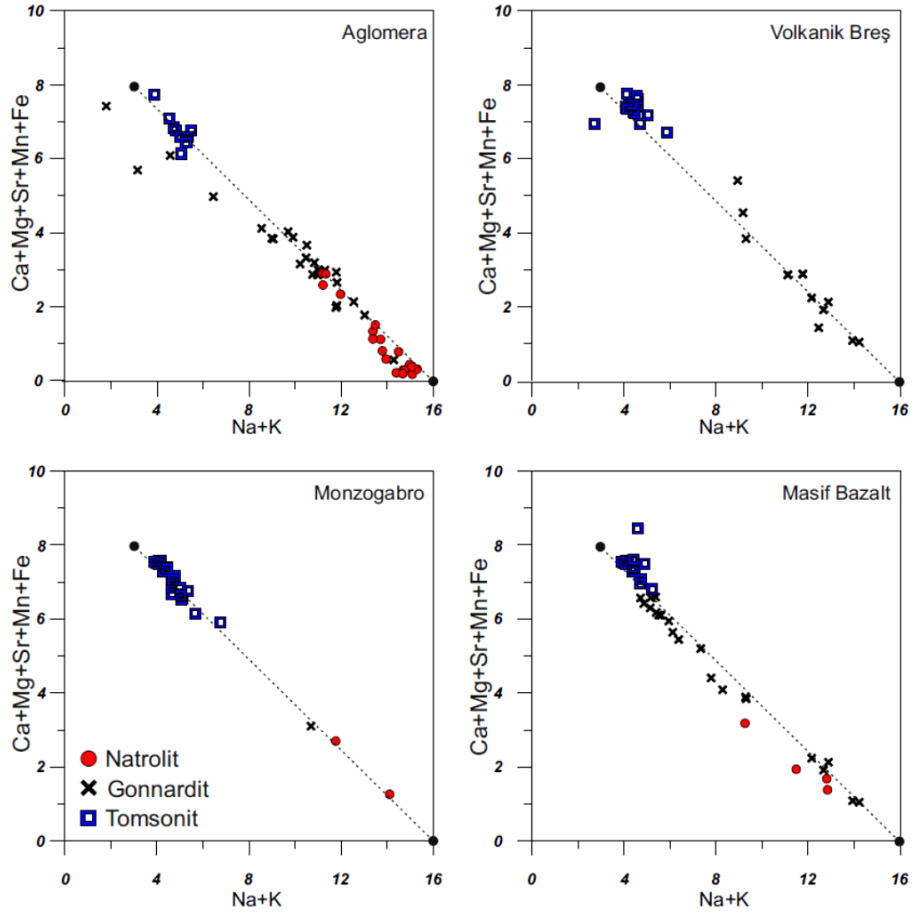
bolluk oranları, ana katyonları kafes yapısında tutabilecek eksi (-) yük dengesizliğine sebep olan Al^{+3} oranı ve Si/Al değerleri birbirleri ile ilişkilendirilebilir.

Kayaç türleri bazında Ca^{+2} ve Al^{+3} katyonlarına göre çalışma alanında gözlemlenen natrolit, gonnardit ve tomsonit tür mineraller incelendikleri zaman, volkanik breşlerde sodik alt tür olan natrolit minerali bulunmamaktadır. Buna karşın, aglomeratik kayaçlarda natrolit, gonnardit ve tomsonitler hemen hemen eş bolluktadırlar. Monzogabrolarda ise üç örneğin haricindeki tüm mineraller tomsonittir. Bazaltlardaki natrolitlerin Al^{+3} oranları düşük olmasına rağmen gonnardit ve tomsonitlerin dağılımları diğer kayaçlar ile benzerlikler arz etmektedir (Şekil 3.31).



Şekil 3.31. Al^{+3} - Ca^{+2} katyon oranları nispetince kayaç gruplarına göre natrolit grubu minerallerin sınıflandırılması (Ross vd., 1992; Neuhoff vd., 2002).

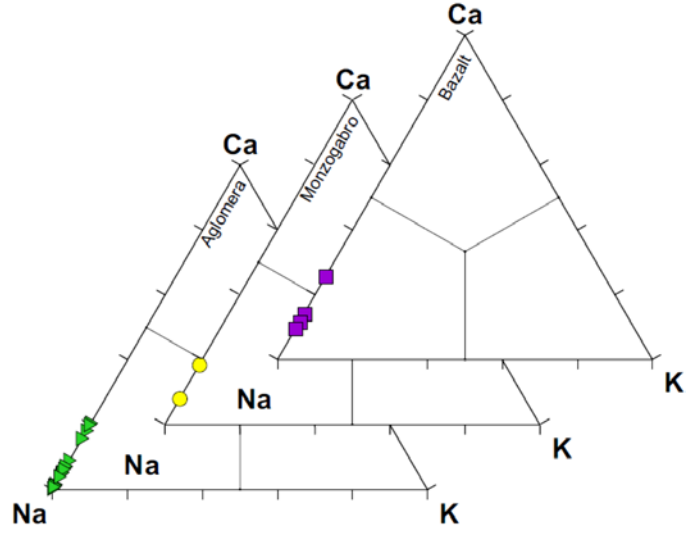
(+2) değerlikli katyonlara karşı (+) değerlikli katyonların incelendiği grafiklerde artan Ca^{+2} katyon oranının bolluğuna bağlı olarak doğrusal yönsemeler görülmektedir. Natrolitler ve gonnarditler ortalamadan sapan bileşimsel farklılıklar göstermektedir. Buna karşın tomsonitlerde belirgin bir bileşimsel farklılaşma gözlemlenmemektedir (Şekil 3.32).



Şekil 3.32. Natrolit grubu minerallerin kayaç türü bazında kafes yapısı katyonlarının değerliklerine göre karşılaştırmaları. (Siyah noktalar natrolit ve tomsonitler için uç üyeleri, kesikli çizgi ise gonnardit serisini temsil etmektedir; Ross vd., 1992).

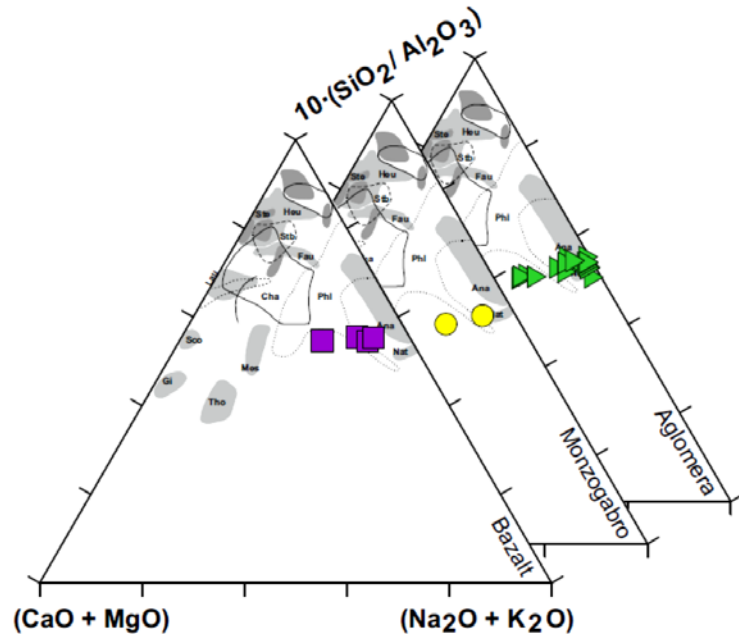
3.5.2.2.2. Natrolit

Çalışma alanında aglomera, monzogabro ve bazaltlarda, 25 nokta analizi sonucunda natrolit alt türü olduğu tespit edilmiştir. Volkanik breşlerde natrolit alt türüne rastlanılmamıştır. Aynı boşluklarda analsim, gonnardit veya tomsonitler ile birlikte bulunabilmektedirler. Genel bileşimleri $\text{Na}_{9.23-15.28} \text{Ca}_{0.04-3.18} \text{K}_{0-0.039} (\text{Si}_{22.9-24.7} \text{Al}_{15.12-17.41} \text{O}_{80})$ şeklindedir (Ek Tablo 3). Bazı örneklerde Ca^{+2} içerikleri %5.1'e kadar çıkabilmektedir ancak çoğu örneğin kimyasal bileşimleri ideal natrolit bileşimine yakındır (Şekil 3.33; Şekil 3.34).



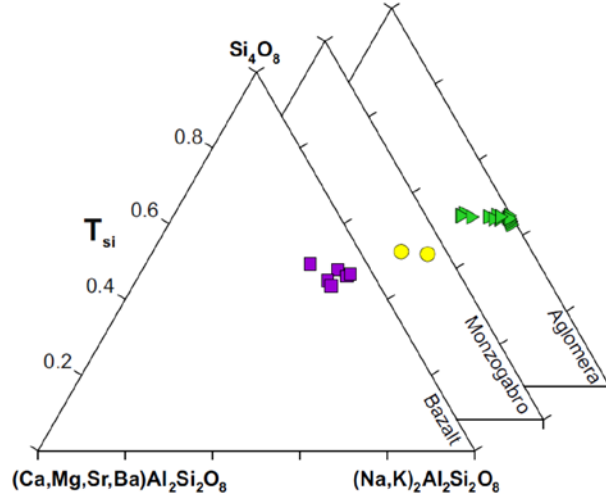
Şekil 3.33. Kayaç türlerine göre natrolit minerallerinin Na-Ca-K diyagramları.

Kayaç türleri bazında incelendikleri zaman volkanik breşlerde natrolit minerallerine rastlanılmamıştır. Monzogabro örneklerinde yalnızca 2 nokta analizinin natrolit olduğu belirlenmiştir. Natrolitler, aglomeraların breş çakılları ve bazaltların gaz boşluklarında yoğunlaşmaktadır. Tespit edilen natrolitlerin R_r oranları ortalama 0.594 olmakla birlikte 0.56-0.62 aralığında değişmektedir (Şekil 3.35).



Şekil 3.34. Natrolit minerallerinin $\text{CaO}+\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 10*(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ diyagramındaki iz düşümlerinin kayaç türlerine göre değişimi (Fuentes, 2004; Iijima, 1978; Viereck vd., 1982; Zeng ve Liou, 1982; Gottardi

ve Galli, 1985; Cho vd., 1986, 1987; Aguirre ve Atherton, 1987; Deer vd., 1992; Vergara vd., 1993; Cochemé vd., 1996; de’Gennaro ve Langella, 1996; Ibrahim ve Hall, 1996; Di Renzo ve Gabelica, 1997; Aguirre vd., 2000; Vattuone vd., 2001; Fuentes vd., 2004).



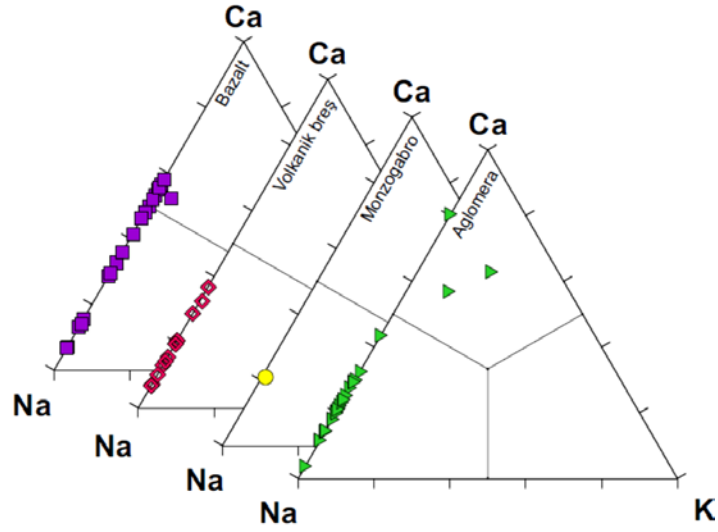
Şekil 3.35. Natrolitler için R²⁺ - R⁺ - Si kasyon dağılımlarının kayaç türlerine göre değişimleri (Passaglia, 1970).

3.5.2.2.2. Gonnardit

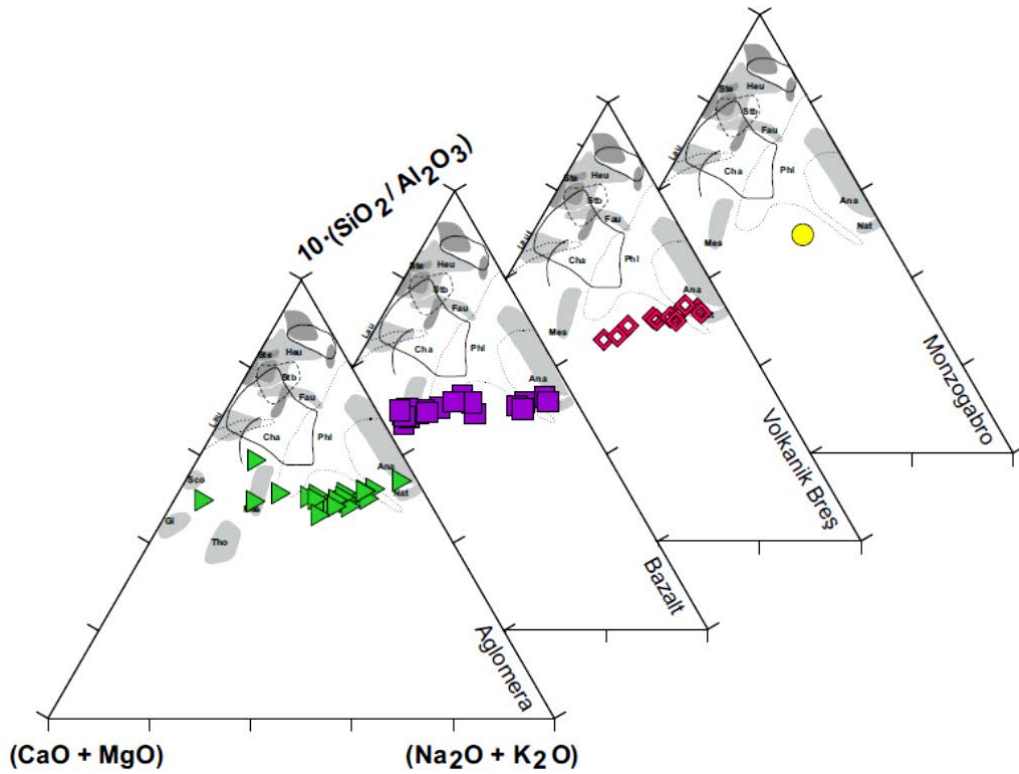
Mineral kimyası analizlerinden 80 oksijene göre yapılan hesaplamalara göre gonnardit örneklerinin genel bileşimleri Na_{1,48-14,27} Ca_{0,56-7,34} K_{0-1,65} (Si_{21,8-24,7}Al_{15,57-18,36}) O₈₀ şeklindedir (Ek Tablo 4). Örneklerin hâkim değiştirilebilir ana kanyonları Na⁺ ve Ca²⁺’dir. Örneklerin çoğunluğu, Na⁺ kanyonunun bolluk oranına göre Na-gonnardit olarak isimlendirilebilirler (Şekil 3.36). Yalnızca aglomeralarda tanımlanan 2 örneğin K⁺ oranı yüksektir ancak bu örnekler de Ca²⁺ oranlarının fazlalığından ötürü Ca-gonnardit olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.36).

Fuentes vd. (2004) tarafından düzenlenen Si/Al’a karşı + ve +2 değerlikli ana kanyonlara göre çizilen diagramdaki iz düşümlerinde örneklerin tomsonit – natrolit ara geçişi oldukları görülmektedir (Şekil 3.37).

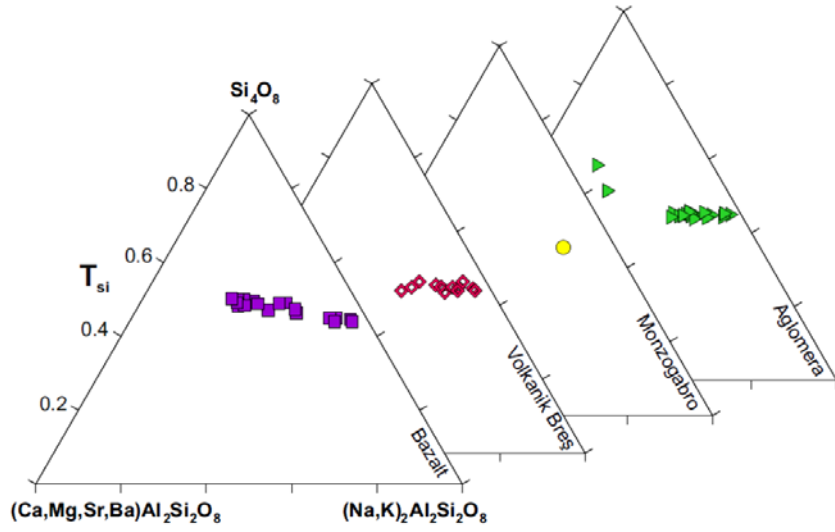
Toplam alkali içeriklerinin değişimiyle ilişkili olarak R_r oranlarında belirgin bir farklılık görülmemektedir. Gonnarditler için R_r değerleri 0.54 ile 0.61 aralığında olup ortalama 0.57’dir (Şekil 3.38; Ek Tablo 4). Ortalama R_r değeri Passaglia ve Sheppard (2001) ile uyumluluk göstermektedir.



Şekil 3.36. Kayaç türlerine göre gonnardit minerallerinin Na-Ca-K diyagramları.



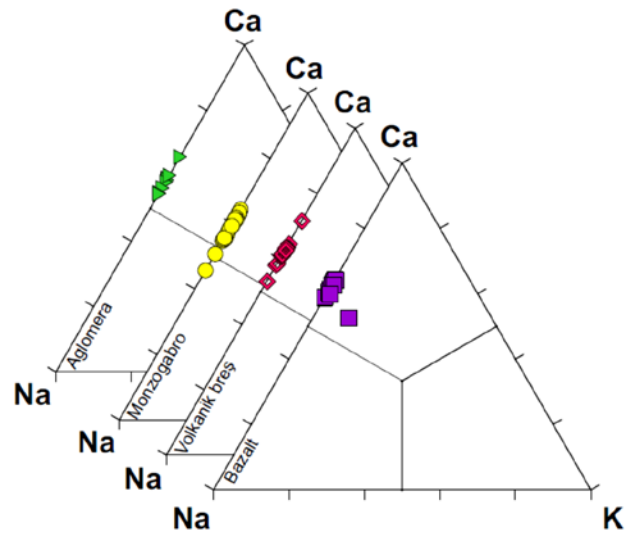
Şekil 3.37. Gonnardit minerallerinin $\text{CaO}+\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 10*(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ diyagramındaki iz düşümlerinin kayaç türlerine göre değişimi (Fuentes, 2004; Iijima, 1978; Viereck vd., 1982; Zeng ve Liou, 1982; Gottardi ve Galli, 1985; Cho vd., 1986, 1987; Aguirre ve Atherton, 1987; Deer vd., 1992; Vergara vd., 1993; Cochemé vd., 1996; de'Gennaro ve Langella, 1996; Ibrahim ve Hall, 1996; Di Renzo ve Gabelica, 1997; Aguirre vd., 2000; Vattuone vd., 2001; Fuentes vd., 2004).



Şekil 3.38. Gonnarditler için R^{+2} - R^{+} - Si kasyon dağılımlarının kayaç türlerine göre değişimleri (Passaglia, 1970).

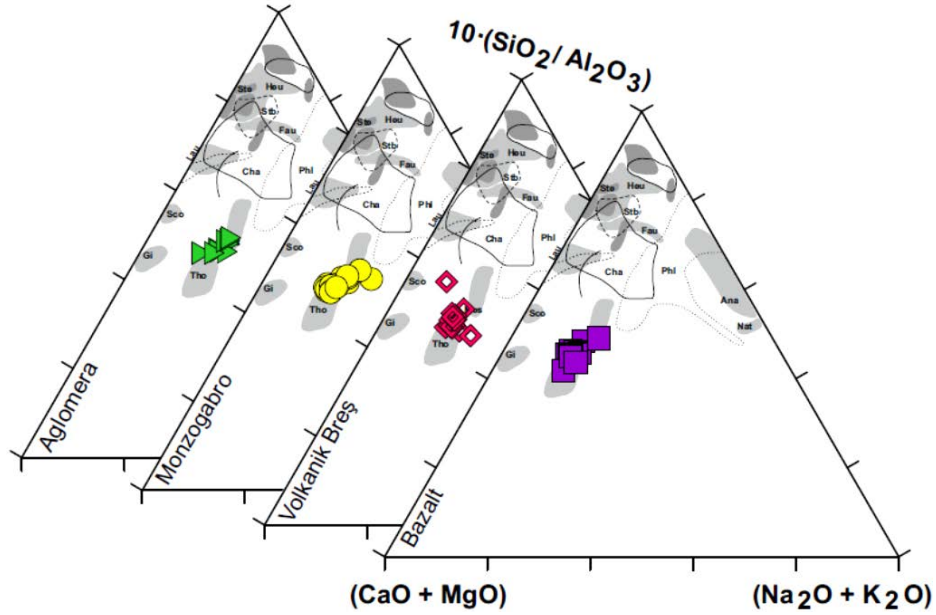
3.5.2.2.3. Tomsonit

Çalışma alanından örneklerde gerçekleştirilen mineral kimyası analizlerine göre 70 nokta tomsonit olarak belirlenmiştir. Bu örneklerin genel bileşimi $Na_{2.7-6.75} Ca_{5.68-8.17} K_{0-1.05} (Si_{20.07-24.09} Al_{15.7-19.8}) O_{80}$ şeklindedir (Ek Tablo 5). Değiştirilebilir ana kasyon dağılımlarına göre kalsik bileşim sunmakla birlikte sodik bileşime yakındırlar (Şekil 3.39). Ca:Na oranları örneklerin geneli itibariyle 1.5 den büyüktür ve 2'ye yakındır. Monzogabro boşluklarında bulunan bir örnek Na-tomsonit olarak adlandırılabilir (Şekil 3.39).

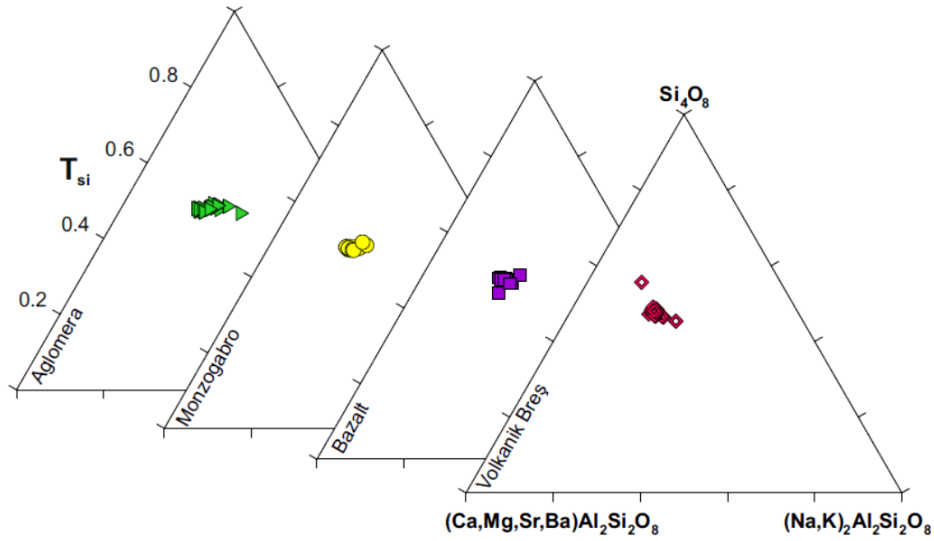


Şekil 3.39. Kayaç türlerine göre tomsonit minerallerinin Na-Ca-K diagramları.

Fuentes vd. (2004) tarafından derlenen diagrama göre çalışma sahasında belirlenmiş tomsonitlerin izdüşümleri literatür verileri ile birebir örtüşmektedir (Şekil 3.40). Tomsonit örneklerinin Rr oranları 0.503-0.57 aralığında olmakla birlikte ortalaması 0.538'dir (Şekil 3.41).



Şekil 3.40. Tomsonit minerallerinin $\text{CaO}+\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 10*(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ diyagramındaki iz düşümlerinin kayaç türlerine göre değişimi (Fuentes, 2004; Iijima, 1978; Viereck vd., 1982; Zeng ve Liou, 1982; Gottardi ve Galli, 1985; Cho vd., 1986, 1987; Aguirre ve Atherton, 1987; Deer vd., 1992; Vergara vd., 1993; Cochemé vd., 1996; de'Gennaro ve Langella, 1996; Ibrahim ve Hall, 1996; Di Renzo ve Gabelica, 1997; Aguirre vd., 2000; Vattuone vd., 2001; Fuentes vd., 2004).



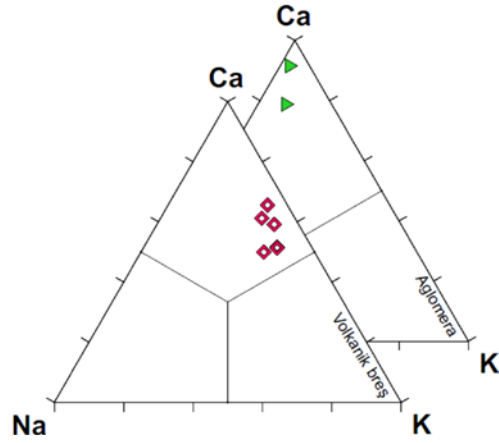
Şekil 3.41. Tomsonitler için $R^{+2} - R^{+} - Si$ kasyon dağılımlarının kayaç türlerine göre değişimleri (Passaglia, 1970).

3.5.2.3. Stilbit

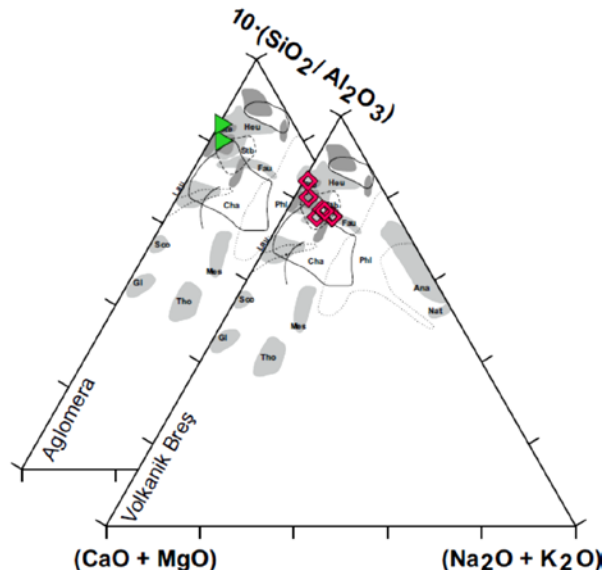
Stilbit örneklerine yalnızca volkanik breşler ve aglomeralarda rastlanılmıştır. Toplam 7 nokta analizinin stilbit olduğu belirlenmiştir. Genel bileşimleri $Na_{0.2-0.93} Ca_{3.12-3.81} K_{0.12-2.42} (Si_{26.6-27.95} Al_{8.12-9.43}) O_{72}$ şeklindedir (Ek Tablo 6). Aglomera breşlerinin gaz boşluklarında tespit edilen stilbitler volkanik breşlerin boşluklarında tespit edilen stilbitlerden daha kalsiktirler (Şekil 3.42). Her ne kadar volkanik breşlerdeki stilbitler ana kasyon diyagramlarında Ca^{+2} alanına düşseler de muhteviyatındaki Na^{+} kasyon miktarı standart bileşimden fazladır. Volkanik breşlerdeki Ca^{+2} ca fakir stilbitler stilbit ve sodik uç üye olan barreritler arasında bir geçiş sunarak ortaç karakterli stilbitleri oluşturmaktadır (Passaglia vd., 1978). Quartieri ve Vezzalini (1987) monoklinik kafes yapısında kristallenen stilbitlerin eğer ortaç bileşimli iseler monoklinik şekillerinin daha belirgin olduklarını söylemektedir.

Fuentes (2004)'in literatür verilerine göre düzenlediği diyagramda, çalışma alanında tespit edilen stilbitlerin iz düşümleri ilgili alanlar ile örtüşmektedir (Şekil 3.43).

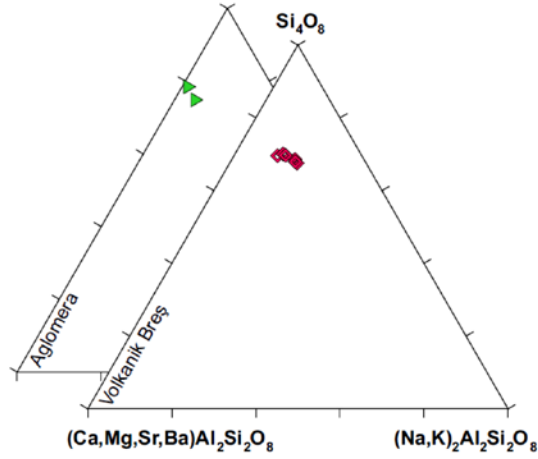
Örneklerin R_r değerleri 0.738 – 0.775 aralığında değişmektedir ve ortalaması 0.75'dir (Şekil 3.44).



Şekil 3.42. Kayaç türlerine göre stilbit minerallerinin Na-Ca-K diagramları.



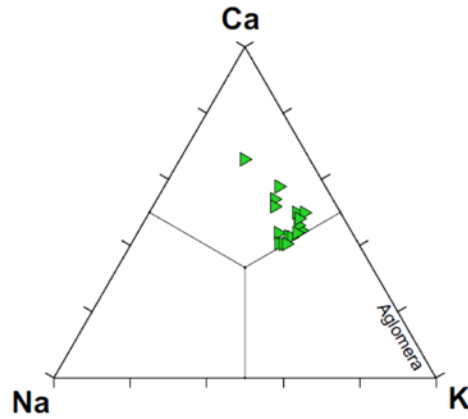
Şekil 3.43. Stilbit minerallerinin $\text{CaO}+\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 10*(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ diyagramındaki iz düşümlerinin kayaç türlerine göre değişimi (Fuentes, 2004; Iijima, 1978; Viereck vd., 1982; Zeng ve Liou, 1982; Gottardi ve Galli, 1985; Cho vd., 1986, 1987; Aguirre ve Atherton, 1987; Deer vd., 1992; Vergara vd., 1993; Cochemé vd., 1996; de'Gennaro ve Langella, 1996; Ibrahim ve Hall, 1996; Di Renzo ve Gabelica, 1997; Aguirre vd., 2000; Vattuone vd., 2001; Fuentes vd., 2004).



Şekil 3.44. Stilbitler için R^{2+} - R^{+} - Si kasyon dağılımlarının kayaç türlerine göre değişimleri (Passaglia, 1970).

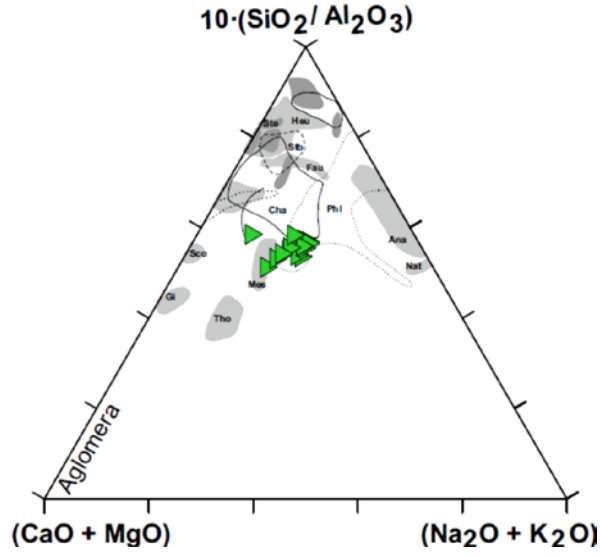
3.5.2.4. Şabazit

Çalışma alanındaki aglomera çakıllarındaki gaz boşluklarında yapılan 17 mineral kimyası analizine göre şabazitlerin genel bileşimleri $Na_{0.26-0.64} Ca_{1.24-1.77} K_{0.44-1.77} (Si_{7.07-7.64} Al_{4.36-4.94}) O_{32}$ şeklindedir (Ek Tablo 7). Aglomera çakıllarındaki bazı örneklerin K^{+} sınırına düşmesine rağmen şabazit örneklerinin Ca^{+2} oranları yüksek olup Ca-şabazit olarak tanımlanmışlardır (Şekil 3.45).



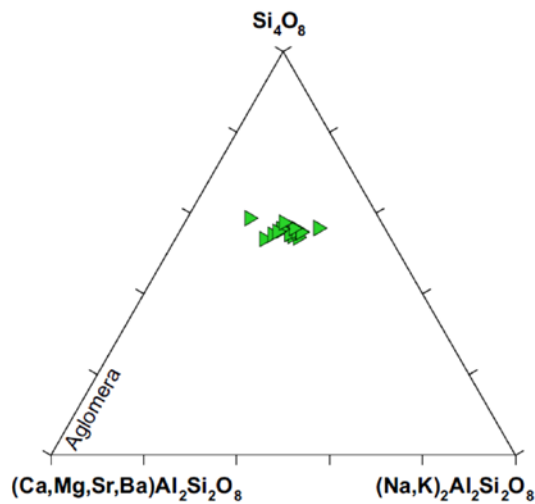
Şekil 3.45. Kayaç türlerine göre şabazit minerallerinin Na-Ca-K diagramları.

Fuentes vd. (2004) tarafından düzenlenen diyagramda filipsitlerin iz düşümleri kalsik sınıra denk gelmektedir (Şekil 3.46).



Şekil 3.46. Şabazit minerallerinin $\text{CaO}+\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 10*(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ diyagramındaki iz düşümlerinin kayaç türlerine göre değişimi (Fuentes, 2004; Iijima, 1978; Viereck vd., 1982; Zeng ve Liou, 1982; Gottardi ve Galli, 1985; Cho vd., 1986, 1987; Aguirre ve Atherton, 1987; Deer vd., 1992; Vergara vd., 1993; Cochemé vd., 1996; de'Gennaro ve Langella, 1996; Ibrahim ve Hall, 1996; Di Renzo ve Gabelica, 1997; Aguirre vd., 2000; Vattuone vd., 2001; Fuentes vd., 2004).

Şabazit minerallerinin Rr oranlarını 0.58 – 0.63 arasında değiştirmektedir. Rr değerleri ortalamaları 0.62'dir (Şekil 3.47).

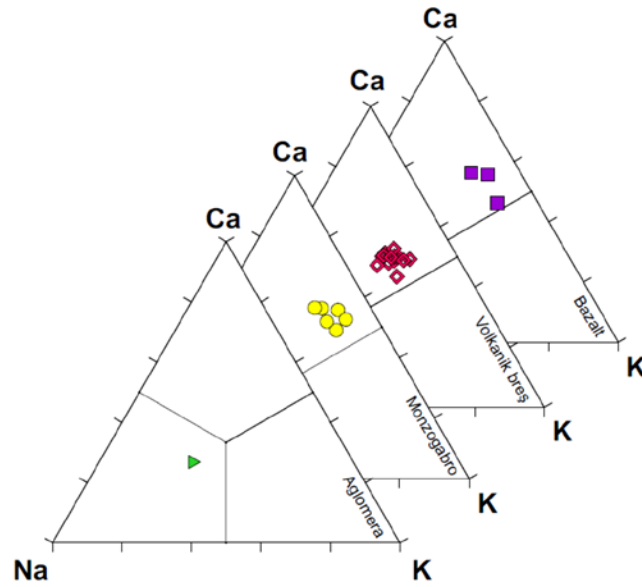


Şekil 3.47. Aglomeralarda bulunan şabazitler için $\text{R}^{2+} - \text{R}^{+} - \text{Si}$ kation dağılımlarının (Passaglia, 1970).

3.5.2.5. Filipsit

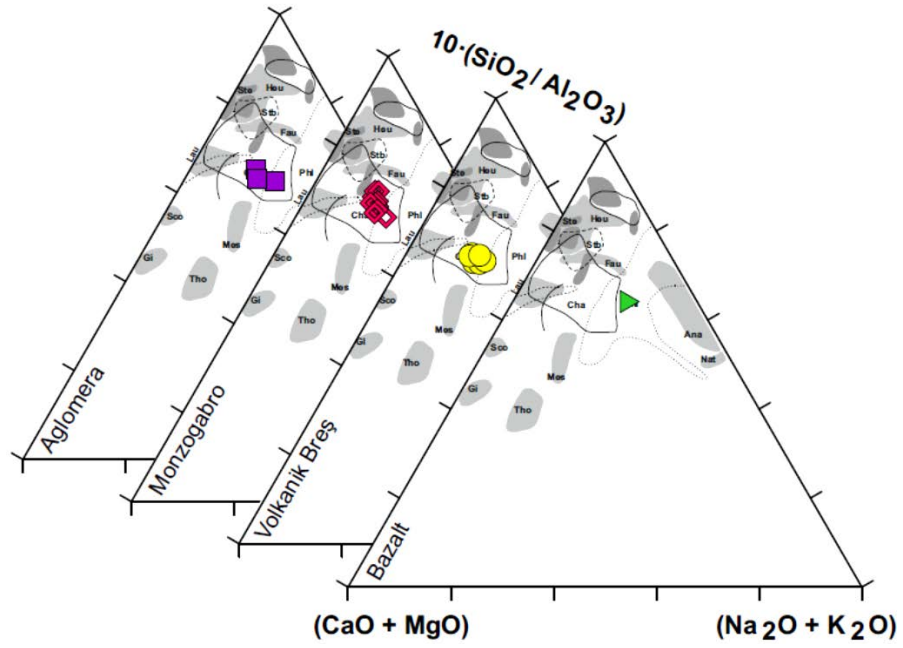
Çalışma alanındaki aglomera çakılları, volkanik breşler, bazaltların boşlukları ve monzogabroların dokanak zonlarında bulunan boşluklardan yapılan 23 mineral kimyası analizi sonucuna göre filipsit mineralinin genel bileşimi $\text{Na}_{0.3-1.7} \text{Ca}_{0.99-1.84} \text{K}_{0.86-1.54} (\text{Si}_{10.53-11.26} \text{Al}_{4.58-5.47}) \text{O}_{24}$ şeklindedir (Ek Tablo 8). Aglomera breşlerinde yalnızca bir örnek şabazit olarak belirlenmiştir ve Na – şabazit bileşimindedir (Şekil 3.50). Diğer üç kayaç grubunda bulunan şabazit örneklerinin tamamı Ca–filipsit olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.48).

Fuentes vd. (2004) tarafından düzenlenen Si/Al oranlarına karşı + ve +2 değerlikli ana katyonlar diyagramında, örnekler aglomera çakıllarındakiler hariç şabazit alanlarına düşmektedir. Aglomeralardakiler ise filipsit-şabazit sınırına denk düşmektedir (Şekil 3.49).



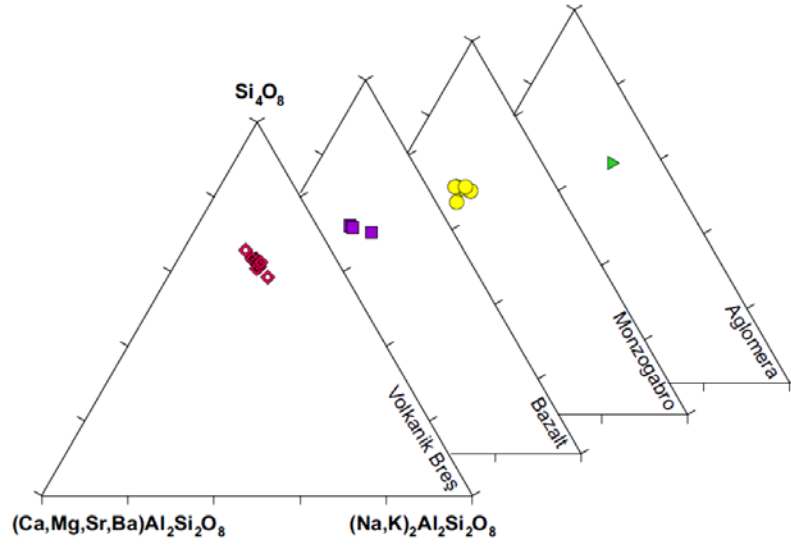
Şekil 3.48. Kayaç türlerine göre filipsit minerallerinin Na-Ca-K diyagramları.

Filipsit minerallerinin analiz sonuçlarına göre $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ oranları 0.15 – 0.33 aralığındadır. Passaglia vd. (1990) tarafından belirlenen $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ oranları Havai (A.B.D.) bölgesinde gelişen filipsitler için 0.3, Palagonia (İtalya, Catania) bölgesindeki palagonitik bazaltlarda şabazit ve gonnardit ile birlikte bulunan filipsitler için 0.1 civarındadır (Passaglia ve Sheppard, 2001).



Şekil 3.49. Filipsit minerallerinin $\text{CaO}+\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 10 \cdot (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ diyagramındaki iz düşümlerinin kayaç türlerine göre değişimi (Fuentes, 2004; Iijima, 1978; Viereck vd., 1982; Zeng ve Liou, 1982; Gottardi ve Galli, 1985; Cho vd., 1986, 1987; Aguirre ve Atherton, 1987; Deer vd., 1992; Vergara vd., 1993; Cochemé vd., 1996; de’Gennaro ve Langella, 1996; Ibrahim ve Hall, 1996; Di Renzo ve Gabelica, 1997; Aguirre vd., 2000; Vattuone vd., 2001; Fuentes vd., 2004).

Filipsit örneklerinin Si/Al değerleri şabazitler için, ortaç zeolitleri tanımlayan 2 değerine yakın veya bu değer üzerinde (Marcel, 2003). Rr değerleri 0.587 ile 0.636 aralığında olup tespit edilen şabazitlerin Rr değerlerinin ortalaması 0.623’dür (Şekil 3.50). Kaiserstuhl volkanik kompleksinde (Almanya) tespit edilen amigdaloidal şabazit örnekleri için Rr değerleri 0.58 ile 0.75 aralığında değişmektedir (Livingstone, 1986; Passaglia ve Sheppard, 2001).



Şekil 3.50. Filipsitler için $R^{+2} - R^{+} - Si$ kasyon dağılımlarının kayaç türlerine göre değişimleri (Passaglia, 1970).

3.5.3. Diğer İkincil Minerallerin Mineral Kimyaları

3.5.3.1. Karbonat Mineralleri

Çalışma alanında volkanitlerin kırık, çatlak ve boşluklarında, ayrıca monzogabroların dokanak zonlarında boşluklarda kalsit ve dolomit mineral kimyaları ICP-AES ve MS ile belirlenmiştir (Ek Tablo 9). Karbonat mineralleri tomsonit, natrolit, analsim ve şabazit tür zeolit minerallerine eşlik edebilmektedir (Ek Tablo 1 ve Ek Şekil 3). Yalnızca volkanik breşlerde çatlak dolgusu olarak gelişmiş 42 numaralı örnek dolomit olarak sınıflandırılmıştır. X-ışını difraktogramlarında da bu örnek dolomit olarak belirlenmiştir (Şekil 3.20h). Diğer tüm karbonat mineralleri kalsit tür olarak belirlenmiştir.

Ek Tablo 9 incelendiğinde, kalsit ve dolomit örneklerinin bazılarında yüksek Al_2O_3 ve SiO_2 değerlerinin saptanması örneklerin saflaştırılması esnasında karbonatların zeolitlerden tamamen ayrılamadığına işaret etmektedir.

3.5.3.2. Apofillit

Mineral kimyası analizlerinde apofillit mineraline rastlanılamamıştır. Ancak bazaltların boşluklarında bulunan apofillit minerallerinden X-ışınları difraktometre çalışmaları ile monomineralik olduğu belirlenen bir örnekten itibaren ana ve iz element ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır (Ek Tablo 9). Analiz sonuçlarına göre apofillit

minerali florapofillit olarak tanımlanmış olup, genel formülü $K_{0.0771}Ca_{3.85}Na_{0.052}F_{0.312}Si_{7.71}O_{20}$ şeklindedir.

3.5.3.3. Kil Mineralleri

Çalışma alanında bulunan aglomera, volkanik breşler ve bazaltların gaz boşluklarında, breş çakılları arasındaki bağlayıcı malzemedeki kırık ve boşluklarda, monzogabronun dokanak zonlarındaki kırık ve boşluklarda ilk oluşan ve boşluk çeperine sarılan mineral türleri genellikle kil mineralleridir. Bazı kayaç boşluklarında konsantrik sarılımlar şeklinde görülebilmektedirler. İnce kesitte renkleri yeşil ve kahverengi tonlarda (Şekil 3.4) olabilen bu kil çeperlerinin kimyaları da farklılık göstermektedir (Ek Tablo 10).

Yapılan mineral kimyası analizlerine göre (Ek Tablo 10), kil çeperlerinin büyük çoğunluğu korrensit tür karışık tabakalı kil minerallerinden oluşmaktadır. Ancak, klorit kimyasına yakın bileşimli olanlarda görülmektedirler (Ek Tablo 10).

3.6. Kayaç Jeokimyası

3.6.1. Giriş

Çalışma alanındaki volkanik kayaçların ve monzogabroların ana, iz ve nadir toprak element (NTE) içerikleri tespit edilmek suretiyle jeokimyasal öz nitelikleri değerlendirilmiş ve daha önceki çalışmalar ile ilişkilendirilmeleri amaçlanmıştır.

İzlanda'da yürütülmüş benzer çalışmalarda, zeolitleşmenin bazaltik kayaçların boşluk ve çatlaklarında gerçekleştiği ve zeolit mineralinin geliştiği haznenin çeperlerinin killeştiğinden söz edilmiştir ancak kayacın genel bileşimi itibariyle alterasyondan söz ettirecek kadar etkilemediğini belirtilmiştir (Weisenberger ve Selbakk, 2009; Ehlmann vd., 2012). Kayaç alterasyonundan ziyade kayaç oluşumunu takiben süren hidrotermal aktiviteden söz edilmektedir (Triana vd., 2012). Yine İzlanda'da ki sondaj kuyularından temin edilen örneklerin belirgin alterasyon gösterdiği ve 458m derinliklerde breş ve tuf benzeri hyaloklastitler ile arakatkılı altere bazaltların olduğu ve bazaltların daha çok klorit/simektit tür kil mineralleri içerdiği, 200 – 458 m arasında zeolitlerin bulunduğu ve zeolit ihtiva eden kayaçların petrografisinin diğerlerine nazaran daha taze olduğu belirtilmiştir (Marosvölgyi, 2009).

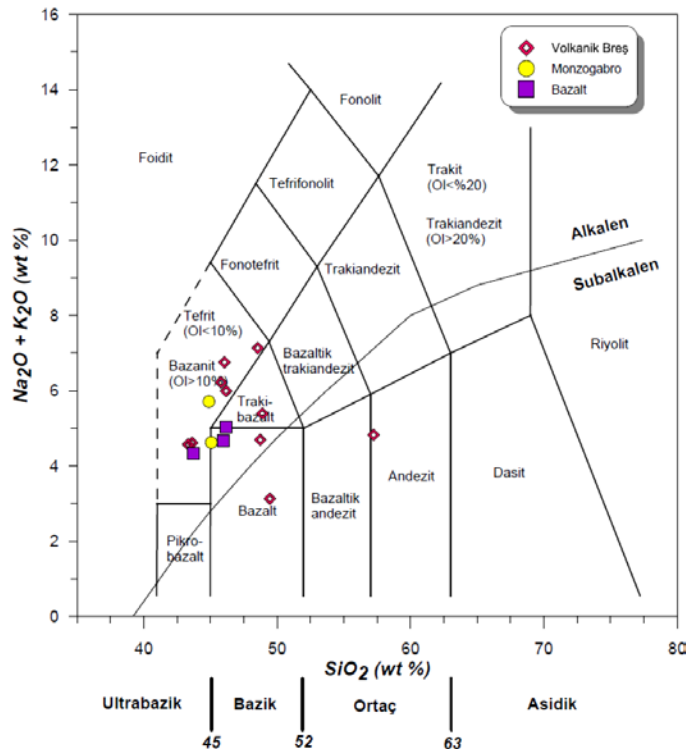
İran'da ki benzer çalışmalarda yer yer 130m kalınlığa ulaşan andezit, bazalt, trakibazalt ve bu kayaçlara ait piroklastitlerin boşluk ve kırıklarında % 15'e varan oranlarda zeolit gelişimleri tespit edilmiştir. Zeolitleşmenin haricinde göze çarpan en belirgin alterasyon zeolitleşmenin gerçekleştiği haznenin çeperlerindeki yeşil – gri tonlarda killeşme – kloritleşmedir. Bazaltik kayaçların ilksel bileşimlerinin, zeolitleşmenin gerçekleştiği hazne dışında bozulmadığı ve belirgin bir alterasyon emaresi göstermediği kayaç kimyalarından anlaşılmaktadır (Bazargani-Guilani ve Rabbani, 2004).

3.6.2. Kayaçların Kimyasal Adlandırılması

Tüm kayaç analizleri gerçekleştirilen örneklerin ana, iz ve NTE içerikleri Ek Tablo 11'de verilmiştir.

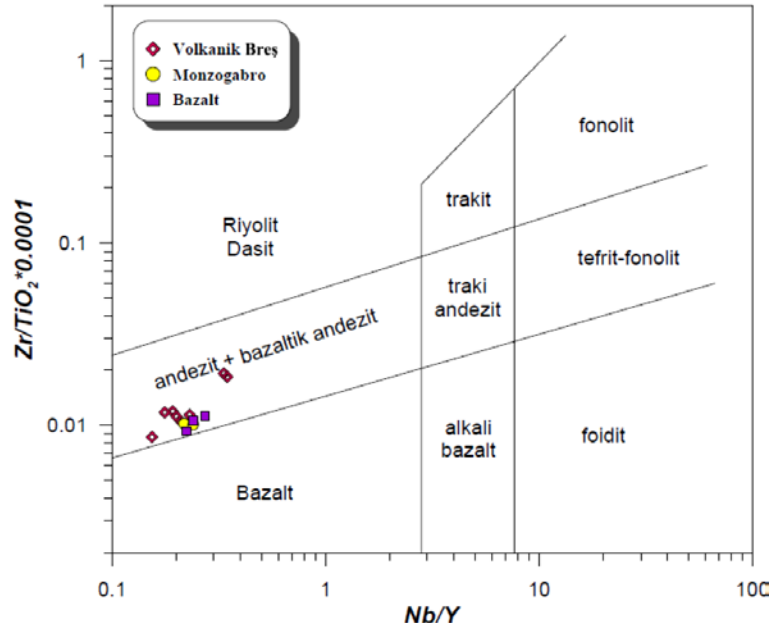
Kayaçlarda ikincil mineral oluşumu sıklıkla görüldüğü için tüm kayaç kimyalarındaki değişimler zeolit ve diğer ikincil mineral kimyaları tarafından etkilenmektedir. SiO₂'ye karşı toplam alkali diagramında bu etki açıkça görülmektedir (Şekil 3.51). Kırık ve boşluk dolgusu olarak ikincil mineraller içermeleri sebebi ile her ne

kadar analize hazırlık esnasında kırık ve boşluklardan steril kayaç örnekleri seçilmeye çalışılmış olsa dahi SiO_2 'ye karşı $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramında tüm örneklerde tipik bir alkali zenginleşmesi görülmektedir. Dolayısıyla, petrografik olarak bazaltik bileşimli olduğu tespit edilen bazalt ve volkanik breş örnekleri düşey bazalttan itibaren traki-bazalt ve bazanit-tefrit alanına düşmektedir. Benzer zenginleşme monzogabro örneklerinde de tespit edilmiştir. Bu veri, özellikle bu tür kırık, boşluk dolgusu içeren kayaçlarda mikro ölçekli boşlukların her daim bulunabileceği, dolayısıyla SiO_2 'ye karşı $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramının uygun olmadığını işaret etmektedir (Şekil 3.51).



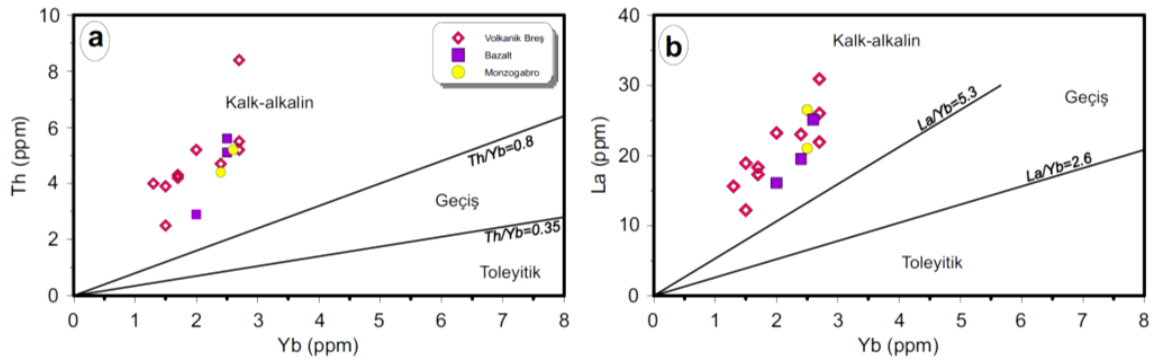
Şekil 3.51. Çalışma alanındaki kayaçların SiO_2 'ye karşı $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramı (Le Maitre vd., 2002; Alkali-Subalkali ayırım çizgisi Irvine ve Baragar (1971)'den alınmıştır).

Kayaç sınıflandırmasında SiO_2 'ye karşı toplam alkali diyagramının güvenilir sonuçlar vermemesi sebebiyle, hareketliliği az olan iz elementlerden yararlanarak düzenlenmiş olan Nb/Y'a karşı $\text{Zr}/\text{TiO}_2 * 0.0001$ (Winchester ve Floyd, 1977'den değiştirilerek Pearce, 1996) diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagrama göre, incelenen kayaçların geneli bazalt alanına yakın, andezit + bazaltik andezit alanına düşmektedirler (Şekil 3.52).



Şekil 3.52. Çalışma alanındaki volkanitlerin Nb/Y'ye karşı $Zr/TiO_2 \cdot 0.0001$ diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977'den değiştirilerek Pearce, 1996).

Bilici (2013) tarafından Tekkeköy volkanitleri üzerinde gerçekleştirilen çalışmada AFM diyagramına göre (Irvine ve Baragar, 1971), volkanitlerin kalk-alkalen, geçiş karakterli olduğu belirlenmiştir. Nitekim, bu çalışmada incelen kayaçların jeokimyasal karakteristikleri de Ross ve Bedard (2009)'ın Yb'ye karşı Th, Y'ye karşı Zr ve Yb'ye karşı La diyagramlarına göre geçiş sınırına yakın kalk – alkalin karakterli olarak belirlenmiştir (Şekil 3.53).



Şekil 3.53. Çalışma alanındaki kayaçların Yb (ppm)'a karşı Th (ppm) (a), Yb (ppm)'a karşı La (ppm) (b) diyagramları (Toleyitik, geçiş, alkalin ayırım doğruları Ross ve Bedard, 2009'dan alınmıştır).

3.6.3. Ana Oksit ve İz Element Jeokimyası

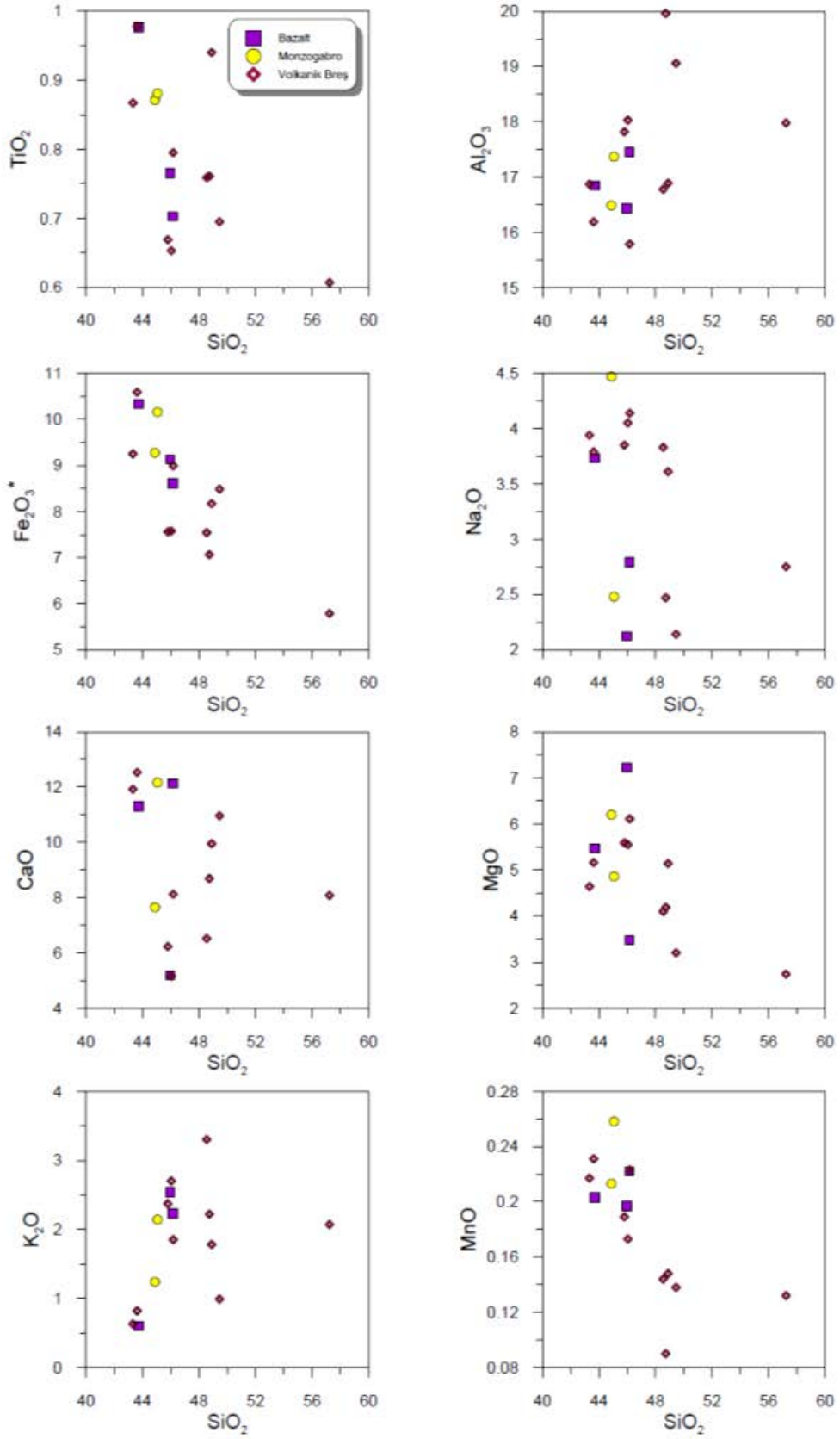
Tekkeköy volkanilerinin ana oksit ve iz element jeokimyası Bilici (2013) tarafından ayrıntılı olarak irdelenmiş ve bu kayaçların gelişiminde plajiyoklas, klinopiroksen, hornblend, apatit ve Fe-Ti oksit fraksiyonlaşmasının etkin olduğu ifade edilmiştir.

Volkanik breş çakıllarının SiO_2 içerikleri % 43.32 ile 57.23, monzogabroların SiO_2 içerikleri % 44.88 ile 45.06 ve bazaltların SiO_2 içerikleri % 45.95 ile 48.89 arasında değişmektedir (Ek_Tablo 11; Şekil 3.56). İncelenen volkanitlerin ve monzogabro örneklerinin SiO_2 'ye karşı ana element değişim diyagramlarında nispeten düzgün yönsemeler görülmekle birlikte, ikincil mineral oluşumlarının ana oksit değişim diyagramlarındaki yönsemeleri etkilediği muhakkaktır (Şekil 3.56). FeO ve TiO_2 grafiklerindeki SiO_2 'ye karşı olan negatif korelasyonlar klinopiroksen ve manyetit ayrımlanmasını ve bununla paralel olarak CaO azalması klinopiroksen ve plajiyoklas ayrımlanması ile birlikte Na_2O azalması plajiyoklas ayrımlanmasını ifade etmektedir. Yine MgO grafiğindeki negatif korelasyon büyük ölçüde klinopiroksen ayrımlanmasının işaretçisidir. Fakat, bu örneklerin yüksek sodik-kalsik zeolit içerikleri yönsemelerin kısmen dağınık olmasına neden olmaktadır.

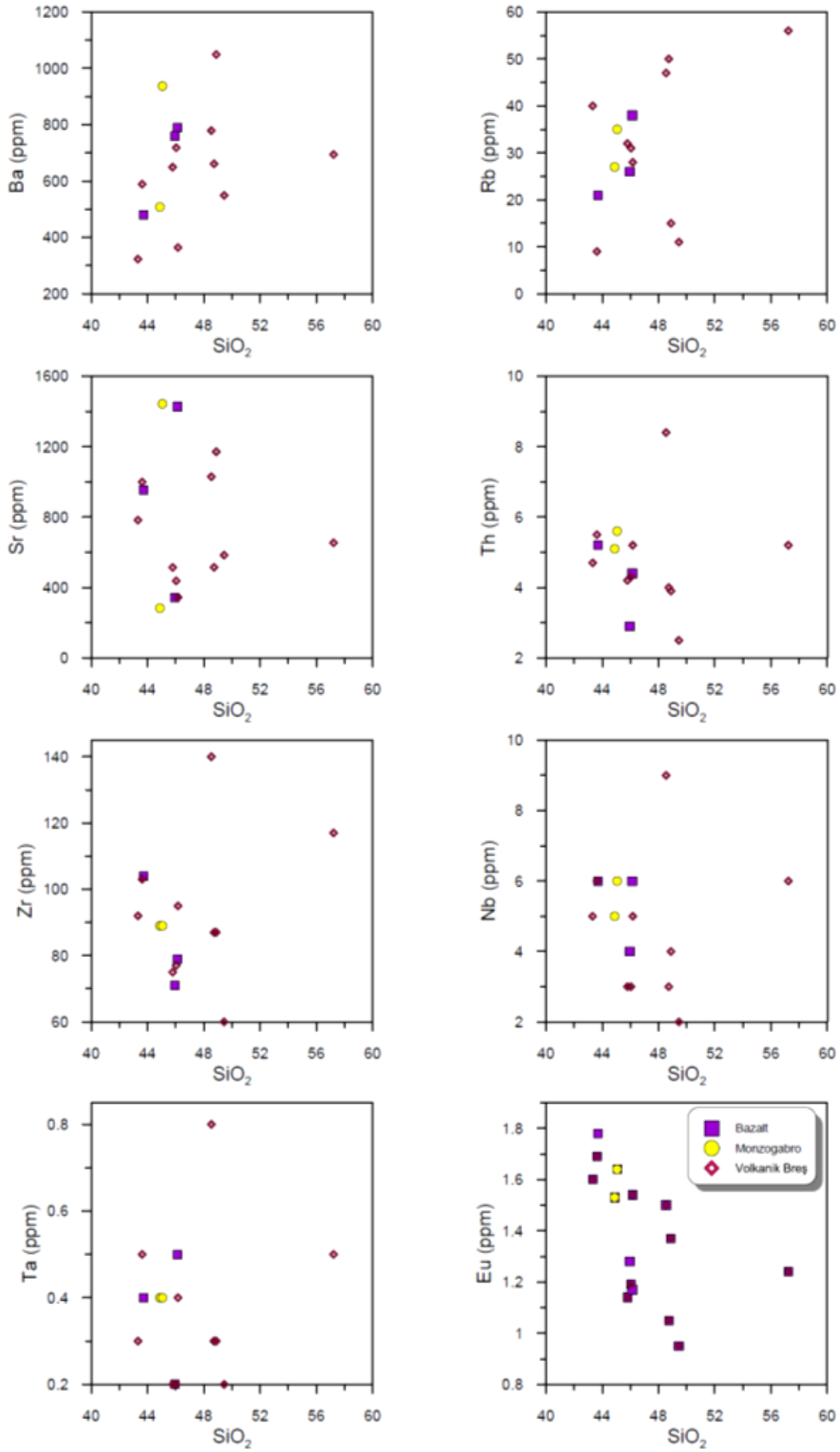
İz elementlerin SiO_2 'ye göre değişimleri irdelendiği vakit, Zr diyagramındaki negatif korelasyon klinopiroksen ayrımlanması ile ilişkilendirilebilir. Eu diyagramındaki negatif korelasyon ise sırasıyla plajiyoklas ve klinopiroksen ayrımlanmasını göstermektedir (Şekil 3.55).

Petrografik incelemelerinde ve mineral kimyası analizlerinde kayaç örneklerinin gaz boşluklarında klorit/simektit tür kil mineralleri geliştiği belirlenmiştir. Bu karışık tabakalı kil mineralinin oluşum süreci MgO ve Na_2O çökmesi sürecinin devamı olarak düşünülmesi yerinde bir görüş olacaktır. Haliyle, Mg^{+2} değerindeki artışlar klorit oluşumuna işaret edebilir.

Zeolit minerallerinin katyonlarını oluşturan Na, Ca, K, Mg gibi ana oksit ve Ba, Sr, Rb gibi iz element diagramlarındaki düşey yönde yönsemeler irdelendiğinde örneklerin SiO_2 oranlarında fazla bir değişme olmamasına karşın alkali element içeriklerinin ani artış göstermiş olmaları kayaç örneklerinin ikincil minerallerden tamamen arındırılmamış olduğuna işaret eder. (Şekil 3.54; Şekil 3.55). Dolayısıyla, bu elementlerdeki pozitif ve negatif yönsemelerin değerlendirilmesinde özellikle zeolit minerallerinin yapısına giren elementler göz önünde tutulmalıdır.



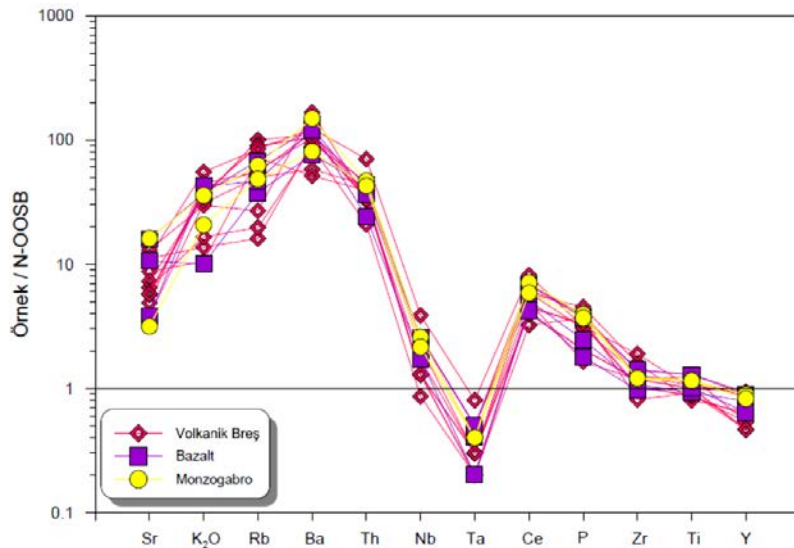
Şekil 3.54. Çalışma alanındaki kayaçların SiO₂ (%)’ye karşı ana oksit (%) değişim diyagramları.



Şekil 3.55. Çalışma alanındaki kayaçların SiO₂ (%)’ye karşı iz element (ppm) değişim diyagramları.

3.6.4. Uyumsuz Elementler

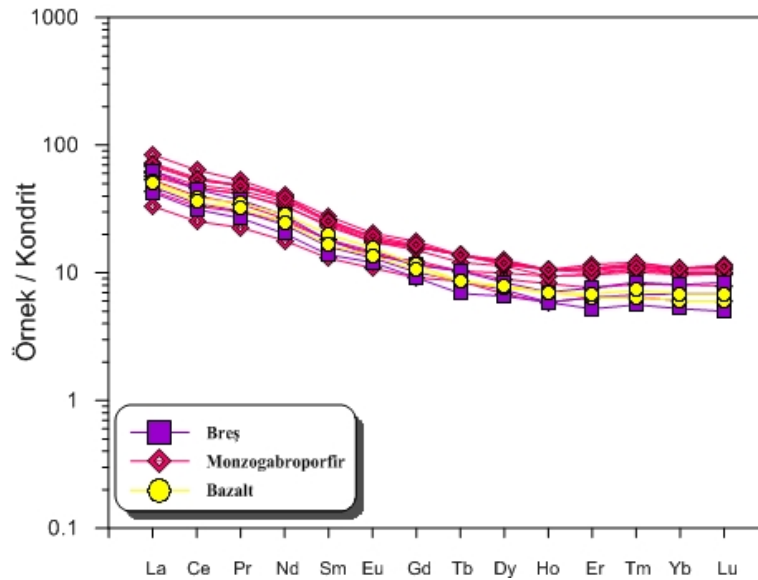
İncelenen kayaçların N-tipi okyanus ortası sırtı bazaltına (N-OOSB) normalize edilmiş iz element diyagramlarından yola çıkılarak, köken magma hakkında fikir elde edilmeye çalışılmıştır (Şekil 3.56). Uyumsuz element diyagramlarında kayaçların büyük iyon yarıçaplı elementler bakımından, yüksek çekim alanlı elementlere nazaran daha fazla zenginleşme görülmektedir. Ancak, ikincil mineral gelişimlerinin etkin olduğu bu tür kayaçlarda özellikle büyük iyon yarıçaplı elementlerin yalnızca magmatik köken ile ilişkilendirilmesi doğru değildir. Nitekim her ne kadar kayaçların tamamına yakını petrografik gözlemlerde taze gibi görülse de, serisitleşmeye başlamış plajyoklas minerallerini ve tomsonitlerin Sr'a karşı seçici toplayıcı özelliklerinden ötürü mineral kimyalarını hesaba katarak Sr anomalisini yorumlayabiliriz. Bilici (2013) tarafından aynı kayaçlar üzerinde yapılan çalışmada da bu çalışmadaki gibi büyük iyon yarıçaplı element (Sr, K₂O, Rb, Ba) konsantrasyonlarında artış, yüksek çekim alanlı element (Nb, Zr, TiO₂, Y) konsantrasyonlarında ise azalış görüldüğü belirtilmiştir. Buradan, hareketle kayaçların yitimle ilişkili kalk-alkalen adayayı magmatizma ürünleri olduklarından söz etmek mümkündür (Pearce, 1983).



Şekil 3.56. Çalışma alanındaki kayaçların N-tipi okyanus ortası sırt bazaltına normalize edilmiş uyumsuz iz element dağılımları (Normalleştirme değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

3.6.5. Nadir Toprak Elementler

İncelenen kayaçların toplam kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementler yönsemeleri çok benzer olup, böylelikle tüm kayaç türlerinin aynı kökenden türediği öne sürülebilir (Şekil 3.57; Ek_Tablo 11). Kayaçlar NTE bakımından zenginleşme göstermektedir. Ancak ağır nadir toprak elementler, hafif nadir toprak elementlere oranda daha fazla artış göstermişlerdir. Bu diyagramda kondrite göre hafif nadir toprak elementler ortalama 80 kat, ağır nadir toprak elementler ise ortalama 10 kat artmıştır. Analsim tür zeolitlerin Ce elementi için seçici toplayıcı özelliği olduğundan ötürü pozitif Ce anomalileri analsimleşme ile ilişkilendirilebilir (Keith vd., 1983; Preleviç vd., 2004; Yuxian, 2011; Yokomori, 2014). Örneklerde belirgin bir Ce anomalisi görülmemesi analsim oluşumlarının volkanitlerin kimyalarında etkin olmadığını ifade etmektedir.



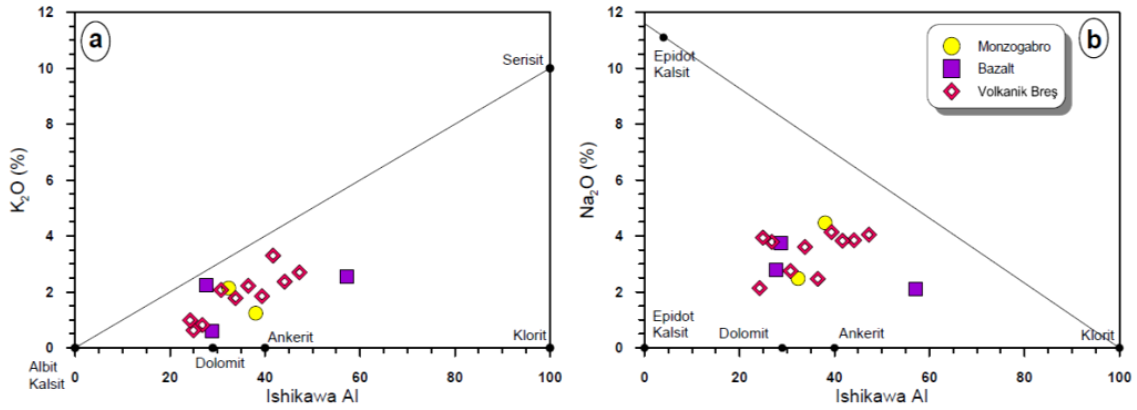
Şekil 3.57. İncelenen kayaçların kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element içerikleri (Normalleştirme değerleri Taylör ve McLennan, 1985'e göredir).

3.6.6. Alterasyon İndeksleri

Kayaçları oluşturan ana minerallerde petrografik gözlemler esnasında belirgin bir alterasyon görülmemektedir. Ancak, kayaç boşluklarında ve çatlaklarında kil, klorit ve karbonat türlerinde ikincil mineral oluşumları tespit edilmiştir. İlave olarak, hyalo doku gösteren volkanitlerdeki camsı kısımlarda az oranda killeşmeler görülmektedir. Tespit

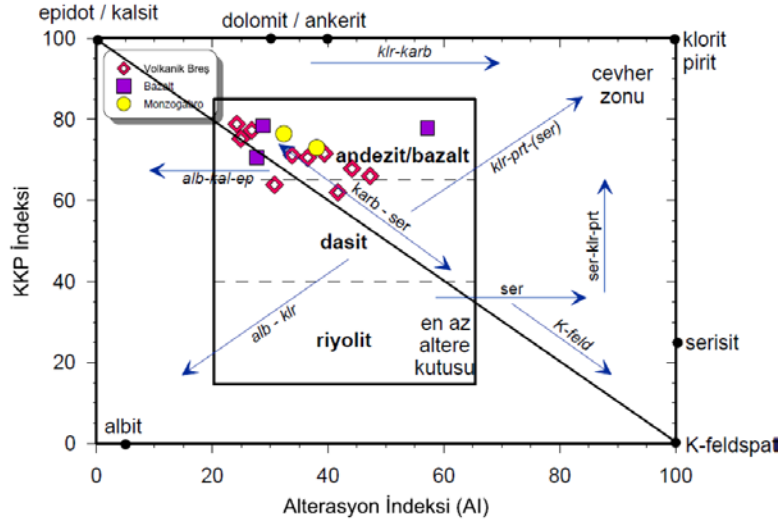
edilen zeolit, kil, karbonat ve silis mineral gelişimleri büyük çoğunlukla kayaçlardaki gaz boşluklarında veya kırık ve çatlaklarda görülmektedir.

Ishikawa alterasyon indeksi ($AI=100*(K_2O+MgO)/(K_2O+MgO+Na_2O+CaO)$) plajyoklas ve volkanik camın serisitleşme ve kloritleşme derecesini saptamada kullanılmıştır (Ishikawa vd., 1976). Buna göre Large vd. (2001) alterasyon indeksi değeri 20 ile 60 aralığında tespit edilen kayaçların alterasyondan etkilenmemiş, 50 ve 100 aralığındakilerin ise hidrotermal alterasyondan etkilenmiş olduklarını belirtmiştir. Çalışma alanındaki kayaçlarda hesaplanan AI değerleri ise 24.94 ile 57.17 aralığında değişiklik arz etmektedir (Şekil 3.58, Ek Tablo 11). Bu değerlerin düşük olması örneklerin az altere olduğu şeklinde yorumlanabilir ancak alterasyon türü bazında değerlendirildiği vakit karbonatlaşmanın hakim olduğu görülmektedir.



Şekil 3.58. Çalışma alanındaki kayaçlarda Ishikawa alterasyon indeksine karşı K_2O ve Na_2O değişimleri. Mineral yönsmeleri Large vd. (2001)'e göre.

Ishikawa alterasyon indeksi karbonat çökelişimini dikkate almadığından ve serisit – klorit ayrımını kesin olarak yapamadığından ötürü klorit – karbonat – pirit ($KKPI=100*(MgO+FeO)/(MgO+FeO+Na_2O+K_2O)$) indeksi özellikle mafik kayaçlar için daha kullanışlı olacağı düşünülmüştür. Aynı zamanda, indeks denizaltı diyajenetik süreci esnasında oluşabilecek feldspat, zeolit, kil, epidot gibi minerallerin hidrotermal veya diyajenez – diyajenez metamorfizma geçişlerinde mi oluştuğu hakkında belirli ip uçları sunmaktadır (Large vd., 2001). Buna göre, incelenen kayaç örneklerinin tamamı en az altere alanı içerisinde andezit/bazalt alanında toplanmışlardır (Şekil 3.59). İncelenen kayaçlarda KKP indeksi ortalama 72, Ishikawa alterasyon indeksi ise ortalama 35.56'dır (Ek Tablo 11). Bu verilere göre kayaçlarda belirgin bir hidrotermal alterasyona uğramadığı söylenebilir.



Şekil 3.59. Çalışma alanındaki kayaçların Ishikawa alterasyon indeksine (AI) karşı klorit-karbonat-pirit indeksi (KKPİ). En az altere kutusu, alterasyon yönsemeleri ve mineraller Large vd. (2001)'e göre.

3.6. Duraylı İzotop Analizleri

3.6.1. Giriş

Zeolit minerallerinde duraylı izotop çalışmaları, zeolitlerin yapılarında moleküler su ihtiva etmeleri ve herhangi bir basit yöntem ile bu moleküler suyun molekül yapısı dışına çıkarılamaması sebebiyle, günümüz şartlarında başlı başına bir sorun teşkil etmektedir (Feng, 1991; Demeney, 1997; Karlsson, 2001; Sharp, 2007). Bu sebepten ötürü izotop analizi esnasındaki dehidratasyon sürecinde özel ısıtma ve vakum teknikleri uygulanmalıdır (Feng, 1991; Karlsson, 2001).

Çalışılan zeolit minerallerinin duraylı izotop analizlerine hazır hale getirilmesi esnasındaki ısıtma işlem uygulamalarında, her bir zeolit örneği için seçilen sıcaklık aralıkları literatürdeki dehidratasyon sıcaklıkları da dikkate alınarak (Feng, 1991, Savin ve Feng, 1993) belirlenmiştir. Literatürdeki veriler çalışılan örnekler üzerinde DTA-TG tekniği ile örneklere ait dehidratasyon sıcaklıklarının belirlenmesi ile test edilmiş (Ek Şekil 4) ve uyumlu sonuçlar elde edilmiştir. Buna göre; izotop analizi yapılan zeolit türlerinde dehidratasyon sıcaklıkları analsimler için 450°C, natrolitler için 350°C, tomsonitler için 370°C olarak tespit edilmiştir. Analiz edilmeden hemen önce, örnekler bu sıcaklıklara kadar 10°C/dk şeklinde, kademeli olarak ısıtılmıştır. Karbonat ve apofillit mineralleri için fazladan herhangi bir işlem uygulanmamıştır.

3.6.2. Oksijen ve Hidrojen İzotopları

Çalışma alanındaki farklı litolojilerden derlenen natrolit, analsim ve tomsonit örneklerine ait $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri Tablo 3.7’de verilmiştir. Zeolit örneklerinin tamamının izotopik bileşimleri birbirleri ile benzerlik arz etmektedirler ve kayaç türüne göre önemli bir farklılık göstermezler. $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰11.1 ile 20.1 ve δD değerleri ise ‰-80 ile -116 aralığındadır. Apofillite ait $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰8,60 ve δD değeri ‰-95 arasındadır.

Tablo 3.7.’deki değerler Şekil 3.60’a aktarılmıştır. Şekil 3.60’a magmatik, metamorfik sulara ait izotopik bileşimler (Sheppard, 1986) ile günümüz Karadeniz deniz suyunun izotopik bileşimi (Balderer, 1999) ve volkanik uçuculara ait izotopik bileşimler (Hedenquist ve Lowenstern, 1994) aktarılmıştır. Ayrıca, diyagramda yüzey sıcaklıklarında oluşmuş kaolenit, montmorillonit çizgileri de verilmiştir (Savin ve Epstein, 1970). Güncel

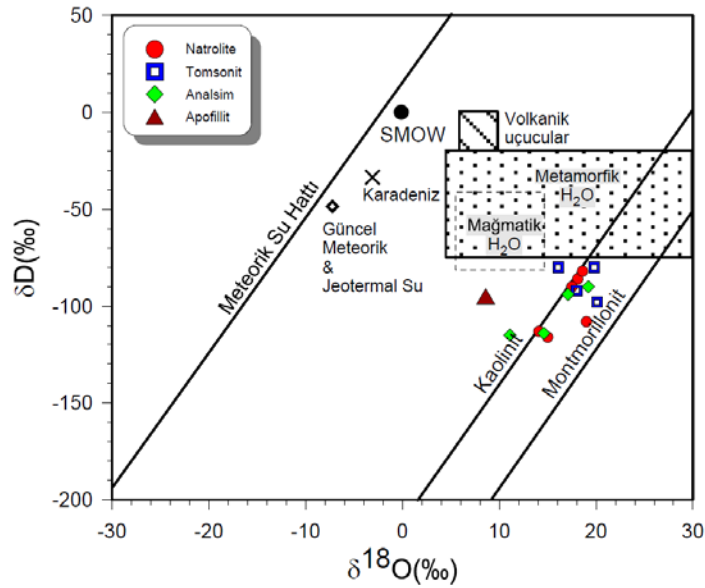
meteorik ve jeotermal su değeri ise Faure vd. (2002)'den alınarak diyagramda işaretlenmiştir. Buna göre, Şekil 3.60'da zeolitlere ait izotopik bileşimler kaolinit çizgisi yakınlarında yer alır. Tomsonitler, magmatik su alanına daha yakın izotopik bileşime sahipken natrolit ve analsimler düşey yönde magmatik su alanından itibaren yayılarak benzer karakteristikler sergilerler. Lawrance ve Taylor (1971, 1972) tarafından killer üzerinde yapılan çalışmalarda, bu minerallerin yüksek sıcaklıkta oluşmaları durumunda meteorik su yakınlarında izotopik bileşim vermeleri gerektiğine işaret etmişlerdir. Bu veriler incelendiğinde, zeolitlerin oluşum sıcaklığının çok yüksek olmadığı fakat tomsonit, analsim ve natrolit oluşum sıcaklıklarının farklı olabileceğine işaret eder. Apofillitin, izotopik bileşimi ise kaolinit çizgisi ile magmatik su alanı arasında, tomsonitlerin düşey yönde hemen altında yer alır. Muhtemelen, tomsonitlerden daha düşük sıcaklıklarda oluşmuşlardır.

Analsim minerallerinin oluşumları magmadan itibaren direkt kristallenme, lösit-analsim transformasyonu gibi süreçlerle, hidrotermal akışkanları etkisiyle ve veya sedimanter ortamlarda gerçekleşebilir ve bu minerallerin izotopik özellikleri kısmen oluşum ortamlarını yansıtır (Karlsson, 2001). Nitekim; Karlsson ve Clayton, (1990); Demeney vd., (1997) ve Karlsson, (2001) verilerine göre magmatik analsimlerin $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ 8.7 – 14.3, hidrotermal analsimlerin $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰ 4.3 – 26.6 aralığında değişmektedir ve bu iki tip analsim gelişimini sadece izotopik veriler ile ayırmak mümkün değildir. Zira, hidrotermal analsimlerin sahip olduğu bu geniş aralık, magmatik analsimlerin ayırt edilebilirliğini güçleştirmektedir. Çalışma alanındaki analsimlerin magmatik ve hidrotermal kökenli analsimlere benzer izotopik karakteristikler sundukları söylenebilir (Tablo 3.7). Fakat, gerek dokusal özellikleri, gerekse oluşum ortamı göz önünde bulundurulduğu vakit, çalışma alanındaki analsimlerin magmatik kökenli olma olasılıkları yoktur.

Kayaç türleri bazında incelendikleri zaman monzogabrolarda ki analsimlerin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri sırasıyla ‰ 11.1, ‰ -115'dir. Volkanik breşlerdeki analsimlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰ 14.6 ile 19.2 ve δD değerleri de ‰ -90 ile -114 aralığındadır. Monzogabro birimindeki analsimlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin bu kadar düşük oluşu, bu tür kayaçtaki analsimlerin oluşumlarında magmatik su katkısının daha fazla olabileceğine işaret etmektedir. Natrolit ve tomsonit tür zeolitlerin $\delta^{18}\text{O}$ bileşimleri volkanik breşlerin çakılları arasındaki boşluklarda bulunan analsim mineralleri ile yakın değerlerdedirler (Tablo 3.7).

Tablo 3.7. İncelenen zeolit minerallerinin ve apofillitin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD duraylı izotop bileşimleri.

Örnek No	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}(\text{‰})$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}(\text{‰})$	Kayaç Türü	Zeolit Türü
1	18.1	-86	Volkanik Breş	Natrolit
8	18.6	-82	Monzogabro	Natrolit
50b	17.5	-90	Volkanik Breş	Natrolit
29	19	-108	Volkanik Breş	Natrolit
32	14.1	-113	Masif Bazalt	Natrolit
55	15	-116	Volkanik Breş	Natrolit
19	19.8	-80	Bazalt	Tomsonit
21	20.1	-98	Bazalt	Tomsonit
24	16.1	-80	Bazalt	Tomsonit
25	18	-92	Volkanik Breş	Tomsonit
10	11.1	-115	Monzogabro	Analsim
35	14.6	-114	Volkanik Breş	Analsim
41	17.1	-94	Volkanik Breş	Analsim
50a	19.2	-90	Volkanik Breş	Analsim
21ap	8.6	-95	Bazalt	Apofillit



Şekil 3.60. Çalışma alanındaki bazı natrolit, tomsonit, analsim ve apofillitin $\delta^{18}\text{O}$ 'ya karşı δD diyagramı. Kaolinit ve montmorillonit çizgileri Savin ve Epstein (1970), volkanik uçucular alanı Hedenquist ve Lowenstern (1994), güncel meteorik ve jeotermal su değeri Faure vd. (2002), magmatik ve metamorfik su alanları Sheppard (1986), Karadenize ait izotopik bileşim Balderer (1999)'dan alınmıştır.

3.6.3. Karbon İzotopları

Karlsson ve Clayton (1990) kalsit ve analsim birlikteliklerinde kalsitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin analsimler ile benzerlik gösterdiğinden ve bu birlikteliğin oluşum koşullarının belirlenmesinde jeotermometre olarak kullanılabileceklerinde bahsetmiştir. İncelenen karbonat örneklerin PDB'ye göre $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰ -3.9 ile -12.4 aralığındadır. PDB'ye göre $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise ‰ -68.3 ile 3.44 aralığındadır (Tablo 3.8).

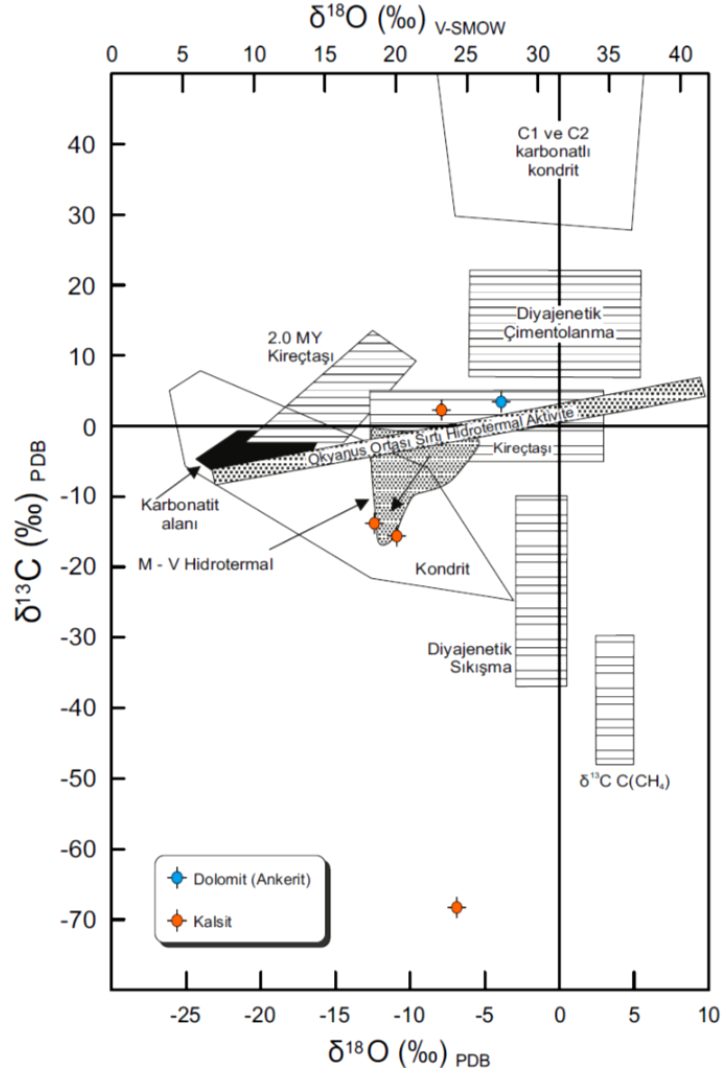
Tablo 3.8. Çalışma alanındaki karbonat minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri. $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ değerleri Freidman ve O'Neil (1977) 'ye göre hesaplanmıştır.

Örnek No	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)	Kayaç Türü	Mineral Türü
9	23.77	-6.88	-68.3	Monzogabro	Kalsit
18	19.62	-10.9	-15.6	Bazalt	Kalsit
34	18.08	-12.4	-13.8	Volkanik Breş	Kalsit
42	26.84	-3.9	3.44	Volkanik Breş	Dolomit
57	22.72	-7.9	2.28	Bazalt	Kalsit

$\delta^{18}\text{O} - \delta^{13}\text{C}$ diyagramında dağılımları incelendiğinde iki örneğin M – V Hidrotermal alanına iki örneğin ise kireçtaşı çökelim alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 3.61). Bu örneklerin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri incelendiğinde kayalarda, meteorik su dolaşımı neticesinde atmosferik CO_2 'in oluşturduğu bikarbonat (HCO_3) iyon aktivitesi ile çökelim gerçekleştiği ileri sürülebilir (Yui, 1999; Hoefs, 1997).

M – V hidrotermal alanına düşen örnekler karbonat çökelim sürecinde hidrotermal akışkanların diyajenetik süreçlere ilave olarak oluşum esnasında etken rol oynadığını göstermektedir (Şekil 3.61). Hidrotermal sistemlerde çökelen kalsitin en büyük kaynağı sistemde mevcut olan CO_2 'dir (Zheng, 1990).

$\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰ -68.3 olan kalsit minerali için bu kadar düşük bir $\delta^{13}\text{C}$ değerinin, karbonat çökelim sürecindeki bikarbonat (HCO_4) anyonu katkısı neticesinde süzülerek gelen organik kökenli karbon sebebiyle ve yapısındaki safsızlıktan ötürü olması muhtemeldir. Nitekim kimyasal analizinde de % 1.89 SiO_2 içerdiği tespit edilmiştir.



Şekil 3.61. İncelenen karbonat minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine göre farklı oluşum ortamları (M-V:Mississippi Vadisi Tipi). (Hudson, 1977; Baker ve Fallick, 1989, Stakes ve O'Neil, 1982; Richardson vd., 1988; Wright vd., 1988; Deines ve Gold, 1973, Rollinson, 1993).

3.6.4. Alterasyona Sebep Olan Akışkanların Sıcaklığı

İkincil mineral gelişimi esnasında aynı sıcaklık değeri tüm mineraller için etkin olamayacağından jeotermometre hesaplamalarında oluşumda etkin olan sıvının izotopik bileşiminin belirli bir aralıkta değiştiği varsayılır. Günümüz Karadeniz $\delta^{18}\text{O}$ izotop bileşiminin ‰-3 (Balderar, 1999) olduğu bilinmektedir. Benzer şekilde volkanojenik masif sülfür yatakları gibi ortamlarda hidrotermal akışkanların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰ 0 ile +4 arasındadır (Schardt vd., 2001). Buna göre, analsim ve kalsit için oluşum sıcaklığı hesaplamaları ‰-3 ile +4 arasında $\delta^{18}\text{O}_{\text{SIVI}}$ değerleri için formül (3.1) ve (3.2) kullanılarak yapılmıştır.

$$1000 \ln \alpha_{(analsim - sıvı)} = 3.48 \times 10^6/T^2 - 4.62 \quad (\text{Karlsson, 2001}) \quad (3.1)$$

$$1000 \ln \alpha_{(kalsit - sıvı)} = 2.78 \times 10^6/T^2 - 2.89 \quad (\text{Freidman ve O'Neil, 1977}) \quad (3.2)$$

Elde edilen sonuçlar analsimler için Tablo 3.9 ve kalsitler için Tablo 3.10'da verilmiştir. Buna göre, volkanojenik masif sülfid yataklarındaki hidrotermal akışkandan itibaren türeyen analsimlerin oluşum sıcaklıklarının 152,57-286,76°C arasında, günümüz Karadeniz bileşiminin etkin olduğu bir akışkandan itibaren oluşan analsimlerin oluşum sıcaklıklarının ise 205,32-426,94 °C arasındadır (Tablo 3.9). Kalsit için oluşum sıcaklıkları incelendiğinde volkanojenik masif sülfid yataklarındaki hidrotermal akışkandan itibaren türeyen kalsitlerin oluşum sıcaklıklarının 48,56-171,23°C arasında, günümüz Karadeniz bileşiminin etkin olduğu bir akışkandan itibaren oluşan analsimlerin oluşum sıcaklıklarının ise 26,99-119°C arasında olduğu belirlenmiştir (Tablo 3.10).

Buna göre; analsimlerin oluşumları günümüz Karadeniz izotopik bileşimine (Balderar, 1999) göre modelliğinde oluşum sıcaklıkları yaklaşık olarak 150-200°C arasındadır. Tablo 3.9'a bakıldığında monzogabronun dokanak zonlarından alınan analsimin (Tablo 3.7) oluşum sıcaklığı için daha yüksek değerler hesaplandığı görülmektedir. Bu veri, monzogabro dokanaklarında oluşan analsimlerin hem kıyasla daha yüksek sıcaklıkta oluştuğuna işaret etmektedir. Ayrıca, bu zonda magmatik akışkan katkısının daha yüksek olacağı da aşikardır. Kalsitlerde yapılan oluşum sıcaklıkları hesaplamaları ise yaklaşık olarak 50-100°C oluşum sıcaklıklarına işaret eder ki bu veri kalsitin en son fazda oluşması ile gayet uyumludur.

Tablo 3.9. Karlsson (2001)'in denklemleri kullanılarak, farklı $\delta^{18}\text{O}_{\text{Sıvı}}$ değerleri için analsimlerde hesaplanan T°C oluşum sıcaklıkları.

Örnek No	Kayaç Türü	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$	Mineral	$\delta^{18}\text{O}=-3$	$\delta^{18}\text{O}=0$	$\delta^{18}\text{O}=4$
10	Monzogabro	11.1	Analsim	223.64	426.94	286.76
35	Vulkanik Breş	14.6	Analsim	171.51	299.82	215.06
41	Vulkanik Breş	17.1	Analsim	142.93	242.25	177.96
50a	Vulkanik Breş	19.2	Analsim	122.76	205.32	152.57
			Ortalama=	165.21	293.58	208.09

Tablo 3.10. Friedman ve O'Neil (1977)'in denklemleri kullanılarak, farklı $\delta^{18}\text{O}_{\text{sıvı}}$ değerleri için kalsitlerde hesaplanan T°C oluşum sıcaklıkları.

Örnek No	Kayaç Türü	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$	Mineral	$\delta^{18}\text{O}=-3$	$\delta^{18}\text{O}=0$	$\delta^{18}\text{O}=4$
9	Monzogabro	23.77	Kalsit	49.11	68.85	101.86
18	Bazalt	19.62	Kalsit	77.39	103.23	148.67
34	Volkanik Breş	18.08	Kalsit	90.02	119.00	171.23
57	Bazalt	30.86	Kalsit	13.38	26.99	48.56
			Ortalama=	68.04	91.94	133.5

4. İRDELEME VE TARTIŞMA

4.1. Giriş

Zeolit minerallerinin ve diğer ikincil minerallerin parajenezleri ve süksesyonları oluşum koşulları hakkında önemli bilgiler verir. Çalışma alanından derlenen zeolit ve eşlikçisi ikincil mineral örnekleri içerisinde buldukları yan kayacın türüne göre irdelendiğinde, oluşum ortamındaki fizikokimyasal parametrelerdeki değişimler ve oluşum zamanları hakkında ipuçları elde etmek mümkündür.

Eosen yaşlı Tekkeköy Formasyonu'na ait bazaltik aglomera ve breşlerin gerek bağlayıcılarında gerekse çakıllarında ve bazaltik lav akmalarında kırık ve boşluk dolgusu olarak gelişen, ayrıca; yine Eosen yaşlı monzogabro sokulumlarının dokanaklarında boşluk dolgusu olarak oluşan ikincil mineral gelişimlerinde; akışkanların kökeni ve kimyası, anyon-kasyon aktivitesi ve sıcaklığı, volkanik camın ve diğer birincil minerallerin alterasyonu gibi süreçler etkin rol oynar. Tüm bu süreçlerin modellenmesi için ikincil minerallerin parajenez ve süksesyonu, mineral kimyası değişimleri, izotopik karakteristikleri gibi soruların yanı sıra tüm kayaç kimyaları ile olan ilişkilerinin de irdelenmiş olması gereklidir.

4.2. İkincil Minerallerin Parajenez ve Süksesyonu

Çalışma alanındaki zeolit mineralleri ve eşlik eden diğer ikincil mineraller Tekkeköy Formasyonu'na ait bazaltik lav akmaları, aglomera ve volkanik breş çakılları ve bağlayıcılarında kırık ve boşluk dolgusu olarak, monzogabronun dokanağında ise boşluk dolgusu olarak bulunmaktadır. Makroskopik tanımlamalar, optik mikroskop incelemeleri, X-ışınları difraktometre, mineral kimyası, taramalı elektron mikroskopisi çalışmaları sonucunda elde edilen bulgular yan kayaç tipi ile denştirildiğinde bazı farklılıkların olduğu tespit edilmiştir. Bu nedenle, bazalt, aglomera-breş çakılları ve bağlayıcılarında gelişen zeolitlerin ve eşlikçi diğer minerallerin parajenez ve süksesyonu birlikte irdelenirken, monzogabro dokanağında boşluk dolgusu ikincil mineraller birlikte irdelenmiştir.

Volkanitlerin ve monzogabronun dokanak zonlarındaki boşluklarda tespit edilen ikincil minerallerin petrografik tanımlamalarında bazı gaz boşluklarının çeperlerinden itibaren konsantrik sarımlı yeşil, kahverengi tonlarda kil mineralleri görülmektedir. Bu

minerallerin mineral kimyası ve SEM-EDS incelemelerinde korrensit (klorit/simektit), simektit ve illit/simektit türü kil mineralleri oldukları tespit edilmiştir (Ek Tablo 10). Kayaçların petrografik incelemelerinde, kil mineralleri çoğunlukla gaz boşluklarının çeperlerini sıvamış vaziyette görülmektedir (Şekil 3.7, Şekil 3.15). Kil çeperi ile zarflanmış boşluklar ile bulundurmayan boşluklar karşılaştırıldıklarında mineralojilerinde belirgin bir fark göze çarpmaktadır. Nitekim, kil çeperince çevrelenen boşluklardaki zeolit fazları genellikle şabazit veya filipsit gibi potasik tür zeolit mineralleri ile temsil edilmektedir ve kil çeperinin oluşumunu takiben ortam izole edildiğinden kapalı bir ortam karakteristiklerini yansıtırlar (Şekil 4.1b,c). Ancak kil çeperi olmayan veya çok ince bir zarf halinde kil çeperi bulduran boşlukların parajenezlerinde potasik fazda herhangi bir minerale rastlanılmamıştır. Bu tür ortamlarda boşluk içerisinde bulunan akışkana dış ortamdan mikro çatlaklar ve/veya difüzyonla anyon – katyon katkısı mümkün olduğundan ortam açık bir ortam niteliği sergiler. Dolayısıyla boşluk dolgusu olarak gelişen mineralleri tanımlarken kil çeperi içeren ve içermeyen boşluk dolguları şeklinde iki sınıflama yapılmıştır. Ayrıca, her bir boşluk kendi içerisinde ayrı ayrı değerlendirileceğinden mümkün olan tüm parajenezler verilmiş (Şekil 4.1) ve tüm dokusal, mineralojik ve kimyasal veriler ışığında süksiyon Şekil 4.2 oluşturulmuştur. Buna göre boşluk dolgusu olarak gelişen minerallerdeki parajenezler ve süksiyonlar;

a) Kil çeperi içeriyorsa çeperden itibaren ilk oluşandan son oluşana doğru (Şekil 4.2);

- kil minerali+analsim
- kil minerali+analsim+tomsonit+filipsit
- kil minerali+ tomsonit+natrolit
- kil minerali+stilbit+filipsit
- kil minerali+analsim+natrolit+filipsit
- kil minerali+şabazit+tomsonit+gonnardit+natrolit
- kil minerali+şabazit+gonnardit
- kil minerali+şabazit+filipsit
- kil minerali+tomsonit+filipsit+gonnardit
- kil minerali+analsim+gonnardit
- kil minerali+şabazit+tomsonit +gonnardit
- kil minerali+şabazit+gonnardit+natrolit

- kil minerali+filipsit+natrolit
- kil minerali+filipsit+gonnardit

b) Kil çeperi içermiyorsa çeperden itibaren ilk oluşandan son oluşana doğru (Şekil 4.2);

- analsim
- analsim+tomsonit
- analsim+tomsonit+gonnardit
- tomsonit+gonnardit+natrolit
- gonnardit+natrolit
- stilbit+natrolit
- stilbit+tomsonit
- tomsonit+natrolit+kalsit

şeklinde gelişmişlerdir.

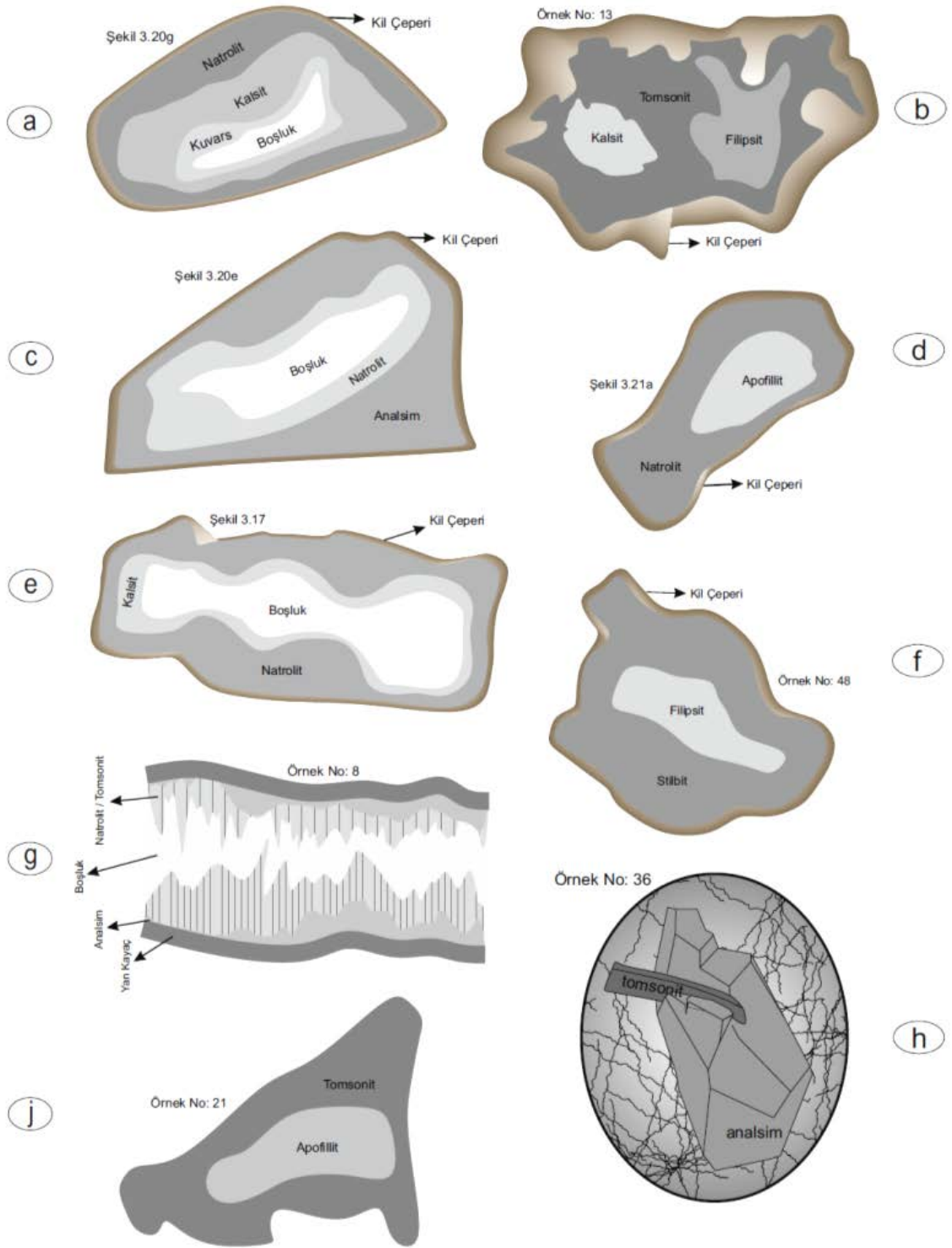
Bazaltik aglomera ve breş çakıllarının bağlayıcı malzemesi içerisindeki kırık ve boşluklarda oluşan zeolit minerallerinin parajenez ve süksesyonu, kil çeperi içermeyen gaz boşluklarındaki zeolitlerin parajenez ve süksesyonları ile benzerlik arz etmektedirler. Kırık veya çatlak dolgularında zonlanma analsimden başlayarak (örneğin; Hawkins 1981; Barth-Wirsching ve Höller 1989; Alt 1999; Declercq 2010) sıcaklık düşüşünü gösterir şekilde kalsik zeolitlerden sodik zeolitlere geçiş göstermektedir. Analsimler nispeten öz şekilli ve boşluğun en dış kısmına tutunmuş olarak bulunmaktadır. Ancak, her kırık veya çatlakta rastlanılmamaktadır. Geneli itibariyle bu tür boşluklarda yerleşik olan zeolitler iğnemsî, ışınsal morfolojilerde ve boşlukta dıştan içe doğru (ilk oluşandan en son oluşana doğru) stilbit, tomsonit, natrolit tür zeolitlerdir (Şekil 4.1g). Morfolojik gözlemlere dayanılarak bu zeolitlere eşlik eden önemli bir diğer mineral natrolitler ile aynı fazda gelişmiş olan apofillitlerdir. Tomsonitlerin hemen ardından gelişmeye başlayıp natrolitlerin son evresine kadar devam etmektedir. Si^{+4} aktivitesindeki azalışa ve/veya $(CO_3)^{-2}$ konsantrasyonundaki artışa bağlı olarak boşlukta en son çökelen faz kalsit mineralidir. Her ne kadar bu tür boşlukların çeperlerinde yer yer killeşmeler görüle bile, kırık – çatlak sistemlerinin birbirleri ile ve dış ortam ile bağlantısı muhakkak olduğundan dolayı kil çeperli gaz boşluklarındaki gibi bir ideal bir kapalı ortamdaki bahsetmek mümkün değildir (Şekil 4.1.a,

e). Bu tanımlamaya göre kırık ve çatlak türündeki boşluklarda gelişen ikincil mineraller ilk oluşandan sona doğru (Şekil 4.2)

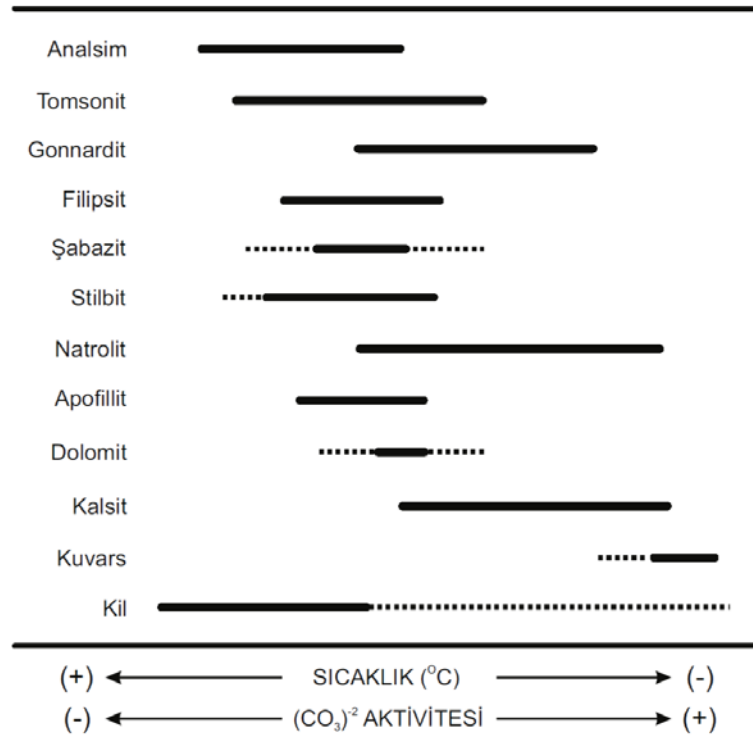
- analsim+tomsonit
- stilbit+tomsonit
- stilbit+tridimit
- tomsonit+analsim
- analsim+tomsonit+natrolit
- analsim+natrolit+apofillit
- tomsonit+apofillit
- tomsonit+natrolit
- tomsonit+kalsit
- natrolit+kalsit

gibi şekillerde geliştiği görülmüştür.

Görüldüğü üzere; çalışma alanındaki kayaçlarda bulunan ikincil minerallerin özellikle de zeolitlerin türleri ve oluşum sıraları, içerisinde buldukları kayaçların türlerinden ziyade buldukları boşluğun türü (gaz boşluğu, kırık-çatlak gibi), boyutu, şekli, kil ile izole edilmiş olup olmaması gibi nedenler ile ilişkilidir. Çalışma alanındaki kayaç türü çeşitliliğinin zeolitler ve diğer ikincil mineraller üzerine etkisi ise mineral türü farklılığından ziyade minerallerin morfolojilerindeki ve miktarlarındaki farklılıklardır. Özellikle, minerallerin boyutlarındaki farklılıklar akışkanların kökeni, sıcaklığının ne olduğu ve soğuma hızındaki farklılıklardan kaynaklanmış olmalıdır. Nitekim, monzogabro stoklarının dokanaklarındaki boşluklar ve çatlaklardaki cm ölçeğinde özşekilli analsimlerin oluşu, onları takiben birkaç cm uzunluğa varabilen iğnemsiz tomsonitlerin gelişimleri ve sıcaklığın düşmesiyle tomsonitlerin ardından çökelen natrolitlerin bolluğu, ortam son evre magmatik akışkanlarının daha etkin olduğunu, hem de sıcaklık muhafazası bakımından diğer yüzey kayaçlarından daha avantajlı olduğunu göstermektedir (Şekil 4.1h). Ayrıca, zeolitlerin ve diğer ikincil minerallerin içerisinde bulunduğu kayaç türlerinin jeokimyasal karakteristikleri incelendiğinde aynı yaş aralığında (Temizel, 2014; Arslan, 2014 Sözlü görüşme) gelişmiş bu kayaçların jeokimyasal olarak oldukça benzer olduğu tespit edilmiştir (Bkz. Bölüm 3.6). Buna göre, kayaç kimyasının parajenez değişikliği üzerindeki muhtemel etkisi ihmal edilebilmiştir.



Şekil 4.1. İncelenen volkanitlerin ve monzogabroların dokanaklarındaki boşluklarda ve kırıklarda gelişen ikincil mineral parajenezlerine ait şematik gösterimler. (b,c,f: kalın kil çeperli gaz boşluklarında gelişen potasik faz zeolitler; a,j: kil minerali çeperi içermeyen; e,d: breş çakılları arasında gelişen zeolit mineralleri; g,h: kırık ve çatlak hatlarında gelişen zeolitler.



Şekil 4.2. İncelenen volkanitler ve monzogabrolarda boşluk ve kırık dolgusu olarak gelişen ikincil minerallerin süksesyonu ve sıcaklık, kalsiyum aktivitesindeki değişimlerde işaret edilmiştir.

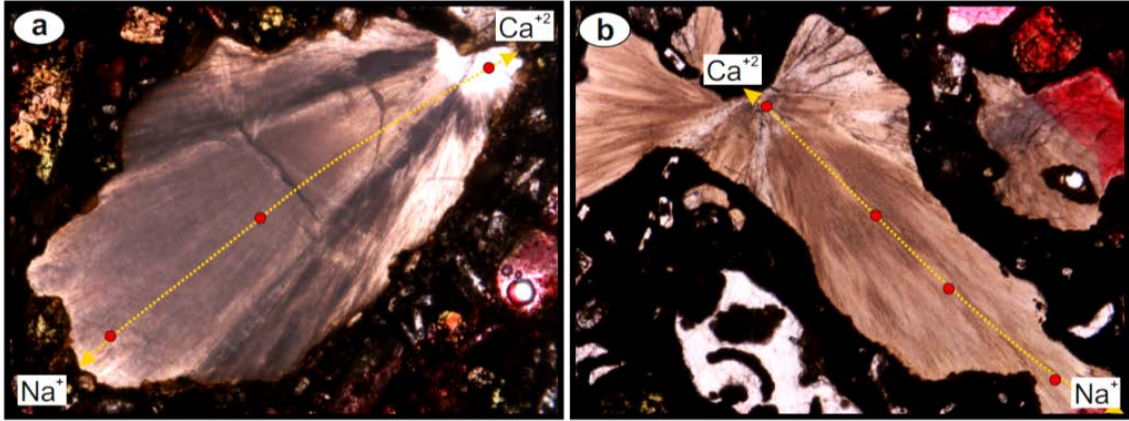
4.3. İkincil Mineralleri Oluşturan Akışkanların Kimyası, Sıcaklığı ve Mineral Oluşum Evreleri

Çalışma alanı Eosen döneminde sığ denizel ortam ile karakterize edilmektedir. Magmatik aktivitelerin son evresinde gerçekleşmeye başlayan ikincil mineral oluşumları yalnızca camsı malzemenin alterasyonu neticesinde serbest kalan bazı iyonların çökmesi veya volkanik aktivitenin denizel ortamda gerçekleşmesi sebebiyle deniz suyu katkısı ile gerçekleşmemektedir. Mineral çökeltim süreçlerinde şüphesiz meteorik ve magmatik çözeltiler de etken rol oynamaktadır. Nitekim, ortamda gözlenebilen tomsonit, stilbit, gonnardit, şabazit, filipsit gibi kalsik veya kalsiyum ihtiva eden türler ile dokusal ve izotopik özellikleri bakımından hidrotermal olabilecek analsim tür zeolit mineralleri bunun delilidir (Hawkins, 1981; Barth-Wirsching ve Höller, 1989; Putnis vd., 2007; Weisenberger ve Selbek, 2009). Çalışma alanındaki volkanitler ve monzogabrolarda Temizel (2013; 2014) Bilici; (2013) ve Arslan (sözlü görüşme) tarafından yapılan petrolojik, petrografik ve izotopik incelemelere göre, monzogabroların köken olarak Tekkeköy volkanitleri ile benzer magmalarda itibaren türediği söylenebilir. Buradan hareketle, ikincil mineral oluşumunda muhtemelen monzogabroyik stoklardan kaynaklı

çözeltilerden ve/veya süzülen meteorik ve denizel suların monzogabroyik stoklar tarafından ısıtılması şeklinde bir hidrotermal çevrimin etkisinden de söz edilebilir. Bu ortamda hidrotermal akışkan; deniz suyu ve az oranda meteorik sıvıların kayaç birimleri içerisindeki kırıklar ve çatlarda sirkülasyonu esnasında ısınmış, kayaç birimlerinin içerisinde belli katyon ve anyonları çözerek bünyesi katması ile oluşan akışkandır. Bu akışkana bir miktar monzocabronun kristallenmesinden arta kalan magmatik su katkısı da özellikle monzocabronun dokanaklarında gelişen ikincil minerallerin oluşumunda etkin olabilir. Kalsik ve sodik zeolitlerin gelişiminde ana katyon olan Na'un kaynağı özellikle deniz suyu iken Ca'un kaynağı volkanitlerin altlayan ve monzocabro tarafından kesilen karbonatlı birimler olmalıdır. Ayrıca, özellikle volkanitlerde bulunan cam fazının hidrasyonu esnasında serbest kalan katyonlarda ikincil minerallerin gelişimine katkı koyar.

Camsı malzemenin çözünmesinin ardından ikincil mineral çökelişi ilk olarak çözeltilerdeki hidroksit (OH⁻) iyonu konsantrasyonuna bağlı bir süreçtir (Fyfe vd., 1978). İncelenen volkanitlerin gaz boşluklarının bazılarında kahverengi, yeşil tonlarda korrensit, simektit veya illit/simektit tür karışık tabakalı kil mineralleri görülmektedir. Literatürdeki çalışmalar bu tür kil minerallerinin yaklaşık 200°C civarında oluşmaya başladıklarından bahsetmektedirler (Inoue ve Utada, 1991; Chi ve Browne, 1991). Çalışma alanında incelenen volkanitlerin gaz boşluklarındaki kil çeperlerini takiben gelişen minerallerin tamamına yakını analsim, stilbit ve tomsonit türlerindeki, yüksek sıcaklık oluşumlarını (Barth-Wirsching ve Höller, 1989) karakterize eden zeolit mineralleridir. Yüksek sıcaklık zeolitlerinin ardından sıcaklık düşüşü ile paralel olarak, ortamda kalan iyon aktivitesi ile ilişkili, şabazit ve filipsit türde potasik zeolitler çökelmiştir. Kawano ve Tomita (1997) tarafından yapılan deneysel çalışmalarda potasik faz zeolitlerin (özellikle filipsit) çökebilmesi için ortam pH'ının 11 ile 13 arasında olması gerektiği belirtilmiştir. Dolayısıyla, kalsik zeolitlerin oluşum anındaki pH değerinin potasiklerden daha yüksek veya yaklaşık eşit olacağı düşünülebilir. Zeolitlerin oluştuğu ortamdaki basınç ihmal edilerek ve sıcaklık etkisi dikkate alınarak irdelendiğinde; ortamda kalsik zeolit oluşturmaya imkân verebilecek kadar Ca⁺² katyonu bulunmadığı ve/veya yeterli sıcaklık değerine ulaşamadığı zaman, kil çeperlerinin ardından hemen şabazit veya filipsit türde potasik zeolitler çökelmiştir. Bazaltik camın alterasyonu üzerine olan deneysel çalışmalarda 150°C civarı sıcaklıklardaki bazik ortamlarda 0.01 N NaOH çözeltisi içerisindeki bazik camdan 20 gün kadar kısa bir sürede filipsit kristallenmesi

gerçekleşebilmektedir (Barth-Wirsching ve Höller, 1989). Nihayet, en son evrede çökelen zeolit türleri nadiren tomsonit olmakla birlikte daha çok gonnardit ve natrolit türde nispeten daha düşük sıcaklıkları karakterize eden türlerdir. Bu tür Ca – Na zeolit zonlanması, kimyaları dikkate alındığında merkezde Ca, uç kısımlara doğru Na artışı ile açıkça görülebilmektedir (Şekil 4.3, Tablo 4.1).



Şekil 4.3. İncelenen volkanik breş ve aglomera çakıllarının gaz boşluklarında gelişen zeolit minerallerinde büyüme merkezinden uç kısımlara doğru kalsik (tomsonit) türlerden sodik (natrolit) türlerine geçiş. Mineral kimyası için Tablo 4.1'e bakınız (a: Örnek no 56_4, b: Örnek no 37b_3; Tek Nikol).

Zeolit minerallerinin ardından ortam sıcaklığı ve/veya arta kalan iyon miktarına bağlı olarak kalsit ve/veya tridimit çökelişi gerçekleşebilmektedir. Hawkins (1981) tarafından yapılan deneysel çalışmada, çözülmüş SiO_2 ve Al(OH)^4 çözeltiye geçmesi esnasında reaktantların katı:sıvı oranı, sıcaklık 140°C civarında, basınç 1kbar ise 8 gün içerisinde Na:K konsantrasyonuna bağlı olarak zeolit çökelmeye başlar. Buna göre, sıcaklığın düşüşünün sürmesi ve ortamdaki katyon miktarlarındaki azalışa bağlı olarak zeolitler ile birlikte triklinik sistemde kristallenen düşük sıcaklık kuvarslarının (α -tridimit) çökelmeleri görülebilmektedir (Kousehlar vd., 2012). Nitekim, incelenen kayalardaki tridimitlere dair elde edilen birim hücre parametrelerine göre triklinik sistemde kristallendikleri doğrulanmaktadır (Tablo 3.4).

Kil çeperlerinin olmadığı gaz boşluklarındaki mineral parajenezi incelendiğinde analsim, stilbit, tomsonit türündeki yüksek sıcaklık zeolitleri ile birlikte boşluğun daha iç kısımlarında gonnardit, natrolit türlerinde, daha düşük sıcaklıkları karakterize eden zeolitler görülmektedir. Yine bu zeolit minerallerinin ardından ortam sıcaklığı ve/veya iyon aktivitesine bağlı olarak kalsit veya kuvars çökelimleri görülebilmektedir.

Tablo 4.1. Volkanitlerdeki gaz boşluğunda gelişen natrolit tür minerallerin büyüme merkezinden itibaren $Ca^{+2} - Na^{+}$ zonlanmasına ait mineral kimyası analizleri.

Örnek No	Aglomera				Volkanik Breş		
	37b-03_4	37b-03_5	37b-03_6	37b-03_7	56-4_1	56-4_2	56-4_3
Profil	Merkez(Ca)	↔	↔	Kenar(Na)	Merkez(Ca)	↔	Kenar(Na)
SiO ₂	44.08	45.09	46.16	45.01	42.43	44.34	46.38
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	26.98	27.47	26.26	25.25	26.73	26.86	26.05
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.05	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00
MgO	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	5.10	4.48	2.38	1.34	6.62	3.66	1.66
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04
Na ₂ O	10.94	11.14	13.28	13.23	9.22	12.50	14.31
K ₂ O	0.04	0.05	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00
SrO	0.12	0.29	0.00	0.10	0.21	0.05	0.01
H ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	87.25	88.53	88.13	84.96	85.34	87.55	88.45
Si	23.20	23.34	23.95	24.17	22.87	23.29	24.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	16.73	16.76	16.06	15.98	16.98	16.63	15.90
Fe ⁺³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Mg	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.88	2.48	1.32	0.77	3.82	2.06	0.92
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Na	11.16	11.18	13.36	13.77	9.64	12.73	14.37
K	0.02	0.03	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00
Sr	0.04	0.09	0.00	0.03	0.07	0.02	0.00
H	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Toplam	53.99	53.80	54.71	54.71	53.38	54.75	55.21
Rr	0.58	0.58	0.60	0.60	0.57	0.58	0.60
Yük dengesi	-1.21	3.37	0.08	4.20	-1.74	-1.51	-2.02

$Rr = Si/(Si+Al)$, Yük Dengesi (E) = $[(Al - Al_{teorik}) / (Al_{teorik})] \times 100$,
 $Al_{teorik} = (Na+K) + 2(Ca+Mg+Sr+Ba)$ (Passaglia, 1970).

Açık veya yarı açık sistem olarak tarif edilebilecek olan kırık ve çatlaklardaki zeolit mineralleri tür ve oluşum sırası bazında irdelendiği zaman kil çeperi içeren gaz boşluklarından farklı sonuçlar gözlemlenmektedir. Bu tür boşluklarda her konumda killeşme görülebilmekle birlikte oluşum sırasına ilişkin herhangi bir bulguya

rastlanılamamıştır. Gerek makromorfolojik incelemelerinde, gerek ince kesit incelemelerinde ve gerekse de SEM incelemelerinde, zeolit minerallerinin literatürde bahsi geçen sıcaklık düşüşüne göre (Hawkins 1981; Alt 1999; Declercq 2010) konumlandıkları ve zeolitlerin ardından ilişkili diğer ikincil minerallerin geliştiği görülmüştür.

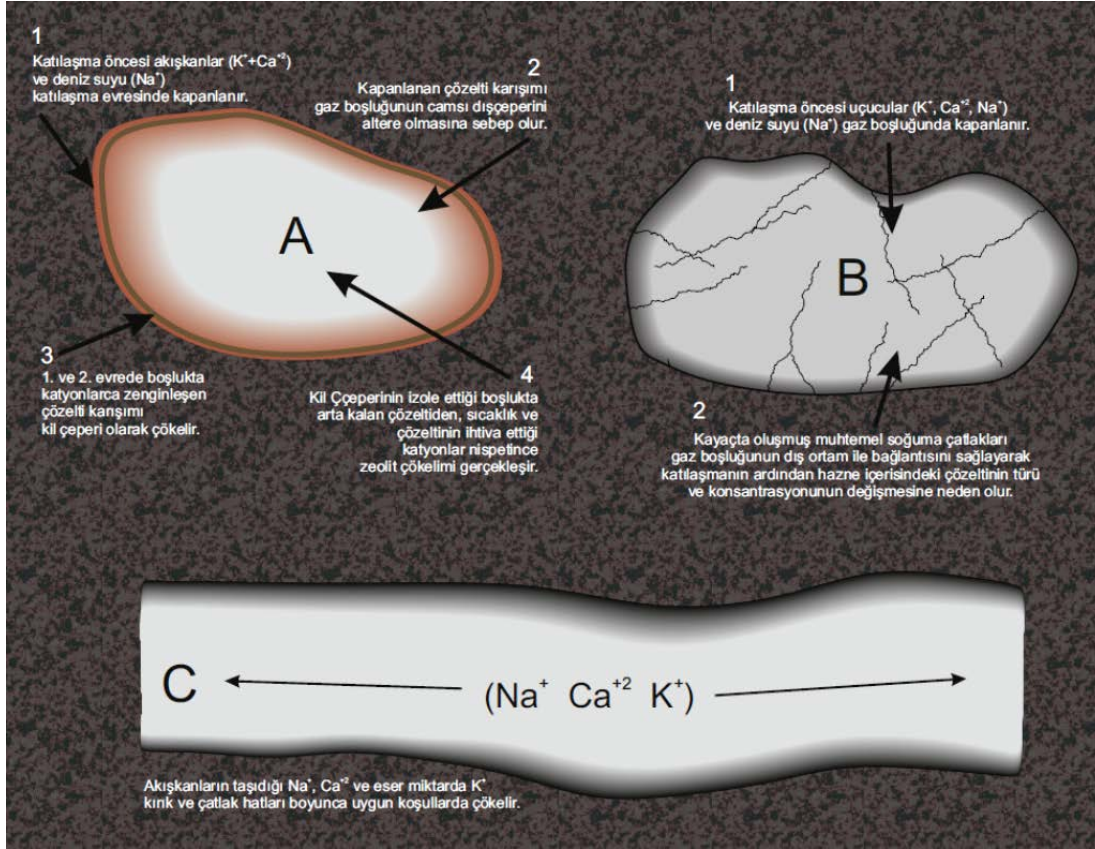
Kırık ve çatlak sistemleri için boşluk çeperinde evvela yüksek sıcaklığı karakterize eden iri kristalli öz şekilli camsı analsim mineralleri gelişmiştir. Analsimlerin dokusal özelliklerinden ve izotopik bileşimlerinden (Tablo 3.6) hareketle hidrotermal akışkanlardan itibaren oluştukları tespit edilmiştir. Analsimlerin ardından sıcaklık düşüşünü karakterize eder şekilde stilbit oluşumları görülmektedir ancak stilbitler çok kısıtlı bir alanda belirlenebilmiştir. Analsim oluşumlarına birçok bölgede önce tomsonitler eşlik etmektedir. Tomsonitlerin ardından gonnardit ve natrolit gelişimleri, kimyaları itibariyle kalsitten başlayarak sodik minerale geçiş göstermektedirler. Nitekim bu durum mineral kimyası analizleri ile doğrulanmıştır. Natrolit tür zeolitlerin ardından sıcaklık düşüşü kalsit çökelişi ile karakterize edilmektedir. Sıcaklığın 50°C civarına düşüşü ve çözeltideki silisyum ve alüminyum aktivitesindeki azalışa bağlı olarak kalsit çökelişinin başladığı deneysel çalışmalar ile de belirlenmiştir (Amjad, 1999; Ukrainczyk, 2007). Ortamdaki Ca^{+2} kationunun tükenmesi ancak silisyum ve alüminyum aktivitesinin sıcaklığa bağlı olarak sürerliliğini devam ettirmesi sebebiyle yer yer kuvars çökelişleri gerçekleşmiştir.

Tüm bu veriler ışığında parajenez ve süksesyona irdelendiği; yalnızca kil çeperleri görülen (özellikle kalın çeperli) boşluklarda gelişen minerallerin büyük çoğunluğunda potasik zeolit minerallerine rastlanması ilginçtir. Bu durum magmatik aktivitenin hemen sonrasında, soğumayla birlikte, gaz boşluklarında kalan uçuculardan ve gaz boşluğunun çözünen camsı çeperinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Zira, monzagabroların dokanaklarındaki boşluklarda fillipsit veya şabazit saptanmamıştır. Bu veri de camsı malzemenin bu minerallerin oluşumunda etkin olabileceğine işaret edebilir. Bazaltik camdan itibaren palagonitleşme yaygın bir süreçtir ve bazaltik camın içerisinde sirküle olan akışkanlarda boşluklarda genellikle fillipsit ve şabazit olarak çökebilirler (Hay and Iijima, 1968; Iijima ve Harada, 1969) Çalışılan volkanitlerde, katılaşmanın hemen ardından gaz boşluğunda kalan uçucular bozucu faaliyetlere başlamıştır. Çözünen camsı malzeme, sıcaklık düşüşü ile birlikte uygun koşullara gelindiği vakit karışık tabakalı kil minerali olarak gaz boşluğunun çeperinde sıvama şeklinde oluşmuştur. Sıcaklık ve/veya çözelti konsantrasyonu değiştikçe kil bantlarının kimyaları ve renklerinde de farklılıklar görülmektedir. Neticede gaz boşluğunun çeperinde iç kısmı, kil oluşumunun ardından

tamamen izole hale getirmiş geçirimsiz bir tabaka oluşmuştur. Bu andan itibaren zeolit çökeline sebep olacak olan çözelti, katılaşmadan evvel gaz boşluğunda kapanlanmış olan çözelti ile bu çözeltinin sebep olup çözdüğü gaz boşluğu çeperindeki camı malzemeden kalan iyonlardan oluşmaktadır. Haliyle, yüksek sıcaklık zeolitlerinin ardından uygun sıcaklık koşullarında alkalilerce zenginleşmiş bu çözeltiden itibaren şabazit ve filipsit tür potasik zeolitler çökelmiştir (Şekil 4.4A). Bu zeolitlerin oluşum sıcaklıkları bu esnada muhtemelen 100-150°C civarındadır (Johnson ve Smellie, 2007).

Potasik zeolitlerin görülmediği gaz boşluklarına kil çeperleri ya çok ince ya da hiç yoktur. Gaz boşluğunda gelişmiş mevcut kalsik ya da sodik zeolitlerin potasyum muhteviyatı iz mertebesindedir. Haliyle bu gaz boşluklarında zeolit çökmesine sebep olan akışkanların bileşiminin kil çeperi içeren gaz boşluklarından farklı olacağını düşünmek olası değildir. Petrografik incelemelerde belirlenen ve muhtemelen soğuma esnasında oluşmuş mikro çatlaklar sayesinde geçirimli hale gelen boşluğun içerdiği akışkan konsantrasyonu sürekli değişebilmekte dolayısıyla sıcaklık değeri de yalnızca kayaç sıcaklığına değil, akışkan sirkülasyonuna da bağlı olmaktadır. Bu tür boşluklarda analsim daha az olup daha çok tomsonit, gonnardit, natrolit türünde ışınal morfolojilerde zeolit mineralleri içermektedirler (Şekil 4.4B).

Volkanik breş çakıllarının ara boşluklarında ve kırık – çatlak hatlarında bulunan zeolit minerallerinin morfolojileri ve türleri esasında sıcaklık ile ilişkilidir. Dolayısıyla monzogabroların dokanaklarında oluşan zeolitlerin, sokulumun yavaş soğumasından ötürü yüksek sıcaklıkta oluşmuş analsim ve tomsonit türlerince zengin ve iri kristalli oldukları görülmektedir. Buna karşın bazaltik volkanitlerdeki özellikle breş çakılları arasında nadiren analsim ve stilbit görülmesine karşın daha çok tomsonit ve natrolit tür zeolit mineralleri görülmektedir (Şekil 4.4C).



Şekil 4.4. Kil çeperleri tarafından izole edilerek ideal kapalı sistem oluşturan gaz boşluğu (A), kırık ve çatlaklar tarafından geçirimli hale getirilip dış ortamdaki akışkanlar ile ilişkilendirilmiş gaz boşluğu (B) ve kırık sisteminde akışkanların dolaşım güzergahında ikincil mineral çökelimlerinin şematik gösterimi (C).

İzole gaz boşlukları hariç diğer tüm ortamlarda oluşan karbonat mineralleri büyük ölçüde atmosferik karbon (HCO_3) aktivitesi ile çökelmiştir. İnceleme alanında volkanitlerin üzerlediği karbonatlı sedimanter kayaçların varlığı ve volkanitleri üzerleyen sığ denizel sedimanlar atmosferik karbonun ana kaynağını oluşturmaktadırlar. Volkanik faaliyetler esnasında yüzeye erişen akışkanların bu karbonatlı kayaçları çözerek karbon iyonlarını yüzeye taşıması ve/veya meteorik suların karbonatlı kayaçalardan süzülerek tekrar yüzeye ulaşması, olası ihtimal dâhilindedir. Nitekim karbonatlara ait izotopik veriler bu savı doğrulamaktadır (Tablo 3.7).

5. SONUÇLAR

1. Doğu Pontid'lerin batı ucunda yer alan çalışma alanında tabanda Kampaniyen yaşlı türbiditik kumtaşı, marn, çamurtaşı, kireçtaşı gibi birimler içeren Cankurtaran Formasyonu, üzerinde kireçtaşı, siltaşı, kumtaşı aralanmalarının oluşturduğu Atbaşı Formasyonu, üzerinde kumtaşı, marn, siltaşı aralanmalarından oluşan Kusuri Formasyonu yer almaktadır. Kusuri Formasyonu yerleşim yaşı Lütésiyen olan monzogabro tarafından kesilmektedir ve uyumlu olarak Lütésiyen yaşlı Tekkeköy Formasyonu'na ait masif bazalt/bazaltikandezit, aglomera, volkanik breş, tuf, kumtaşı ve siltaşı tarafından üzerlenmektedir. Tekkeköy Formasyonu üzerine sırasıyla kumtaşı, siltaşı ve çakıltası ardışımından oluşan Sarıyurt Formasyonu, İlyas Üyesi ve konglomera, marn, kumtaşı merceklerinden oluşan Karasamsun Üyesi gelmektedir. Tüm birimler Kuvaterner yaşlı alüvyonlarınca örtülmektedir.

2. Tekkeköy (Samsun) yöresi volkanitleri genellikle bazaltik karakterlidirler. Bazaltlar, aglomera ve breş çakılları hyalomikrolitik porfirik, hyaloporfirik, trakitik ve kümülofirik doku gösterirler ve plajiyoklas, klinopiroksen, Fe-Ti oksit içerirler. Monzogabro ise taneli doku göstermektedir ve plajiyoklas, alkali feldispat, klinopiroksen, olivin, hornblend, biyotit, apatit ve Fe-Ti oksitlerden oluşurlar.

3. Tekkeköy Formasyonu'na ait bazaltların gaz boşluklarında, aglomera ve piroklastik breşlerin ise hem çakıllarında hem de bağlayıcı malzemelerindeki kırık ve boşluklarda, monzogabro stoklarının dokanak zonlarındaki boşluklarda zeolit, karbonat mineralleri, apofillit, silis polimorfları ve kil mineralleri gelişimleri izlenmiştir.

4. Makromorfolojik olarak zeolit mineralleri kübik (kütlesel), tabular, ışınsal, lifi ve çubuksu gibi farklı morfolojiler gösterebilmektedirler ve renksizden, beyaz ve pembeye kadar değişen renk gösterirler. İkincil minerallerin morfolojileri büyüklükleri bakımından incelendikleri vakit, buldukları boşluğun morfolojisi ile benzerlikler gösterebilmektedirler. Boşluk duvarında bazı durumlarda ilk önce gelişen kil mineralleri öz şekilsiz olarak gelişmişlerdir. Kırık ve çatlaklarda gelişen analsim tür zeolit mineralleri çepere tutunarak tipik yarım trapezohedron şekillerinde gözlemlenebilmektedirler ancak gaz boşluklarında gelişen analsim kristalleri tamamen boşluğu doldurarak boşluğun şeklini almışlardır. Diğer tüm zeolit kristalleri tipik ışınsal, lifi morfolojilerde tek noktadan itibaren büyümüştür ve ara boşluklarında kalsit, kil gibi diğer ikincil mineraller görülebilmektedir. Apofillit mineralleri tomsonit ve natrolit tür ışınsal zeolit fazlarının aralarında bu ışınsal kristallerle geçişli vaziyette yarı özşekilli olarak görülmektedirler.

5. X-ışınları difraksiyonları incelemelerinde tespit edilen zeolit türleri analsim, tomsonit, stilbit, natrolit ve filipsittir. İçinde buldukları kaya türü açısından zeolit minerallerinde bir farklılaşma gözlemlenmemiştir. Zeolitlere eşlik eden karbonat minerali kalsit olup bazen dolomit tek başına olduğu tespit edilmiştir. Natrolit ve tomsonitlere eşlik eden apofillit, stilbitlere eşlik eden kuvars polimorfları olarak tridimit belirlenmiştir. Birim hücre parametrelerine göre analsim, natrolit ve tomsonitler ortorombik, stilbitler monoklinik sistemde kristallenmiştir. Birim hücre parametrelerine göre natrolit grubu minerallerinde düzensiz kristalografiye sahip zeolit minerali yoktur.

6. Taramalı Elektron Mikroskopisi incelemelerine göre mineral süksesyonları zeolitler için, kalsik, potasik, sodik zeolitler şeklinde gelişmiştir. Bölgede tespit edilen zeolitler için bu sıralama genel itibariyle analsim, stilbit, tomsonit, şabazit, filipsit, gonnardit, natrolit şeklindedir. Natrolit tür zeolitlerin büyüme noktalarından itibaren yapılan EDS ölçümlerinde büyüme merkezinden itibaren kalsiyum miktarının azalıp sodyum miktarının arttığı tespit edilmiştir. Ancak, belirtilen sıralamaya uymayacak şekilde sodik zeolit büyümelerini takip eden kalsik zeolitler, analsimler tarafından çevrelenmiş tomsonitlerde yer yer gözlemlenebilmektedir. Hatta, mineral oluşumunun duraksamaya uğrayıp yeniden devam ettiği, önce oluşmuş özşekilli kristali kaplamış vaziyette özşekilsiz natrolitler görülebilmektedir. Birçok kristalin en son büyüme noktaları öz şekilli ve/veya ikizlenmiş formunu korumaktadır. En son evrede tüm zeolit mineralleri kalsitler tarafından çevrelenmişlerdir.

7. Mineral kimyası incelemelerine göre zeolit minerallerinin bazıları tipik bileşimlerini yansıtmamaktadırlar. Analsimlerin ($\text{Na}_{17.14-13.27} \text{Ca}_{2.94-0} \text{K}_{0.09-0} \text{Sr}_{0.05-0} (\text{Si}_{33.92-28.68} \text{Al}_{19.38-13.97}) \text{O}_{96}$) tamamı karakteristik sodik bileşimlerini yansıtmaktadırlar ancak bazaltik lavlarda görülen analsimlerin Ca^{+2} oranı bir miktar daha fazladır. Natrolitler ($\text{Na}_{9.23-15.28} \text{Ca}_{0.04-3.18} \text{K}_{0-0.039} (\text{Si}_{22.9-24.7} \text{Al}_{15.12-17.41}) \text{O}_{80}$) tipik sodik bileşimlerini yansıtmaktadırlar. Tomsonitler $\text{Na}_{4.1} \text{Ca}_{7.52} \text{K}_{0.027} (\text{Si}_{21.12} \text{Al}_{18.63}) \text{O}_{80}$ bileşimi ile kalsik karakterde iken monzogabroda $\text{Na}_{6.76} \text{Ca}_{5.68} \text{K}_0 (\text{Si}_{22} \text{Al}_{17.79}) \text{O}_{80}$ ile sodik bileşimlidir. Natrolit ve tomsonitler arasında geçiş olarak görülebilecek bir tür olan gonnarditlerin ($\text{Na}_{1.48-14.27} \text{Ca}_{0.56-7.34} \text{K}_{0-1.65} (\text{Si}_{21.8-24.7} \text{Al}_{15.57-18.36}) \text{O}_{80}$) tamamına yakını sodiktir fakat sadece bazaltik lavlarda bazı gonnardit örnekleri kalsik bileşim saptanmıştır. Aglomeralarda ise iki örneğin potasyum oranları nispeten yüksek olmakla birlikte bu örnekler de Ca-gonnardit olarak adlandırılmıştır. Potasik zeolitlerden filipsitler ($\text{Na}_{0.26-0.64} \text{Ca}_{1.24-1.77} \text{K}_{0.44-1.77} (\text{Si}_{7.07-7.64} \text{Al}_{4.36-4.94}) \text{O}_{32}$) ve şabazitlerin ($\text{Na}_{0.3-1.7} \text{Ca}_{0.99-1.84} \text{K}_{0.86-1.54}$

(Si_{10.53-11.26} Al_{4.58-5.47}) O₂₄) tamamı kalsik türdedir. Potasik zeolitlerin Ca⁺²,ca zengin oluşları yüksek sıcaklıkta oluşmaları ile ilişkilendirilebilir. Apofillit mineralleri florapofillit tür olarak tanımlanmışlardır. Özellikle gaz boşluklarında gelişen zeolit mineralleri ile boşluk çeperi arasında bir veya birden çok konsantrik sarılımlar halinde korensit (klorit/simektit), illit/simektit ve simektit belirlenmiştir.

8. Boşluk dolgusu olarak gelişen ikincil minerallerin aglomera ve breşlerde kil minerallerinden özellikle korrensit tarafından zarflandığı diğer birimler içerisinde görülen boşluklarda ise böyle bir gelişim olmadığı tespit edilmiştir. Kil çeperlerinin geliştiği boşluklarda zeolit mineralleri daima fillipsit ve şabazit ile temsil edilen potasik faz diğer sodik ve kalsik zeolitlerle bulunurken, kil çeperi bulundurmayan boşluk dolgularında sadece sodik ve kalsik faz tespit edilmiştir.

9. İncelenen volkanit ve monzogabro örnekleri kalk-alkalen karakter sergilerler. Volkanitler ve monzogabro, benzer jeokimyasal karakteristikler sergileyerek; N-OOSB'ye normalize uyumsuz element diyagramlarında kayaçların büyük iyon yarıçaplı elementler bakımından, yüksek çekim alanlı elementlere nazaran daha fazla zenginleşme gösterirler. Kondrite normalize NTE değişimlerinde hafif NTE'lerde ortalama 80 kat, ağır NTE'lerde ortalama 10 kat zenginleşmişlerdir. Kayaçlar, alterasyon indekslerine göre irdelendikleri vakit; AI değerlerine göre kayacın geneline karbonatlaşmanın hâkim olduğu belirlenmiştir. Klorit-karbonat-pirit indeksinde (KKPİ) ise kayaçlarda yoğun bir kloritleşme ya da serisitleşme görülmemektedir. Fakat genel olarak kayaçlar en ve KKPİ ile AI birlikte değerlendirildiğinde kayaçların alterasyondan etkilenmediği görülmektedir.

10. İncelenen kayaçların ana element içerikleri özellikle zeolit ve diğer ikincil mineral içeriklerinden ötürü alkali elementler bakımından zenginleşme ile karakterize edilmektedir. Dolayısı ile, bu tür kayaçların petrokimyasal yorumlamaları yapılırken bu zenginleşme göz önünde bulundurulmalıdır.

11. Analsimlerin $\delta^{18}\text{O}$ düşük değerleri hidrotermal kökenlerine işaret etmektedir ve tomsonitlere ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri de hidrotermal kökeni işaret etmektedir. Kalsit minerallerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine göre kökenleri, karbonatlı kayaçların çözünmesi ve hidrotermal çözeltilerin katkısı ile oluştuğu belirlenmiştir.

12. Analsim ve kalsite ait oluşum sıcaklığı hesaplamaları, bu minerallerin deniz suyu, daha az oranda magmatik ve meteorik sıvı karışımından oluşan bir akışkandan itibaren, analsimlerin yaklaşık olarak 150-200°C, kalsitlerin ise 50-100°C'de oluştuklarına işaret etmektedir.

13. Mineralojik ve kimyasal bulgulara göre boşluk çeperinde ilk gelişen korensit türü kil mineralleridir. Kil minerallerini takiben veya kil mineralleri olmayan çeperlerde çözültiden itibaren analsim kristallenmesi görülmektedir. Sıcaklık düşüşüne bağlı olarak kalsik zeolit türleri çökelmeye başlamış ve nihayet sırasıyla stilbit ve tomsonit kristallenimi gerçekleştirmiştir. Kalsik zeolitleri takiben özellikle kil çeperleri tarafından dış ortamdan izole edilmiş gaz boşluklarında şabazit ve filipsit kristallenmeleri görülmektedir. Özellikle natrolit türleri çalışma alanındaki çoğu birlikteliklerinde, sıcaklık düşüşünü de temsil eder bir şekilde, önce oluşandan sona doğru tomsonit, gonnardit, natrolit şeklinde geçişli olarak çökeldiği görülmektedir. Apofillit mineralleri daima natrolit tür zeolit oluşumları eşlik eder. Muhtemelen artık silis miktarlarına bağlı olarak çözültiden sıcaklığın etkisiyle yer yer tridimit çökeline olanak sağlar. Süzülen HCO_3 iyonları ve/veya hidrotermal çözültülerin alt formasyonlardaki karbonatlı kayalardan çözerek getirdiği karbonlu iyonik bileşikler neticesinde son evrede sıklıkla karbonat minerallerinin çökeldiği görülmektedir.

6. KAYNAKÇA

- Abdioğlu, E., 2011, Mineralogy and chemistry of zeolites and associated minerals in Tertiary alkaline volcanics from the Eastern Pontides, NE Turkey. N. Jb. Miner. Abh. 189/1, 35-47
- Akizuki, M., 1980, Origin of optical variation in analcime and chabazite. – In: Rees L. V. C. (ed.): Proceedings of the fifth International Conference on Zeolites, Naples 1980, Heyden, London, 171–178 p.
- Akizuki, M., 1981, Origin of optical variation in analcime. – Am. Mineral. 66: 403 – 409.
- Aguirre, L., Atherton, M.P., 1987, Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi formation, Western Cordillera of Ecuador. Journal of Metamorphic Geology 5: 473–494.
- Aguirre, L., Robinson, D., Bevins, R.E., Morata, D., Vergara, M., Fonseca, E., Carrasco, J., 2000, A low-grade metamorphic model for the Miocene volcanic sequences in the Andes of central Chile. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 43:83– 93.
- Akdağ, K., 1992, Kavak (Samsun) Yöresi Kretase Flişlerinin Sedimantolojik İncelemesi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Alberti, A., Cruciani, G., Dauru, I., 1995, Order-disorder in natrolite group minerals, European Journal of Mineralogy, 7:501-508.
- Alberti, A., Vezzalini, G. ve Tazzoli, V., 1981. Thomsonite: A detailed refinement with cross checking by crystal energy calculations., Zeolites 1: 91–97.
- Alt, J.C., 1999, Very low-grade hydrothermal metamorphism of basic igneous rocks, Low Grade Metamorphism, Chapter 6, Blackwell Science, 313p.
- Amjad, Z., Precipitation of Calcium Carbonate in Aqueous Systems, Polymeric Surfactants, München, 36:162-167.
- Aoki, M. & Minato, H., 1980, Lattice constants of wairakite as a function of chemical composition. – Am. Mineral. 65: 1212 –1216.
- Armbruster, T., Gunter, M.E., 2001, Crystal Structures of Natural Zeolites, Natural Zeolites, Min. Soc. Of Am., 1 – 68.
- Artioli, G., Smith, J.V., ve Kvik, A, 1984, Neutron diffraction study of natrolite, Na₂Al₂Si₃O₁₀ 2H₂O at 20, K. Acta Crystallogr. C40, 1658-1662.
- Aoki, M., Minato. H., 1980, Lattice constants of wairakite as a function of chemical composition., Am. Mineral., 65:1212-1216

- Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H.S., Özçelik, Y., Akarsu, İ., Üngör, A., Çokuğraş, R. ve Kasar, S., 1986. Ballıdağ-Çangaldağ (Kastamonu) arasındaki bölgenin jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 29 (2), 1-16.
- Balderer, W., 1999, Application of Isotope Techniques, Hydrogeology Short Course Notes, İstanbul.
- Barker, A.J., Fallick, A.E., 1989, Evidence from Lewisian limestones for isotopically heavy carbon in two-thousand-million year old sea water., *Nature*, 337, 352 – 354.
- Barrer, R.M., 1982, Hydrothermal Chemistry of Zeolites, Academic Press (London and New York, 360s, 102-322-749.
- Barth-Wirsching U., Holler H. 1989, Experimental studies on zeolite formation conditions. *Eur. J. Mineralogy* 1:489-506.
- Bayraktaroğlu, E., 1988, Çarşamba (Samsun) Yöresi Kretase Oluşuklarının Stratigrafisinin İncelenmesi, Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı, Ankara.
- Bazargani, K.G. ve Rabbani, M.S., 2004, Amigdaloidal and cavity zeolites of Siahkuh, Kuh-e-Davazdah-Emam and Kuh-e-Aradeh, Central Iran, *Ibid.* 24:17 – 28.
- Bilici, T., 2013, Tekkeköy (Samsun) Yöresi Tersiyer Volkanitlerinin Petrografisi, Petrokimyası ve Petrolojisi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Blow, W. H., 1959. Age, correlation and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozón Formations, eastern Falcon, Venezuela. *Bull. Am. Paleontol.*, 39:67-251.
- Blumenthal, M.M., 1940. Gökırmak vadisi ile Karadeniz arasındaki Pontik silsilelerinin jeolojisi hakkında rapor (Boyabat-Sinop). Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No. 1067, Ankara (yayımlanmamış).
- Capitelli, F., Derebe, M.G., 2007, Single crystal X-ray diffraction study of a pure natrolite sample, *J. Of Chem. Crystallog.*, 37:583-586.
- Chi, Ma ve Browne, P.R.R., 1991, Alteration mineralogy of the sediments in the Huka Falls Formation of the Te Mihi area, Wairakei, Proc 13th New Zealand Geothermal Workshop, p185.
- Cho, M., Liou, J.G., Maruyama, S., 1986, Transition from the zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia. *Journal of Petrology* 27, 467– 494.
- Cho, M., Maruyama, S., Liou, J.G., 1987, An experimental investigation of heulandite-laumontite equilibrium at 1000 to 2000 bar Pfluid. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 97, 43– 50.

- Cocheme', J.J., Lassauvagerie, A.C., Gonzalez-Sandoval, J., Perez Segura, E., Mqnch, P., 1996, Characterisation and potential economic interest of authigenic zeolites in continental sediments from NW Mexico. Mineralium Deposita, 31, 482 – 491.
- Clayton, R.N. ve Mayeda, T., 1963. The Use of Bromine Pentafluoride in the Extraction of Oxygen from Oxides and Silicates for Isotopic Analysis, Geochimica et Cosmochimica Acta, 27, 47-52.
- Coombs, D.S., Alberti, A., Armbruster, T., Artioli, G., Colella, C., Galli, E., Grice, J.D., Liebau, F., Mandarino, J.A., Minato, H., Nickel, E.H., Passaglia, E., Peacor, D.R., Quartieri, S., Rinaldi, R., Ross, M., Sheppard, R.A., Tillmanns, E. ve Vezzalini, G., 1997, Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the Subcommittee on Zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. The Canadian Mineralogist 35: 1571-1606.
- Declercq, J., 2010, Dissolution rates and mechanism – experiments on alteration and reactivity of glasses and carbonates, PhD Thesis, University of Oslo Department of Geosciences, No.943, 196p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992, An Introduction to the Rock-Forming Minerals, 2nd ed. Longman Scientific and Technical, England.
- de' Gennaro, M., Adabbo, M., ve Langella, A., 1995, Hypothesis on the Genesis of Zeolites in some European Volcaniclastic Deposits. Natural Zeolites '93, D.W. Ming and EA. Mumpton, eds., Brockport, New York, 51-67.
- de'Gennaro, M., Langella, A., 1996, Italian zeolitized rocks of technological interest. Mineralium Deposita 31, 452– 472.
- d'Orbigny, A. D., 1826. Tableau méthodique de la classe des céphalopodes. Annales Sci. Nat. Paris, Ser. 1, 7:95-314.
- Deines, P., Gold, D.P., 1973, The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep seated carbon. Geochim. Cosmochim. Acta, 37: 1709 – 1733.
- Delage, Y., Herouard, E., 1896. Traité de Zoologie Concrete. Tome I: La Cellule et les Protozoaires: Paris (Schleicher, Frères et cie).
- Demeny, A., Harangi, S., Forizs, I., Nagy, G., 1997, Primary and secondary features of analcimes formed in carbonate-zeolite ocelli of alkaline basalts (Mecsek Mts., Hungary): textures, chemical and oxygen isotope composition, Geochemical Journal, Vol. 31, pp. 37 – 47.
- Dias, A.S., Frühr-Green, G.L., Bernasconi, S.M., Barriga, F.J.A.S., 2011, Geochemistry and stable isotope constrains on high-temperature activity from sediment of the Saldanha hydrothermal field., Marine Geology, 279, pp128 – 140.

- Di Renzo, F., Gabelica, Z., 1997, Barrerite and other zeolites from Kuiu and Kupreanof islands, Alaska. Canadian Mineralogist 35:691– 698.
- Donahoe, R. J., Liou, J. G., 1985, An experimental study on the process of zeolite formation, Geochimica Cosmochimica Acta, 49, 2349-2360.
- Downs, R.T., Hall-Wallace, M., 2003, The American Mineralogist Crystal Structure Database, American Mineralogist Vol.88, pp247-250.
- Ehlmann, B.L., Bish, D.L., Ruff, S.W., Mustard, J.F., 2012, Mineralogy and chemistry of altered Icelandic basalts: Application to clay mineral detection and understanding aqueous environments on Mars, Journal of Geophysical Research, Vol.117.
- Eren, M., Taşlı, K., 2001, Kilop Cretaceous hardground (Kale, Gümüşhane, NE Turkey): description and origin. J Asian Earth Sciences.
- Faure, K., Matsuhisa, Y., Metsugi, H., Mizota, C., Hayashi, S., 2002, The Hishikari Au – Ag epithermal deposit, Japan: oxygen and hydrogen isotope evidence in determining the source of paleohydrothermal fluids., Economic Geology, 97:481 – 498.
- Feng, X., 1991, Oxygen isotope studies of zeolites: Stilbite, Analcime, Heulandite and Clinoptilolite, Case Western Reserve Uni. Dept. of Geol. Sci., Adv. Samuel M. Savin, 245p.
- Feng, X. ve Savin, S.M., 1993, Oxygen isotope studies of zeolites: stilbite, analcime, heulandite and clinoptilolite II. Kinetics and mechanisms of isotopic exchange between zeolites and water Vapor. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, 4219-4238.
- Finlay, H. J., 1939a. New Zealand foraminifera; key species in stratigraphy, no. 2. Trans. R. Soc. N.Z., 69:89-128.
- Freidman, I., O’Neil, J.R., 1977, Compilation of the stable isotope fractionation factors of geochemical interest. Fleisher, M. (ed.), Data of Geochemistry, 6th edition, ch, kk, US. Geol. Surv. Prof. Paper 440.
- Fuentes, F., Luis, A., Vergara, M., Valdebenito, L., Fonseca, E., 2004, Miocene fossil hydrothermal system associated with a volcanic complex in the Andes of central Chile, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 138: 139– 161.
- Furnes, H., ve El-Anbaawy, M.I.H., 1980. Chemical changes and authigenic mineral formation during palagonitization of a basanite hyaloclastite, Gran Canaria, Canary Islands. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 139:279-302.
- Fyfe, W.S., Price, N.J., Thompson, A.B., 1978, Fluids in the Earth's Crust, Elsevier, 323p.
- Galli E, 1971, Refinement of the crystal structure of stilbite., Acta Crystallogr., B27:833-841.

- Gatta, G. D, Kahlenberg, V., Kaindl, R., Rotiroti, N., Cappelletti, P., ve De' Gennaro, M., 2010. Crystal structure and low-temperature behavior of "disordered" thomsonite., Am.Mineral. 95: 495–502.
- Gayle, R.B., 1959. Sinop yöresi ile ilgili çalışma. Petrol İşleri Genel Müdürlüğü, Arşiv No.17, Ankara (yayımlanmamış).
- Gedik, A. Ercan, T. ve Korkmaz, S., 1983, Orta Karadeniz (Samsun-Sinop) havzası jeolojisi ve volkanik kayaların petrolojisi, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 99-100, 34-51.
- Gedik, A., ve Korkmaz, S., 1984. Sinop Havzasının jeolojisi ve petrol olanakları. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 19, 53-79.
- Gottardi, G, Galli, E., Natural Zeolites, Springer-Verlag, Berlin, 1985, 409p.
- Güven, İ.H., Nalbantoğlu, A.K. ve Takaoğlu, S., 1993, MTA Genel Müdürlüğü 1/100 000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeolojisi haritaları serisi.
- Harada, K., Sudo, T., 1976, A consideration on the wairakite-analcime series. - Is valid a new mineral name for sodium analogue of monoclinic wairakite?. Mineral J 8:247-251.
- Harada, K., Tanaka, K., Nagashima, K., 1972, New data on the analcime-wairakite series. American Mineralogist, 57:924-931
- Hawkins, D.B.. 1981 Kinetics of glass dissolution and zeolite formation under hydrothermal conditions, Clays and Clay Minerals, 29.311-340
- Hay, R.L., 1963, Zeolite Weathering in Oldewei Gorge, Tanganyika, Bulletin of Geological Society of America, 74, 1281 – 1286.
- Hay, R.L., 1966, Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. Geological Society of America, Special Paper (Geg. Stud). 85:130.
- Hay, R. L., ve Iljima, A., 1968, Petrology of palagonite tuffs of Koko Craters, Oahu, Hawaii. Contribution of Mineralogy and Petrology, 17, 41-154.
- Hedenquist, J. W. I., Lowenstern, J. B., 1994, The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits., Nature 370: 519–527.
- Hoppe, H.J., 1940, Untersuchungen an Palagonittuffen und über ihre Bildungsbedingungen, Chemie der Erde, 13(4), 484-514.
- Hudson, J.D., 1977, Stable isotopes and limestone lithification, Geol. Soc. Of London, 133:637 – 660.
- Ibrahim, K., Hall, A., 1996, The authigenic zeolites of the Aritayn Volcaniclastic Formation, north-east Jordan. Mineralium Deposita 31:514–522.

- Iijima, A., 1978, Geologic occurrences of zeolites in marine environments. In: Sand, L.B., Mumpton, F.A. (Eds.), *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use*. Pergamon Press, New York, pp. 175 – 198.
- Iijima, A. ve Hay, R. L. 1968, Analcime composition in tufts of the Green River Formation of Wyoming, *American Mineralogist* 53, 184-200.
- Iijima, A., 1980, Geology of natural zeolites and zeolitic rocks, in: REES, L.V.C. (ed.). *Proceedings, 5th International Conference on Zeolites*. Pure and applied chemistry, 52:2115 – 2130.
- Inoue, A. Ve Utada M., 1991, Smectite to chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, Northern Honshu, Japan, *American Mineralogist*, Vol76, pp628-640.
- Irvine, T. N. ve Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. ve Horiuchi, M., 1976. Delineation of Prospecting Targets for Kuroko Deposits Based on Models of Volcanism of Underlying Dacite and Alteration Haloes, *Mining Geology*, 26, 105-117.
- J.C.P.D.S., 1990, Powder Diffraction File, Alphabetical Indexes Inorganic Phases, Swartmore, U.S.A., 871 syf.
- Jørgensen, O., 2006, The regional distribution of zeolites in the basalts of the Faroe Islands and the significance of zeolites as palaeotemperature indicators, *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 9, 123–156.
- Johnson, J.S., Smellie, J.L., 2007, Zeolite composition as proxies for eruptive paleoenvironment, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, AGU end Geochemical Society, Vol.8, No.3,
- Karlsson, H.R., 2001, Isotope Geochemistry of Zeolites, *Natural Zeolites*, *Min. Soc. Of Am.*, 163 – 205.
- Karlsson, H.R., ve Clayton, R.N., 1990, Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of zeolites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 54, pp. 1369 – 1386.
- Keith, T.E.C. ve Staples, L.W., 1985, Zeolites in Eocene Basaltic Pillow Lavas of the Siletz River Volcanics, Central Coast Range, Oregon. *Clays and Clay Minerals* 33: 135-144.
- Keith, T.E.C., Thompson, J.M., Mays, R.E., 1983, Selective concentration of cesium in analcime during hydrothermal alteration, Yellowstone National Park, Wyoming, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 795 – 804.
- Keskin, İ., Yergök, F.A., Kara, H., Dönmez, M., Arslan, M., 1998, Ünye – Fatsa – Kumru – Korgan (Ordu) dolayının jeolojisi, MTA Raporu, J.D. 602, 10182, Ankara.

- Ketin, İ. ve Gümüş, Ö., 1963, Sinop-Ayancık arasında III. Bölgeye Dahil Sahaların Jeolojisi, T.P.A.O. Raporu, 288.
- Konak, N., Okay, A.I., Hakyemez, Y., 2009, Tectonic and stratigraphy of the Eastern Pontides, Field Trip Guide Book, 9th – 14th October.
- Koltsova, T.N., 2004, Zeolites of the Natrolite-Thomsonite Series, Inorganic Materials, Vol. 41, No:7, pp 750-756.
- Korkmaz, S., 1984, Boyabat (Sinop) Kuzeydoğusunun Petrol Yönünden Jeolojik ve Jeokimyasal İncelemesi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 193 s, Trabzon.
- Kusehlar, M., Tutti, F., Mirnejad, H. ve Laonde, A. E., 2010. Mineralogical characterization of fibrous zeolites from the Kahrizak volcanic suite, South Tehran, Iranian Clay Minerals, 45: 507-517.
- Large, R.R., Gemmel, J.B., Paulick, H. ve Huston, D.L., 2001. The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Lithogeochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulphide Deposits, Economic Geology, 96, 957-971.
- Lawrence, J.R., Taylor, H.P., Jr, 1971, Deuterium an Oxygen-18 Correlation: Clay Minerals and Hydroxides in Quaternary Soils Compared to Meteoric Water, Geochimia Cosmochimia Acta, 35, 993-1003.
- Lawrance, J.R., Taylor, H.P., Jr, 1972, Hydrogen and Oxygen Isotope Systematics in Weathering Profiles, Geochimia Cosmochimia Acta, 36, 1377-1393.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Les Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooller, A.R., Zanettin, B., 1989, A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Blackwell, Oxford.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Woolley, A.R., 2001, Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Cambridge University Press. 236p.
- Luth, R., Bowerman, M., 2004, Microtextural and powder-diffraction study of analcime phenocrysts in volcanic rocks of the Crowsnest Formation, Southern Alberta, Canada. – Can. Mineral. 42: 897– 903.
- Marosvölgyi, K., 2009, Retrograde Alteration of Basaltic Rocks in the Þeistareykir High-Temperature Geothermal Field, North Iceland, University of Akureyi, MSc thesis, 45pp.
- Mazzi F., Galli E., 1978, Is each analcime different?, American Mineralogist 63:448 – 460.

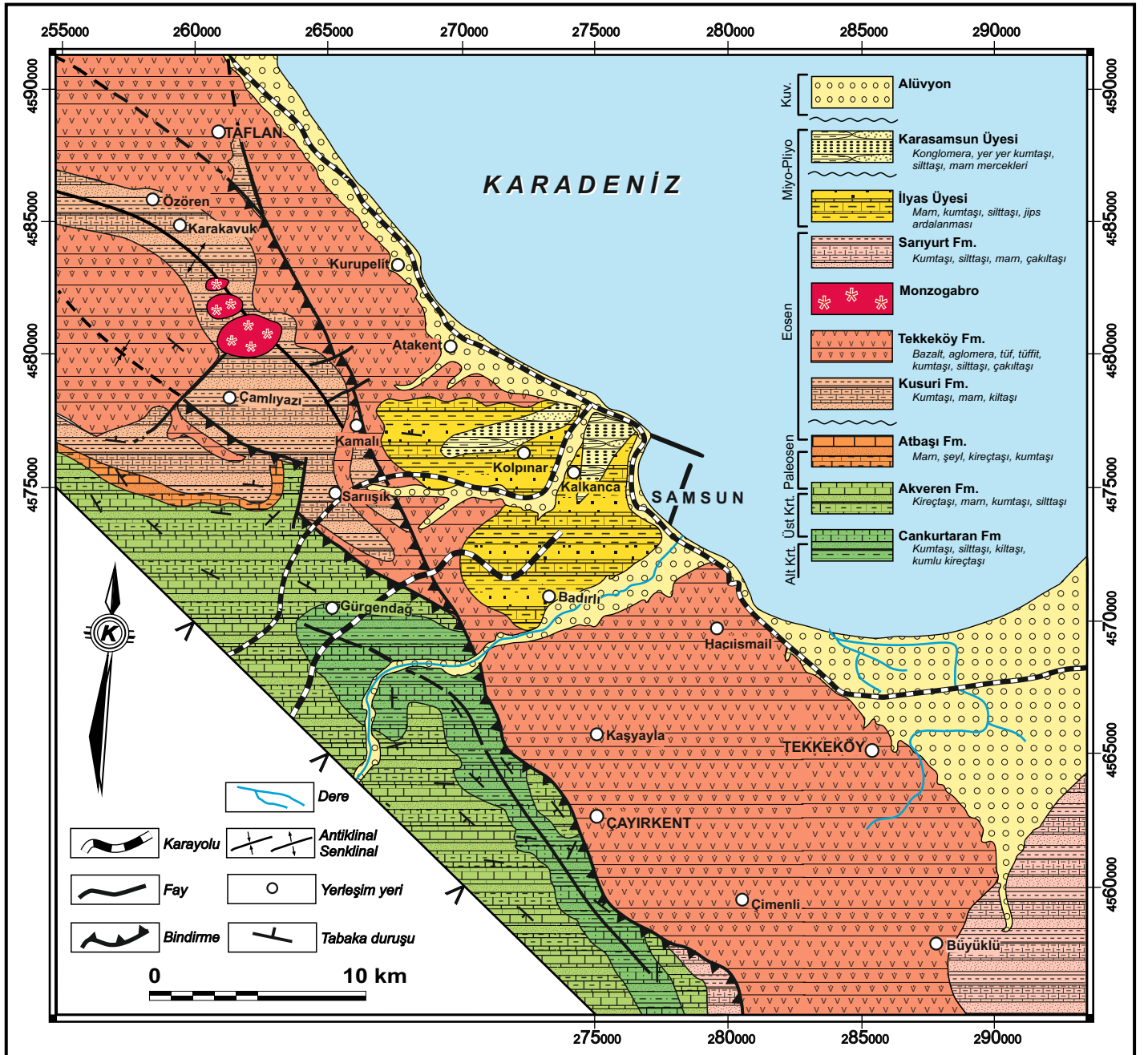
- Meijers, M.J.M., Langereis C.G., van Hinsbergen D.J.J., Kaymakçı N., Stephenson R.A., Demir A., 2010, Jurassic–Cretaceous low paleolatitudes from the circum-Black Sea region (Crimea and Pontides) due to True Polar Wander / Earth and Planetary Science Letters. Vol.296. P.210-226.
- Nauman, E., 1886, Die Grundlinien Anatoliens und Zentralasien, Geogr. Zs. 2.
- Nawaz, R. Ve Malone, J.F., Orientation and geometry of the thomsonite unit cell: a re-study, Mineralogical Magazine, Vol.44, pp 231-4.
- Neuhoff, S.P., Kroeker, S., Du, L.S., Fridriksson, T., Stebbins, J.F., Order/Disorder in natrolite group zeolites: A ^{29}Si and ^{27}Al MAS NMR study, American Mineralogist, Vol:87, pp. 1307 – 1320.
- Ogihara, S., 1996, Diagenetic transformation of clinoptilolite to analcime in silicic tufts of Hokkaido, Japan. Mineralium Deposita, 31, 548-553.
- Özen, S. ve Göncüoğlu, M.C., 2012, Origin of Analcime in the Neogene Arikli Tuff Peninsula, NW, Turkey, Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen, 189, 21-34.
- Özpinar, Y., Semiz, B., Schroeder, P.A., 2013, Zeolites in Mafic Pyroclastic Rocks from the Sandıklı – Afyonkarahisar Region, Turkey, Clays and Clay Minerals, Vol.61 177-192.
- Öztürk, A., 1979., Ladik-Destek dolayının stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 23 (1), 31-38.
- Papezik, V. S. & Elias, P., 1980, Tetragonal analcime from southeastern Newfoundland. – Can. Mineral. 18: 73 –75.
- Passaglia, E., 1970, The crystal chemistry of chabazites, American Mineralogist, 55: 1278-1301.
- Passaglia, E., Galli, E., Leoni, L., Rossi, G., 1978. Oe crystal chemistry of stilbites and stellerites. Bulletin de Minéralogie, 101: 368-375.
- Passaglia, E., Sheppard R.A., 2001, The Crystal Chemistry of Zeolites, Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications, Ed. D.L. Bish, D.W. Ming. Min. Soc. Of America.
- Passaglia, E., Vezzalini, G., ve Camevali, R., 1990, Diagenetic chabazites and phillipsites in Italy: Crystal chemistry and genesis: Eur. J. Mineral. 2, 827-839.
- Pechar, F., 1988, An X-ray diffraction refinement of the crystal structure of natural orthorhombic analcime ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$), Zeolites, Vol. 8, Issue 3, pp 247-249.

- Pearce, J.A., 1996. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams, Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, D.A. Wyman, Ed., Geological Association Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In C. J., Hawkesworth ve M. J. Norry, (eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva, Cheshire, 230-249.
- Pekov, I.V., Lovskaya, E.V., Tufchkova, A.G., Chukanov, N.V., Zadov, A.E., Rastsvetaeva R.K. ve Kononkova, N.N. 2001. Thomsonite-Sr, $(\text{Sr,Ca})_2\text{Na}[\text{Al}_5\text{Si}_{50}\text{20}]\cdot 7\text{H}_2\text{O}$, a new zeolite mineral from Khibiny massif. Proc. Russian Mineral. Soc.Zap. Vser. Mineral. Obshchest. 130, 46-55.
- Pelin S., 1977, Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi, KTÜ yayını no: 87
- Pluth, J.J., Smith, J.V., ve Kvik, Å. (1985) Neutron diffraction study of the zeolite thomsonite. Zeolites, 5, 74–80.
- Prelevic, D., Foley, S.F., Cvetkovic, V., Romer, R.L., 2004, The analcime problem and its impact on the geochemistry of ultrapotassic rocks from Serbia, Mineralogical Magazine, Vol.68(4), pp.633-648.
- Putnis, A., 2002, Mineral replacement reactions: from macroscopic observations to microscopic mechanisms, Mineralogical Magazine, Vol.66(5), pp.689-708.
- Putnis, A., 2009, Mineral Replacement Reactions, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Soc. Of America, Vol.70 pp87-124.
- Putnis, C.V., Geisler, T., Schmid-Beuermann, P., Stephan, T., Giampaolo, C., 2007. An experimental study of the replacement of leucite by analcime, American Mineralogist, 92: 19-26.
- Quartieri S, Vezzalini G, 1987, Crystal chemistry of stilbites: Structure refinements of one normal and four chemically anomalous samples., Zeolites, 7:163-170.
- Richardson, C.K., Rye, R.O., Wasserman, M.D., 1988, The Chemical and thermal evolution of the fluids in the Cave-in-rock fluorspar district, Illinois: stable isotope systematics at the Deardorff mine, Economic Geology, 83, 765 – 783.
- Robert, C. ve Goffe, B., 1993. Zeolitization of basalts in subaqueous freshwater settings: Field observations and experimental study. Geo. et Cosmo. Acta 57: 3597–3612.
- Robinson, A. G., Banks, C. J., Rutherford, M. M. and Hirst, J. J. P., 1995., Stratigraphic and structural development of the eastern Pontides, Turkey. Journal of the Geological Society, London 152, 861-872.
- Rollinson, H.R., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, Longman Scientific & Technical, 352p.

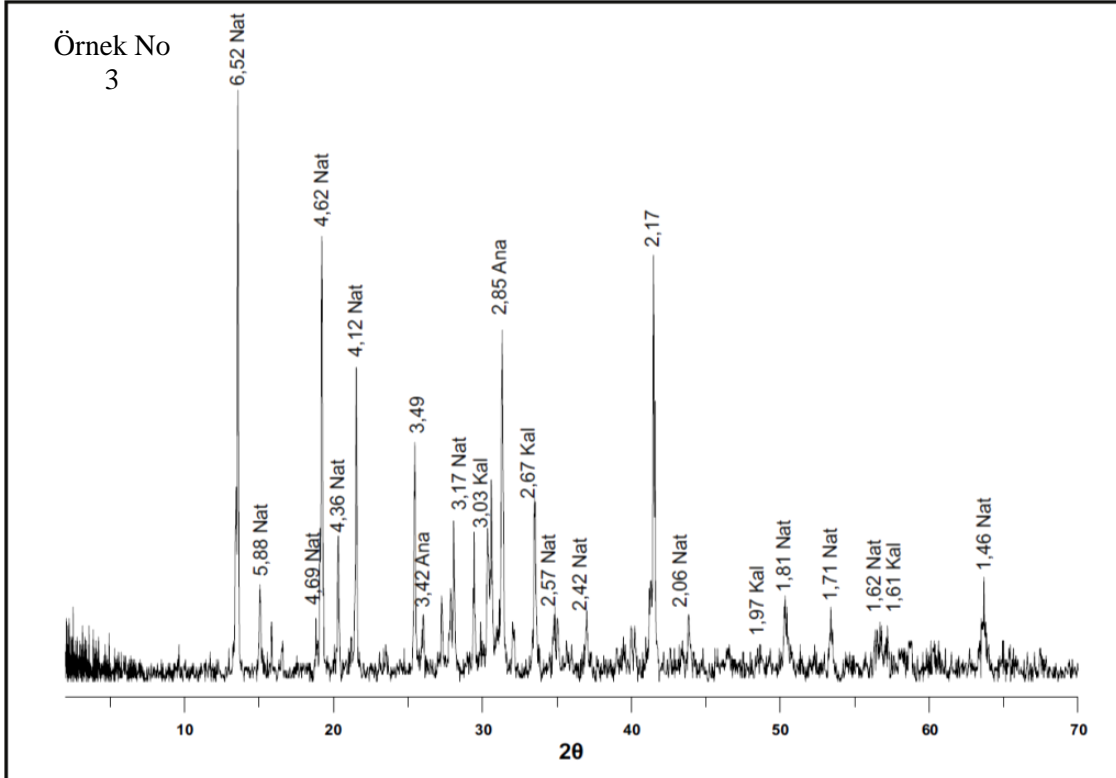
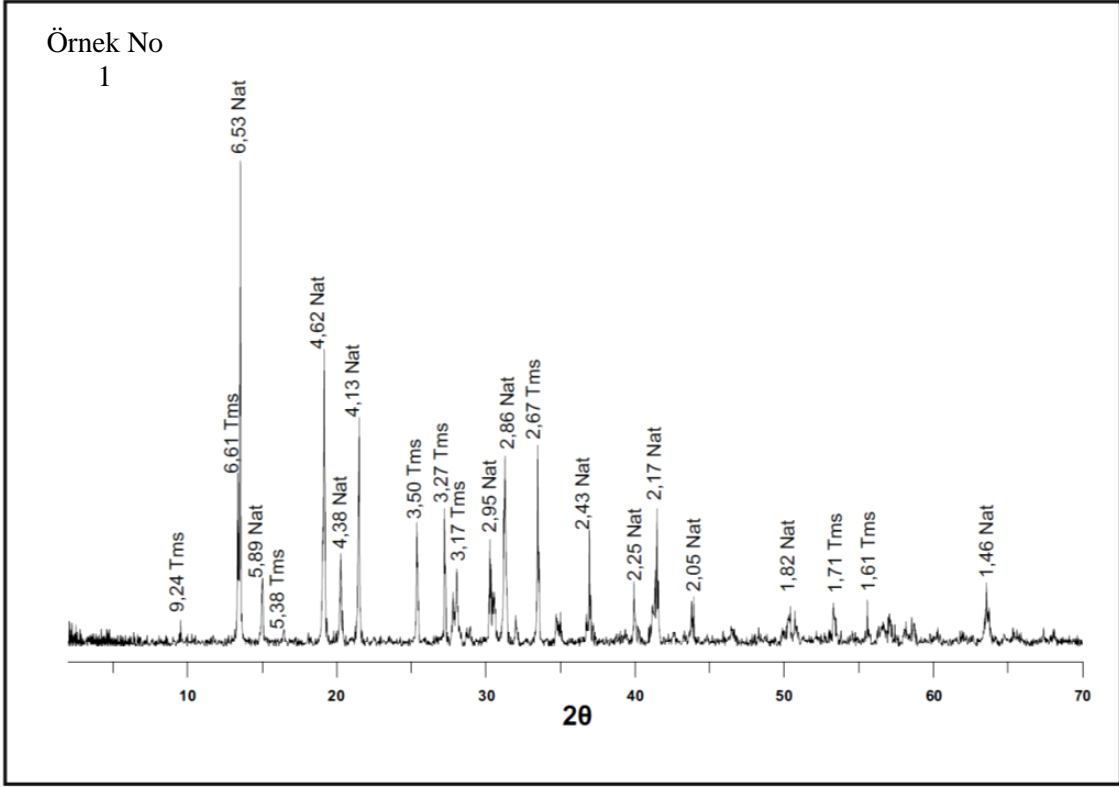
- Ross, M., Flohr, M.J.K., Ross, D.R., 1992, Crystalline solution series and order-disorder within the natrolite mineral group., American Mineralogist, Vol. 77, pp 685-703.
- Ross, P.S. ve Bédard, J. H., 2009, Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams, Can. J. Earth Sci. 46: 823-839.
- Savin, S.M. ve Epstein, S. 1970. The Oxygen Isotopic Compositions of Coarse Grained Sedimentary Rocks and Minerals, Geochimica et Cosmochimica Acta, 34, 323-329.
- Schardt, C., Cooke, D.R., Gemmell, J.B. ve Large, R.R., 2001. Geochemical Modeling of the Zoned Footwall Alteration Pipe, Hellyer Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Western Tasmania, Australia, Economic Geology, 96, 1037-1054.
- Seki, Y., Oki, Y., 1969, Wairakite-analcime solid solution from low-grade metamorphic rocks of the Tanzawa Mountains, central Japan., Mineral J 6:36-45.
- Seki, Y., 1971, Some physical properties of analcime-wairakite solid solutions., Geol Soc Japan 77:1-8.
- Sharp, Z., 2007, Principles of Stable Isotope Geochemistry, Pearson Education Inc. 345p.
- Sheppard, D. S., 1986, Ngawha geothermal field. Monogr. Ser. – Min. Dep. 26: 185–192.
- Stakes, D.S., O’Neil, J.R., 1982, Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks. Earth Planet Sci., Lett., 57, 285 – 304.
- Ståhl, K., Kvik, Å., ve Smith, J.V. (1990) Thomsonite, a neutron diffraction study at 13 K. Acta Crystallographica, C46, 1370–1373.
- Sun, S. ve McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt Implications for mantle composition and processes, In: A. D. Saunders, ve M.J. Norry, (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345.
- Surdam, R.C., 1966, Analcime-wairakite mineral series., Geol. Soc. of Am. Special Paper 87:169-170.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Takéuchi, Y., Mazzi, F., Haga, N. & Galli, E., 1979, The crystal structure of wairakite. – Am. Mineral. 64: 993 –1001.
- Taylor, S.R. ve McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust, Its Composition and Evolution*, Blackwell, Oxford, 312s.

- Temizel, İ., 2013, Bafra (Samsun) Yöresi Tersiyer Volkanitlerinin Petrografisi, Jeokimyası, Petrolojisi ve Jeodinamik Gelişimi, KTÜ BAP Birimi Proje Kod No: 1079, Trabzon.
- Temizel, İ., 2014, Petrochemical Evidence of Magma Mingling and Mixing in the Tertiary Monzogabbroic Stocks Around The Bafra (Samsun) area in Turkey: Implications of Coeval Mafic and Felsic Magma Interactions, Mineralogy and Petrology, Online ISSN 1438-1168.
- Temizel, İ., Arslan, M., Abdioğlu, E., Yücel, C., Ruffet, G., 2014, $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ dating, whole rock and Sr – Nd isotope geochemistry of post-collisional Eocene volcanic rocks around the Bafra (Samsun, N Turkey) area: constrains for the lithospheric mantle-lower crust interactions in extension – induced origin, Contributions to Mineralogy and Petrology, in review.
- Tschernich, R.W., 1992, Zeolites of the World, Geoscience Press inc., 1st Ed., QE391:Z5
- Treacy, M.M.J., Higgins, J.B., 2007, Collection of Simulated XRD Powder Patterns for Zeolites, Published on behalf of the Structure Commission of the International Zeolite Commission, 5:485.
- Triana, J.M.R., Herrera, J.F.R., Rios, C.A.R, Castellanos, O.M.A., Henao, J.A.M., Williams, C.D., Roberts, C.L., 2012, Natural zeolites filling amygdaloids and veins in basalts from the British Tertiary Igneous Province on the Isle of Skye, Scotland, Earth Science Research of Journal, vol.16, No:1, 41-53.
- Ukrainczyk, M., Kontrec, M., Babić-Ivančić, V., Brečević, L., Kralj, D., 2007, Experimental design approach to calcium carbonate precipitation in a semicontinuous process, Powder Technology, Vol171, pp192-199.
- Ünal, A., 2009, Batı Karadeniz Akçakoca Kuzeyi (Deniz) Yeraltı Jeolojisi ve Petrol İmkanlarının Kuyu ve Sismik Kesitlerle İncelenmesi, Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı, Ankara.
- Vattuone, M.E., Latorre, C.O., Leal, P.R., 2001, Procesos de formación de paragénesis zeolíticas en el metamorfismo de muy bajo grado de las volcanitas paleógenas al sur de Confluencia, Neuquén, República Argentina. Revista Geológica de Chile 28:209–228.
- Vergara, M., Levi, B., Villaroel, R., 1993, Geothermal-type alteration in a burial metamorphosed volcanic pile, central Chile. Journal of Metamorphic Geology 11:449–454.
- Viereck, L.G., Griffin, B.J., Schmincke, H. U., Pritchard, R.G., 1982, Volcaniclastic rocks of the Reydarfjörður drill hole, eastern Iceland: 2. Alteration, Journal of Geophysical Research, 87:6459– 6476.
- Weisenberger, T. Ve Selbekk, R.S., 2009, Multi-stage zeolite facies mineralization in the Hvalfjörður area, Iceland, Int. Journal of Earth Science, 98:985-999.

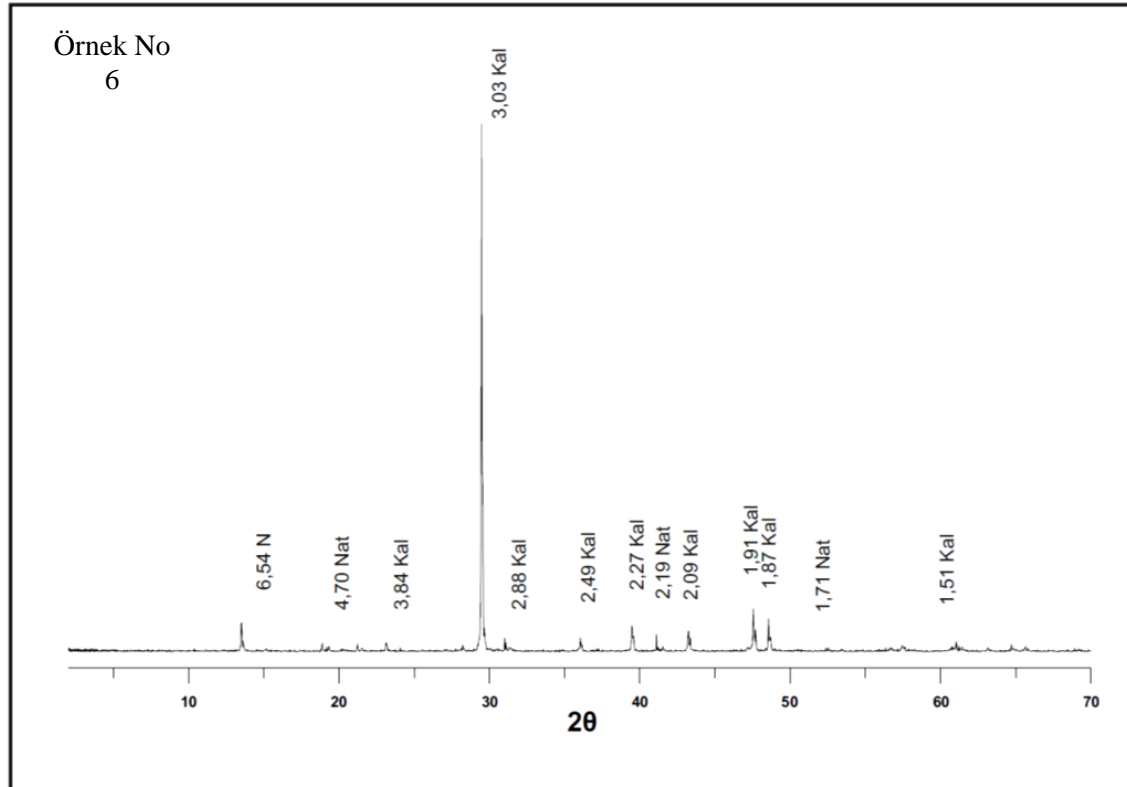
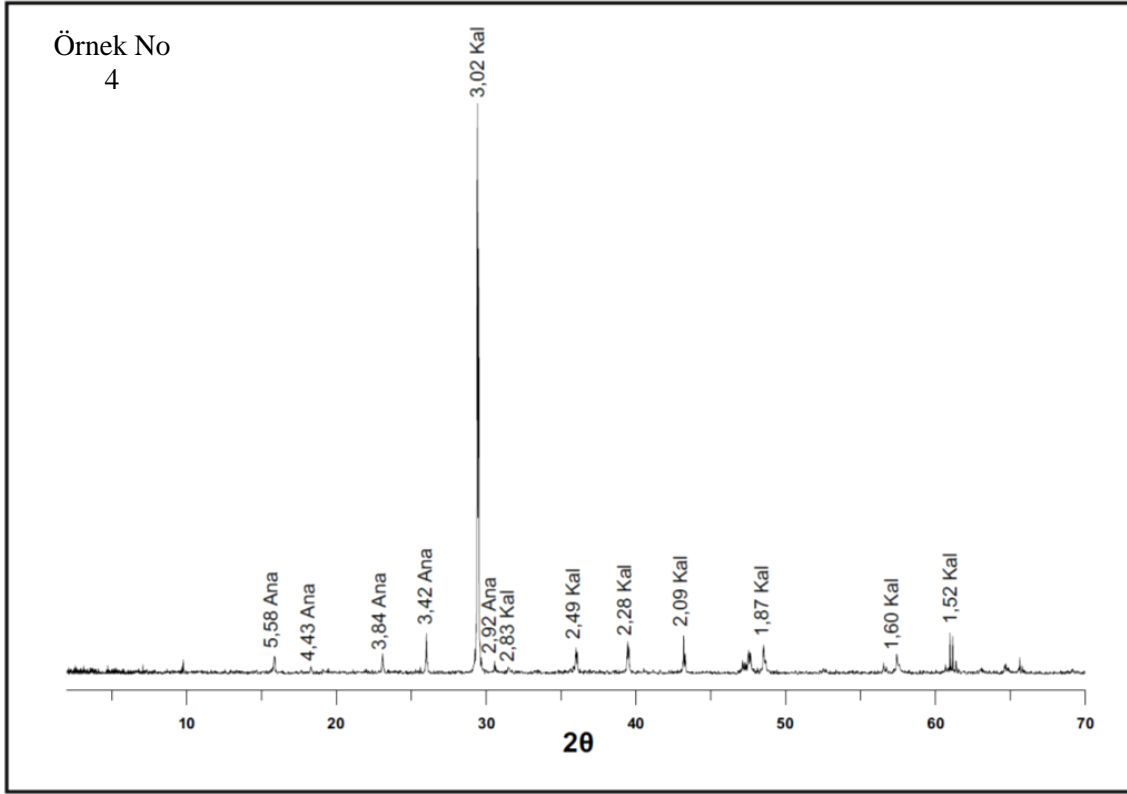
- Weisenberger T. ve Spürgin S., 2009, Zeolites in alkaline rocks of the Kaiserstuhl volcanic complex, SW Germany - new micropobe investigation and their relationship to the host rock. Geologica Belgica 12/1-2, 75-91.
- Winchester, J. ve Floyd, P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Productst Using Immobile Elements, Chemical Geology, 20, 325-343.
- Wright, I.P., Grady, M.M., Pillinger C.T., 1988, Carbon, oxygen and nitrogen isotopic composition of possible martian weathering products in EETA 79001. Geochim. Cosmochim. Acta, 52:917 – 924.
- Yazıcı, E.N., 1993, Ordu – Çarşamba Güneyinin Maden Prospeksiyon Raporu, MTA Ankara, Proje No: IX.11.1.01.04
- Yılmaz, H., 1985, Geology of the Olur (Erzurum) region, Karadeniz Teknik Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, v. 4, p. 23-43.
- Yılmaz, Y., 1972, Petrology and structure of the Gümüşhane granite and the surrounding rocks, N.E. Anatolia: Ph. D. Thesis, University College London, England, 284 p.
- Yokomori, Y., Asazuki, K., Kamiya, N., Yano, Y., Akamatsu, K., Toda, T., Aruga, A., Kaneo, Y., Matsuoka, S., Nishi, K., Matsumoto, S., 2014, Final storage of radioactive cesium by pollucite hydrothermal synthesis, Nature Scientific Reports 4:4195.
- Yoldaş, R., Keskin, B., Granit, S., Korkmaz, S., Dirik, S., Kalkan, İ., Ağrıdağ S. ve Besbelli, B., 1985, Samsun ve dolayının (Kızılırmak – Yeşilirmak arasındaki bölgenin) jeolojisi ve petrol olanakları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dairesi, Rapor No: 8130 (yayımlanmamış).
- Yuxian, W., 2011, Adsorption of analcime and ZSM-5 on metals, Central Ostrobothina University of Applied Sciences, PhD Thesis, 47pp.
- Yücel, C., Temizel, İ., Abdioğlu, E., Arslan, M., Yağcıoğlu, U.C., 2014, Origin of analcimes in the Tertiary volcanic rocks from the Eastern Pontides (NE Turkey): textural, mineralogical and chemical approach, N. Jb. Miner. Abh., in press.
- Zeng, Y., Liou, J.G., 1982, Experimental investigation of yugawaralite-wairakite equilibrium, American Mineralogist 67: 937– 943.
- Zheng, Y.F., Hoefs, J., 1993, Carbon and oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcite during degassing of CO₂: A quantitative evaluation and application to the Kushikino gold mining area in Japan. Mineralium Deposita 25 (4), 246 – 250.



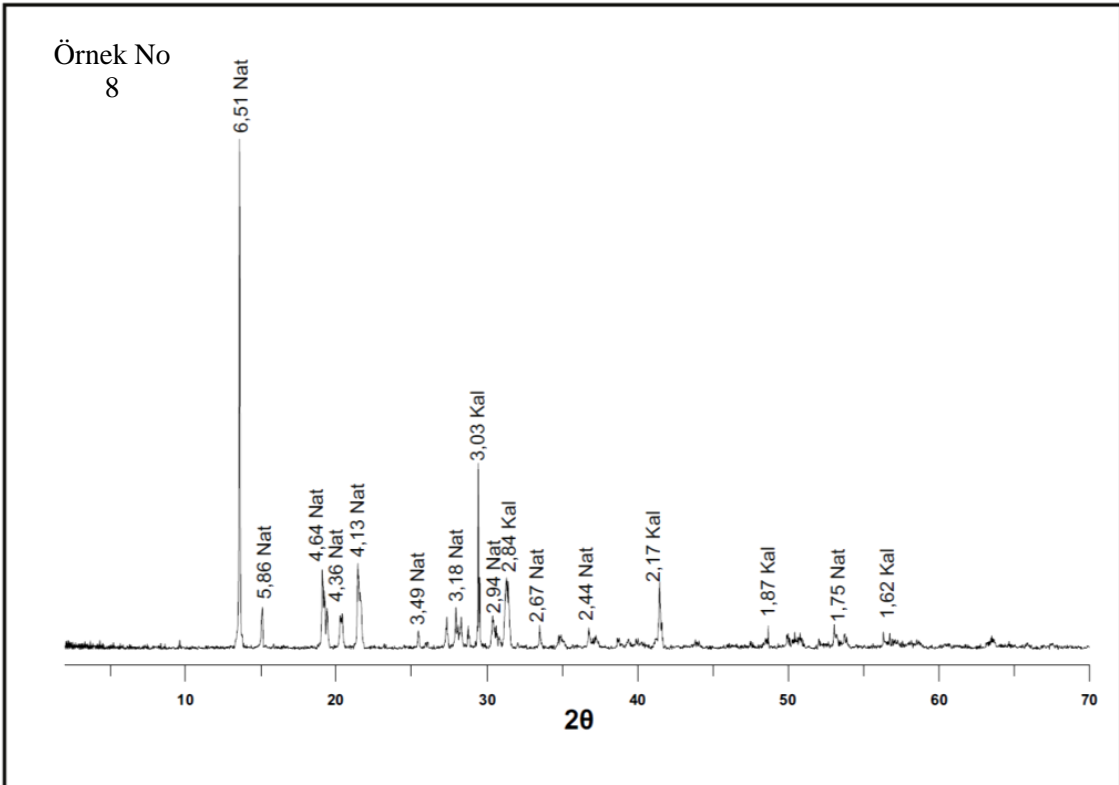
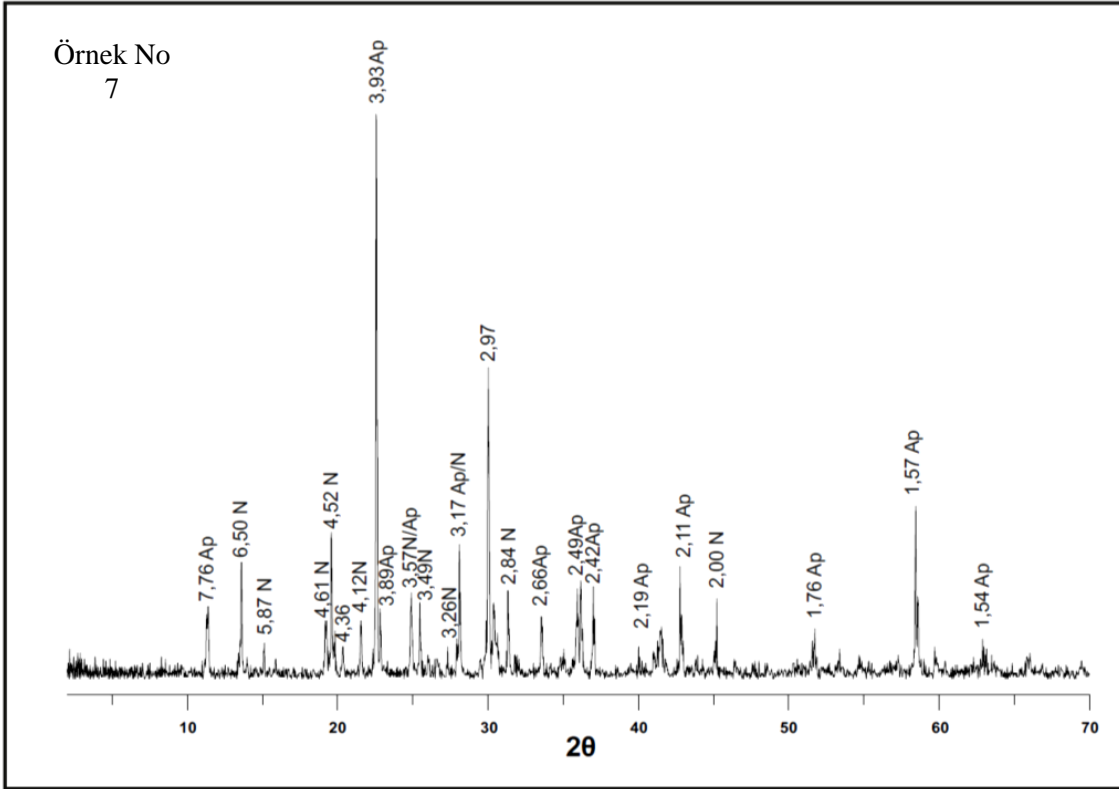
Ek Şekil 1: Çalışma alanına ait jeolojik harita (Keskin vd., 1998; Temizel vd. 2014)



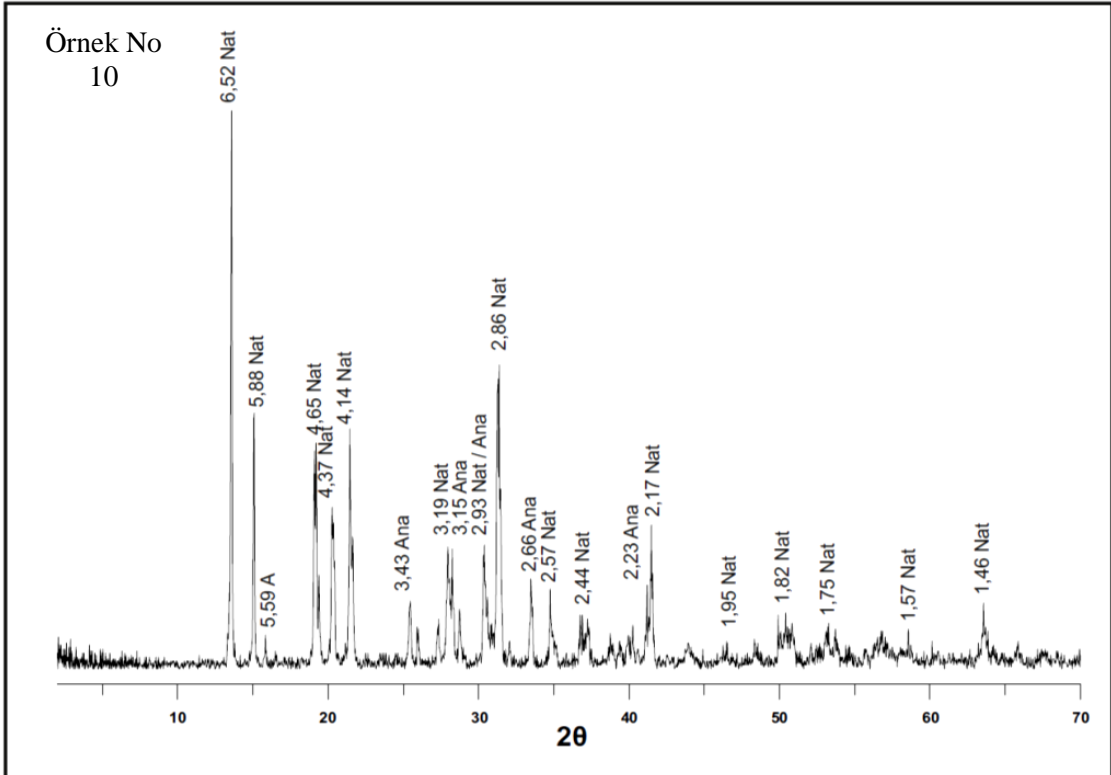
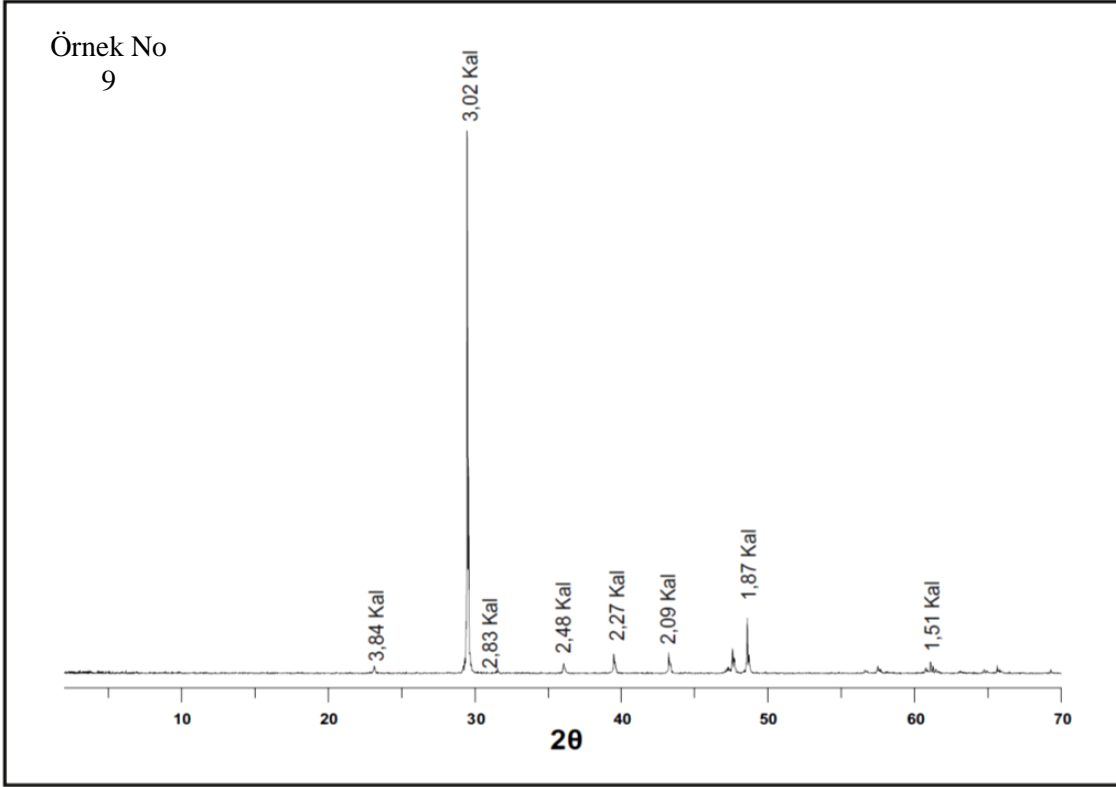
Ek Şekil 3: Çalışma alanından derlenen ikincil mineral örneklerinin X-ışınları difraksiyonları.



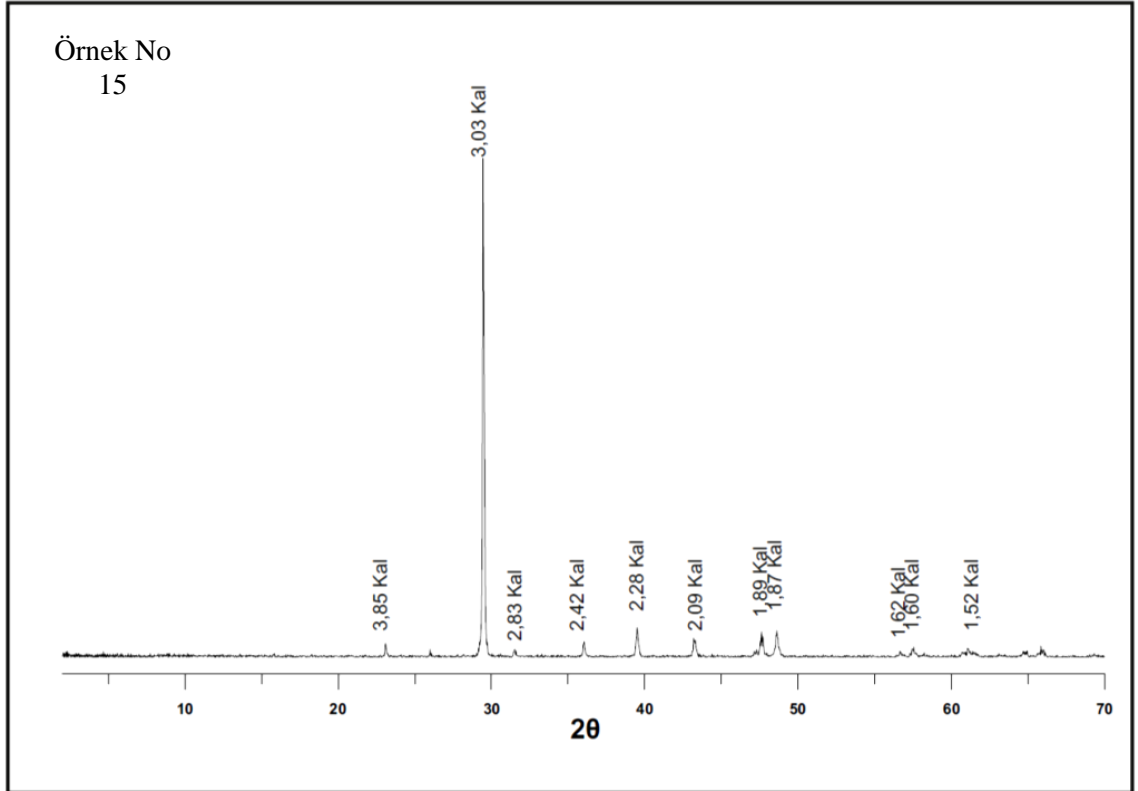
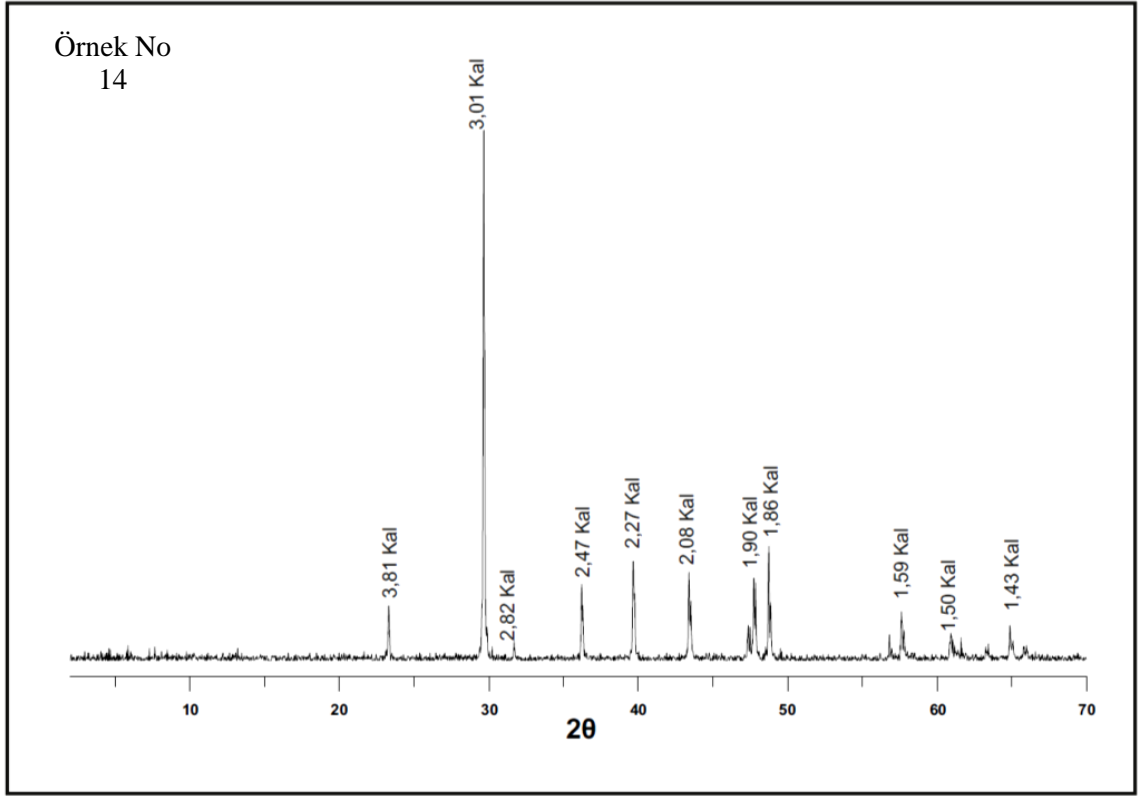
Ek Şekil 3'ün devamı



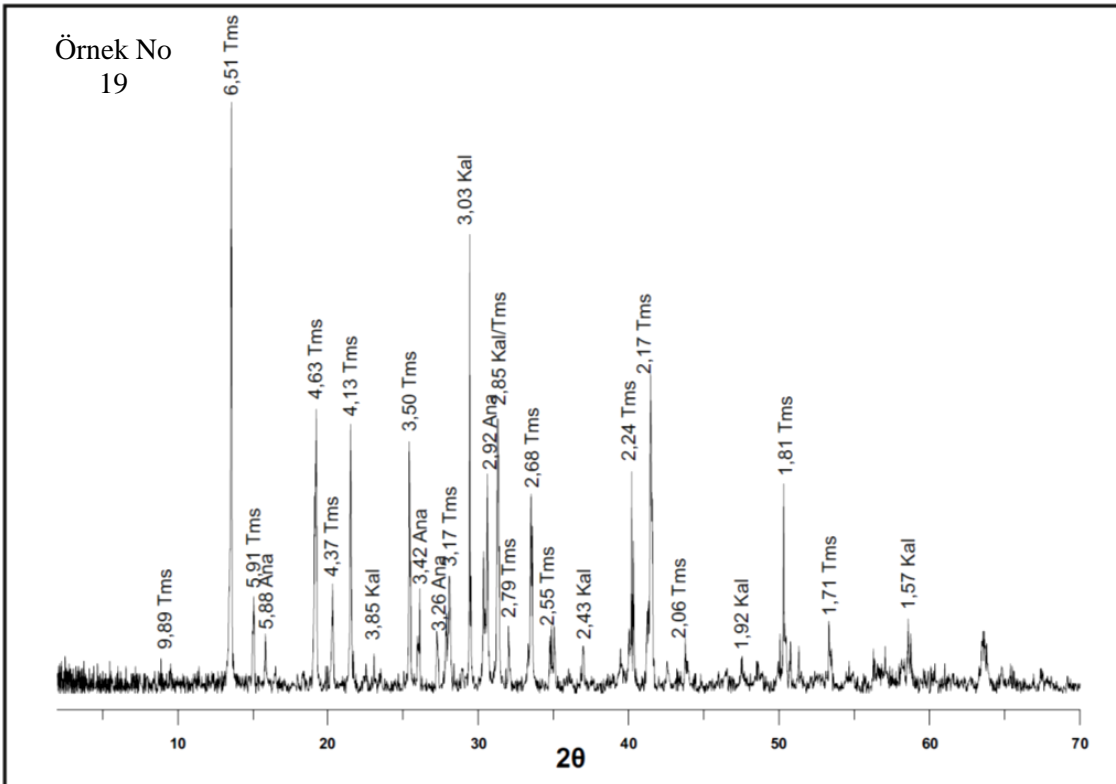
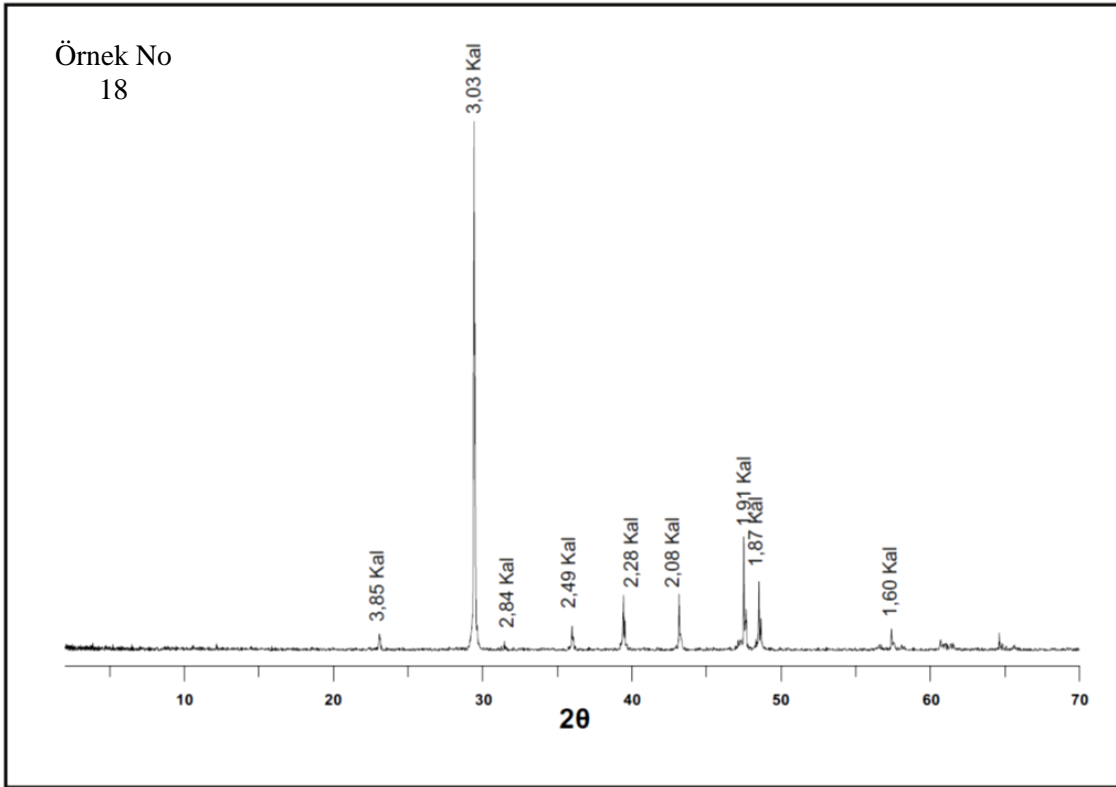
Ek Şekil 3'ün devamı



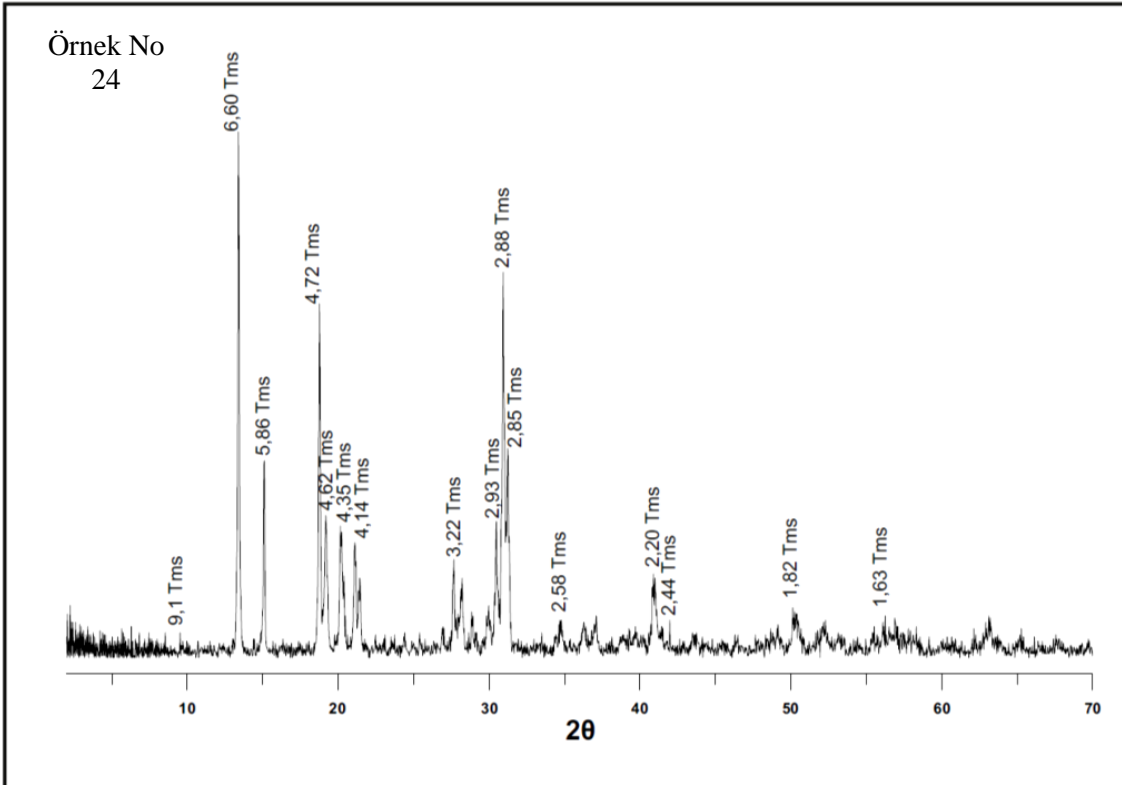
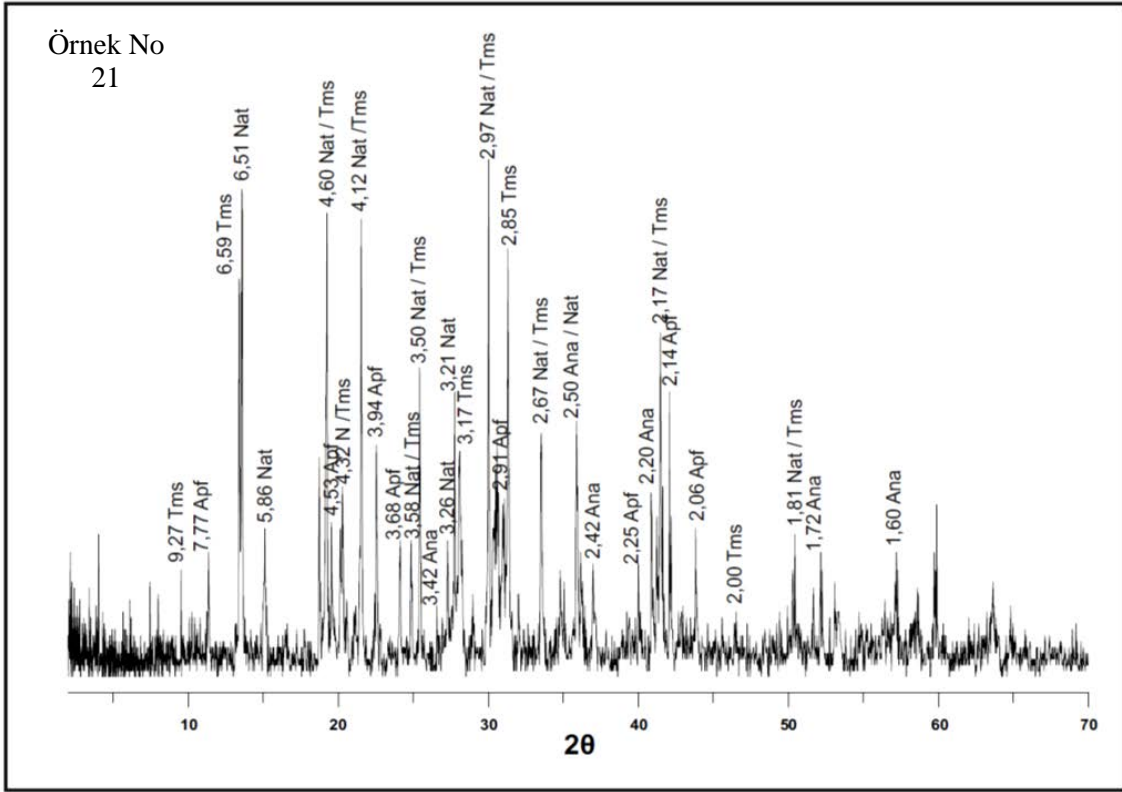
Ek Şekil 3'ün devamı

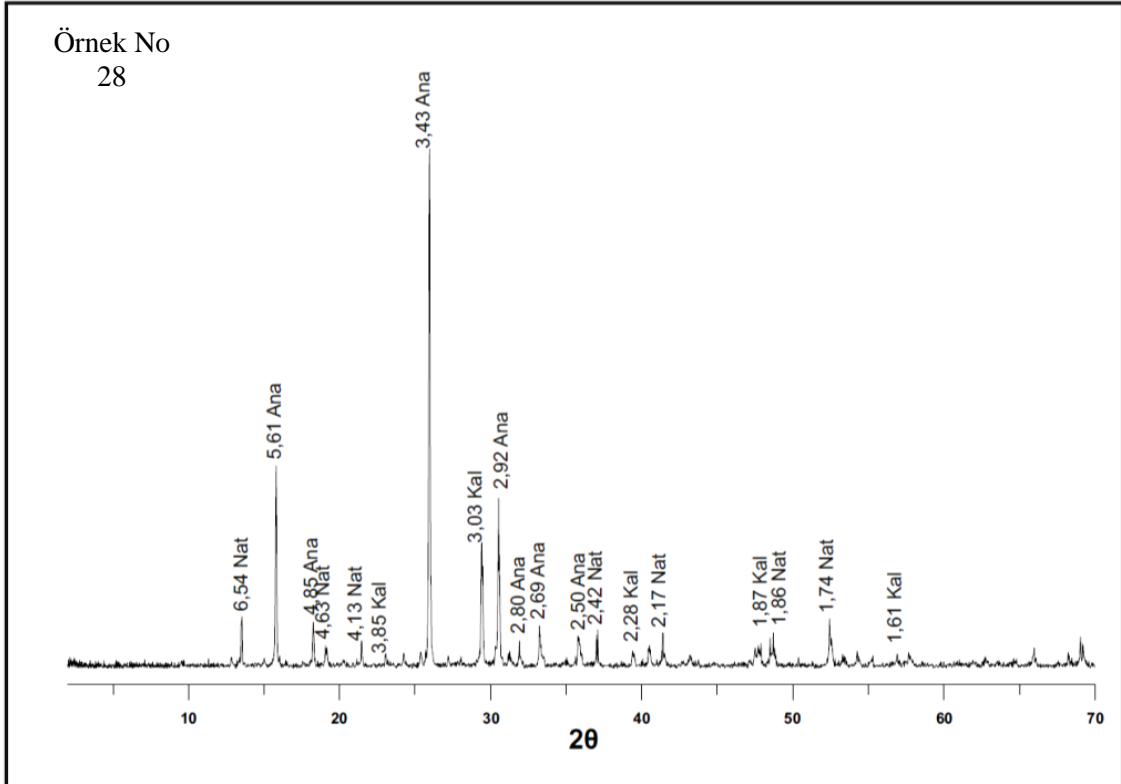
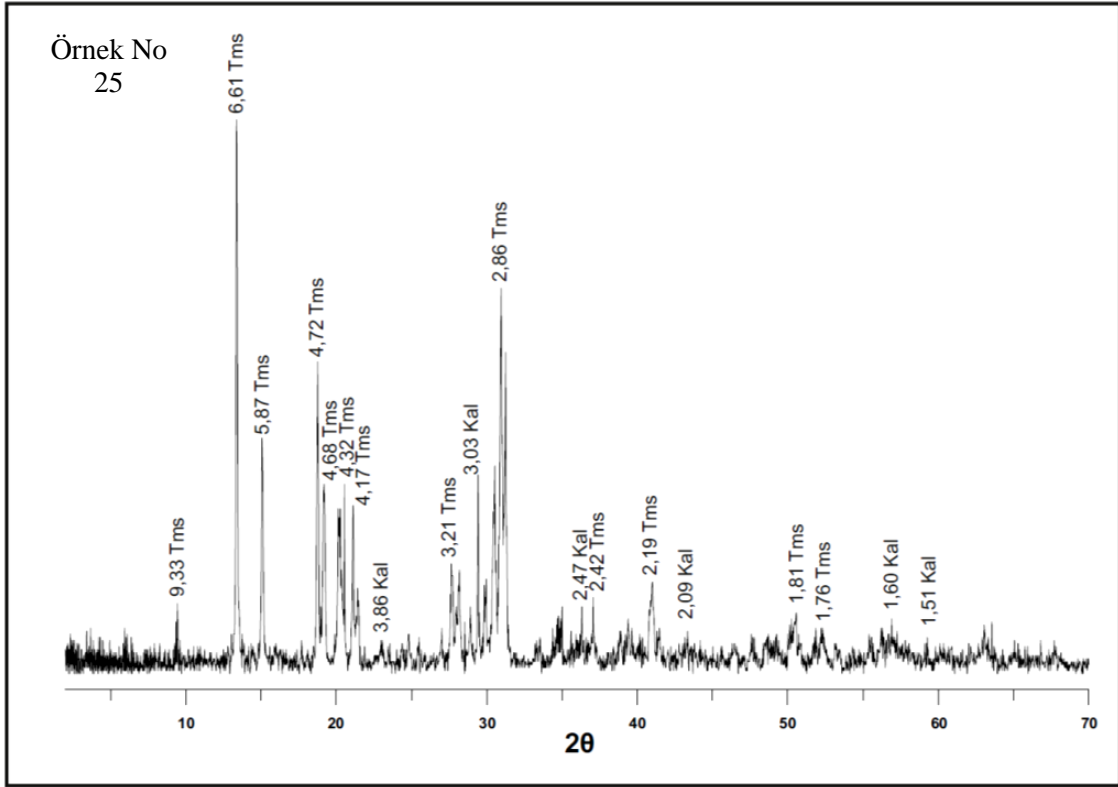


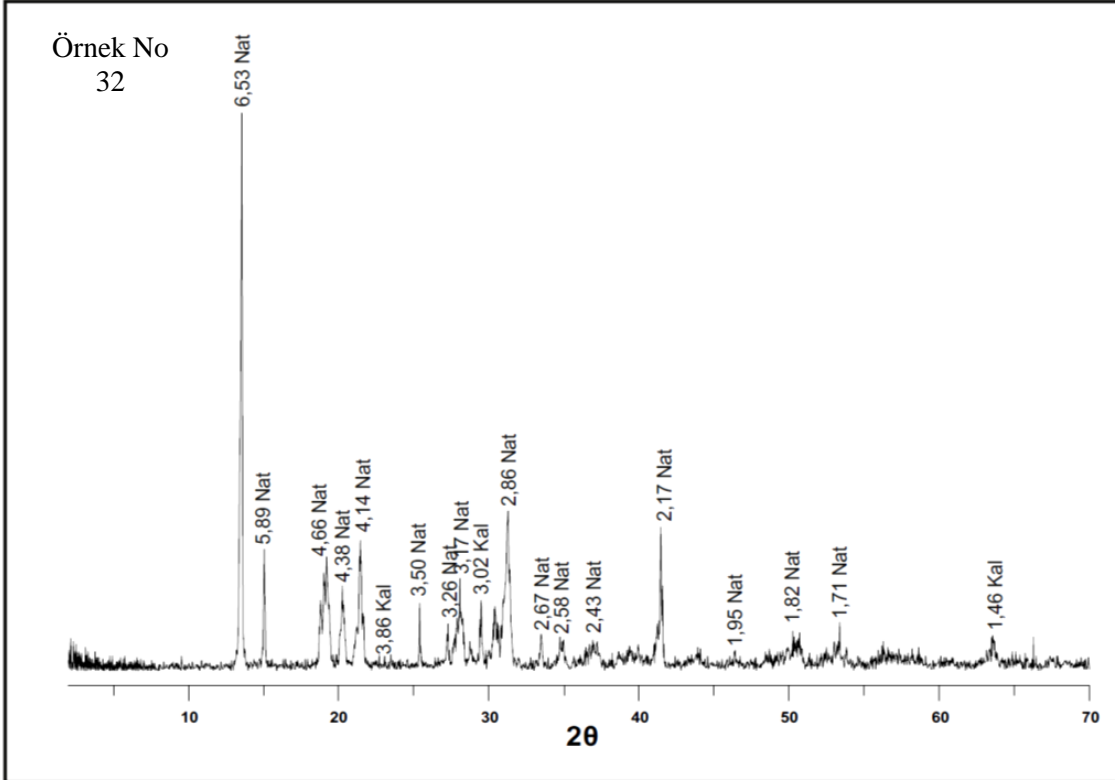
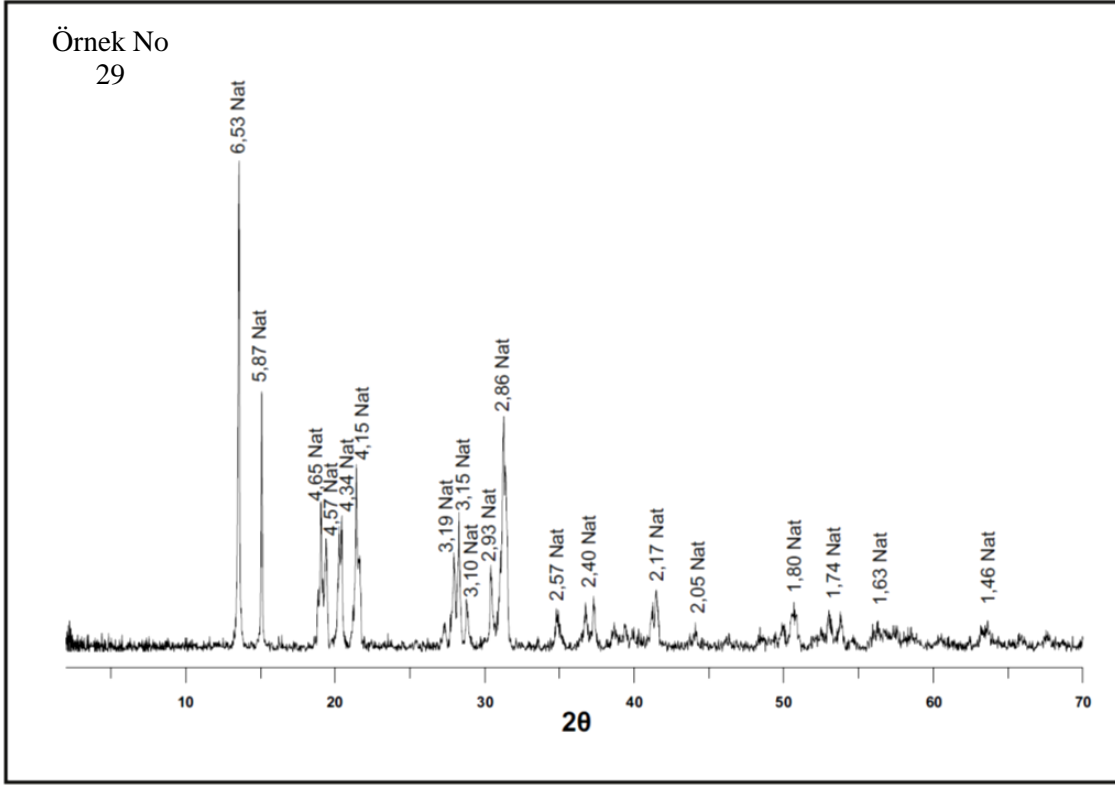
Ek Şekil 3'ün devamı



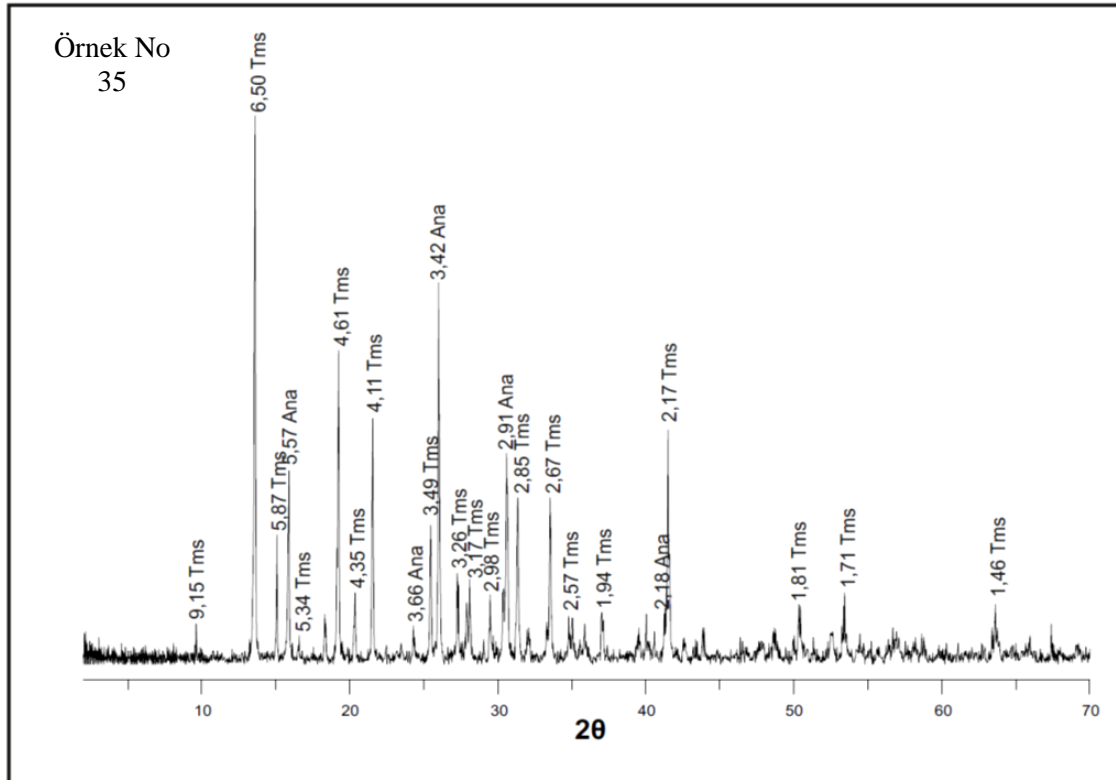
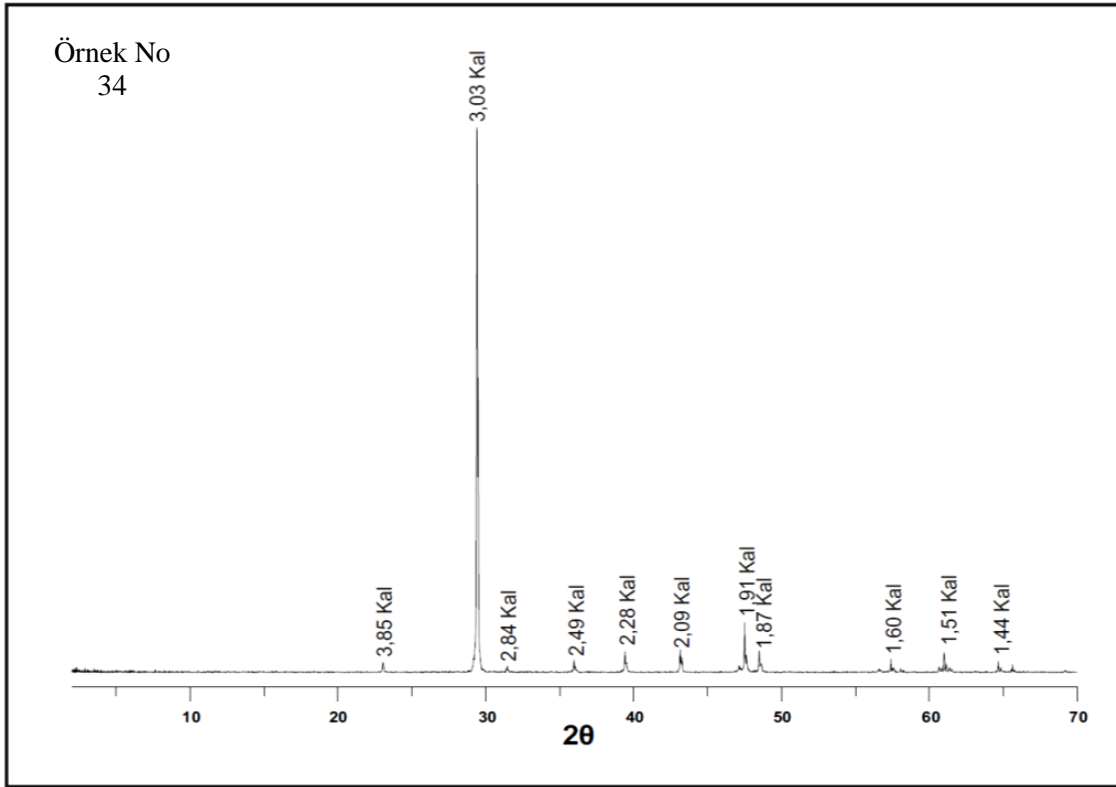
Ek Şekil 3'ün devamı

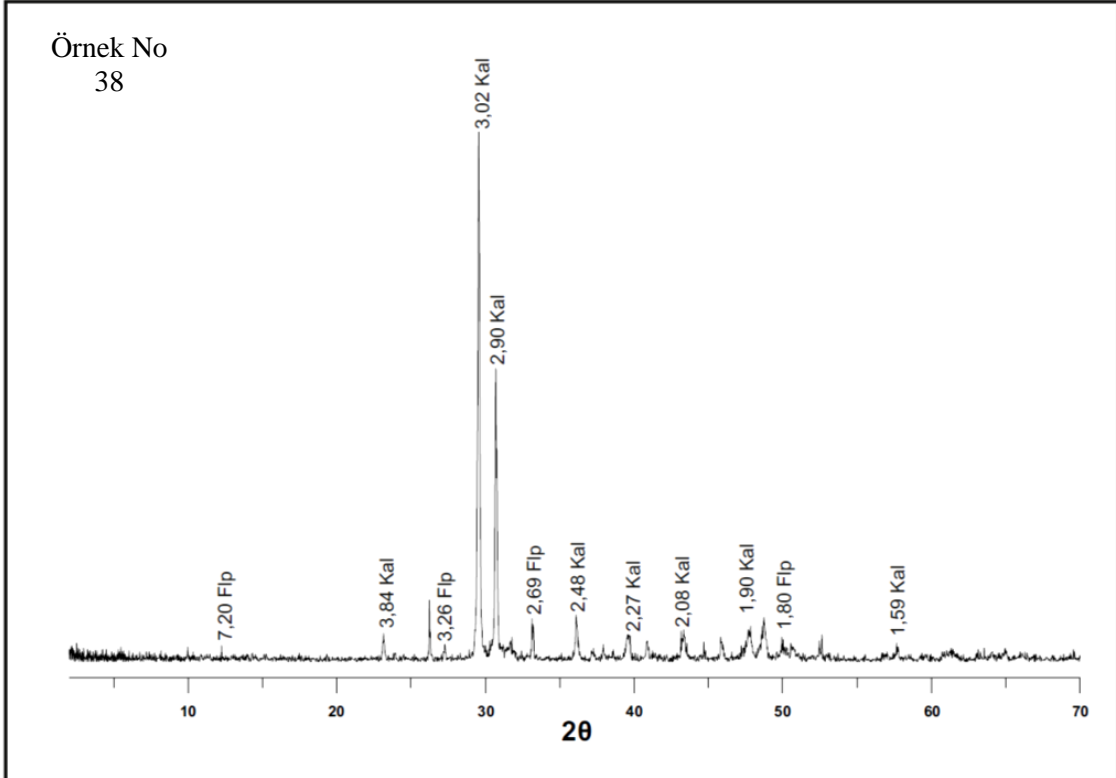
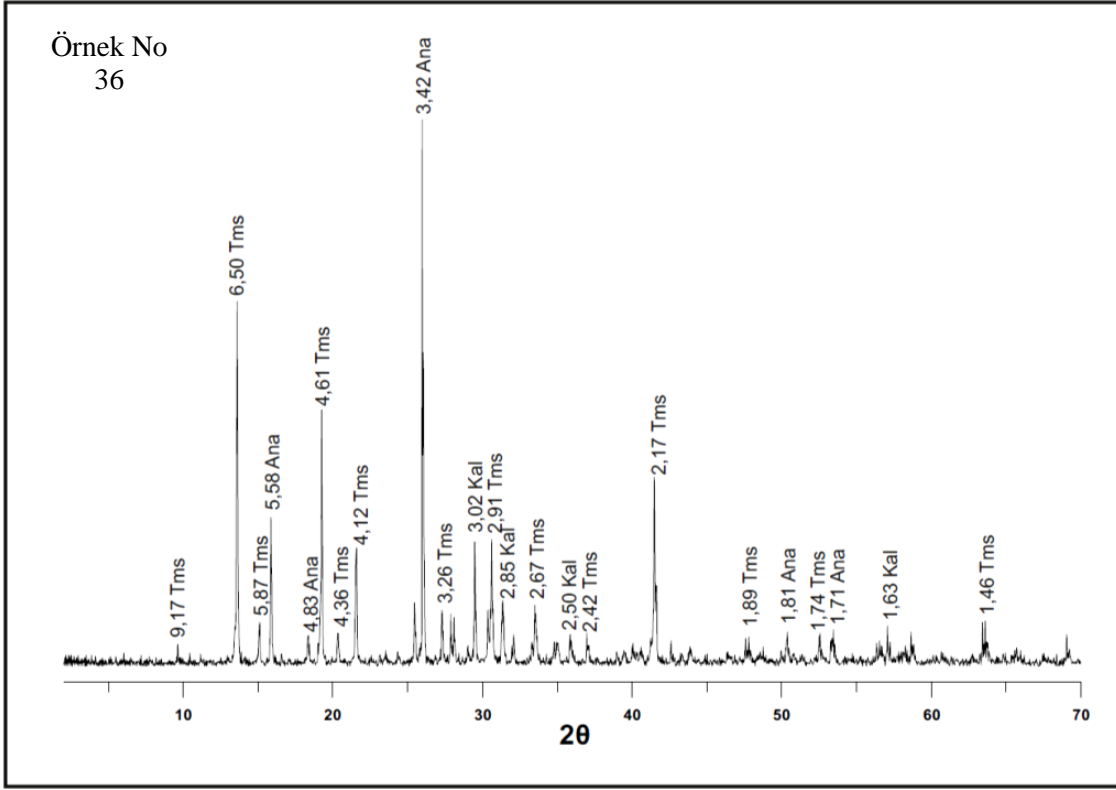


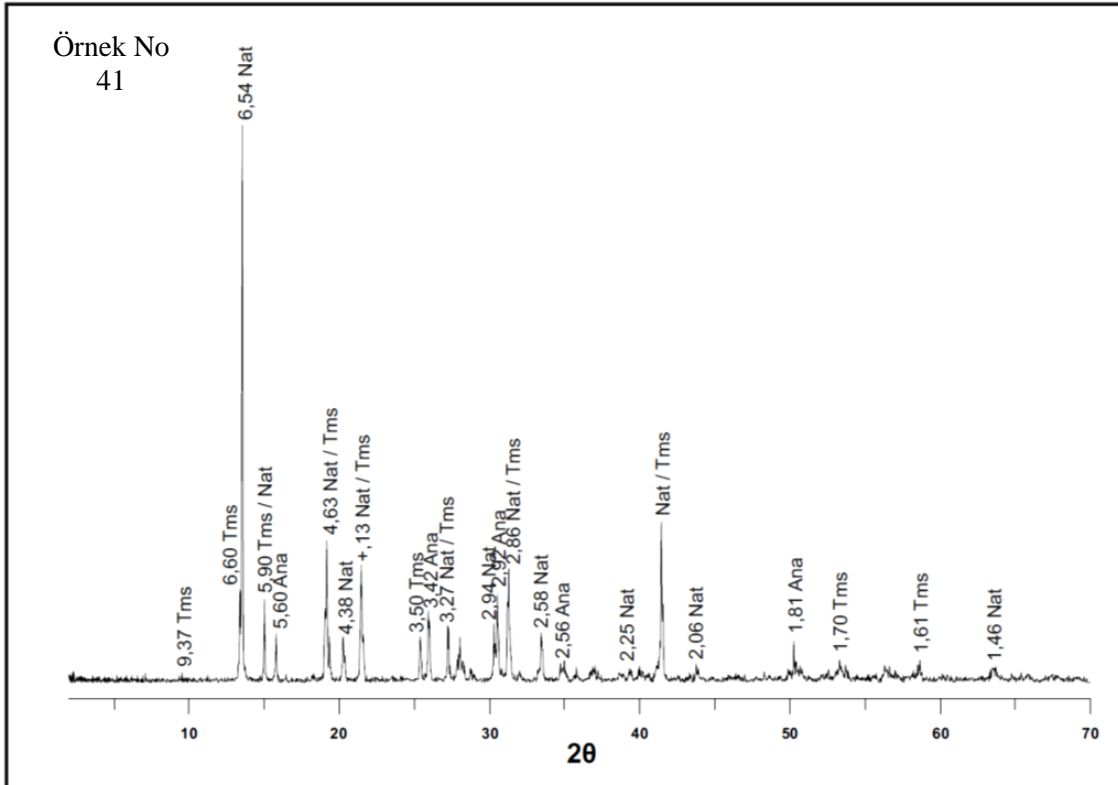
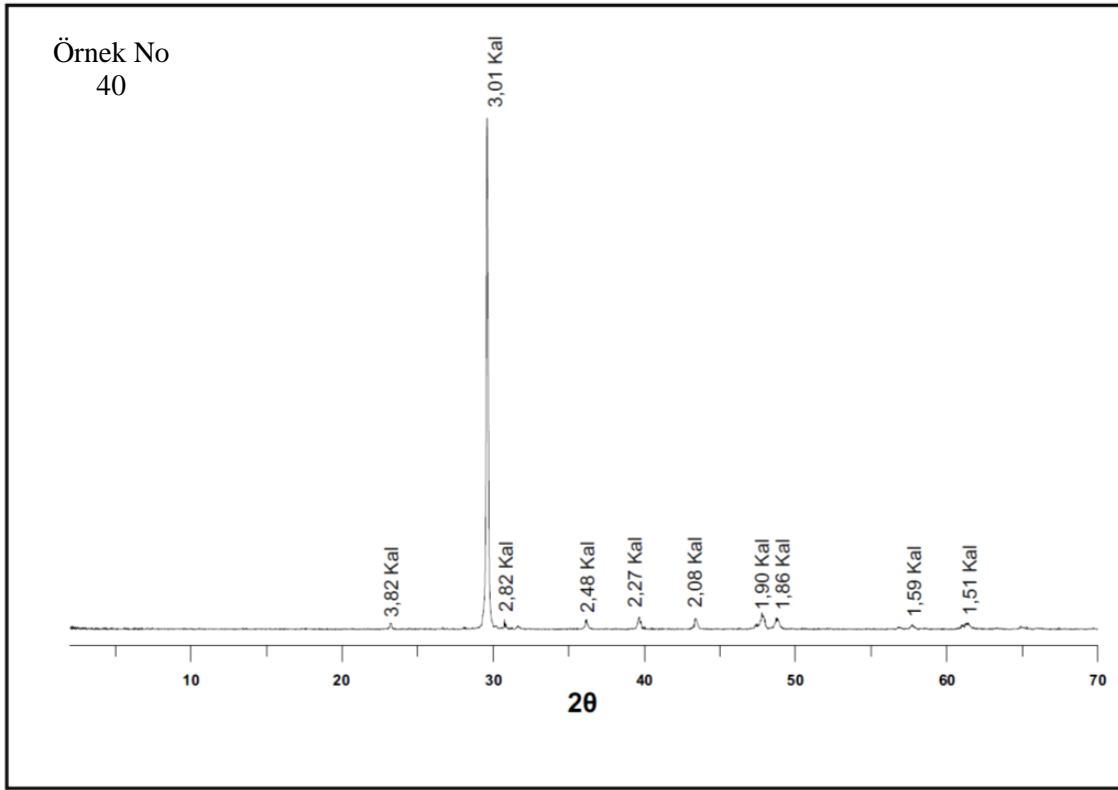


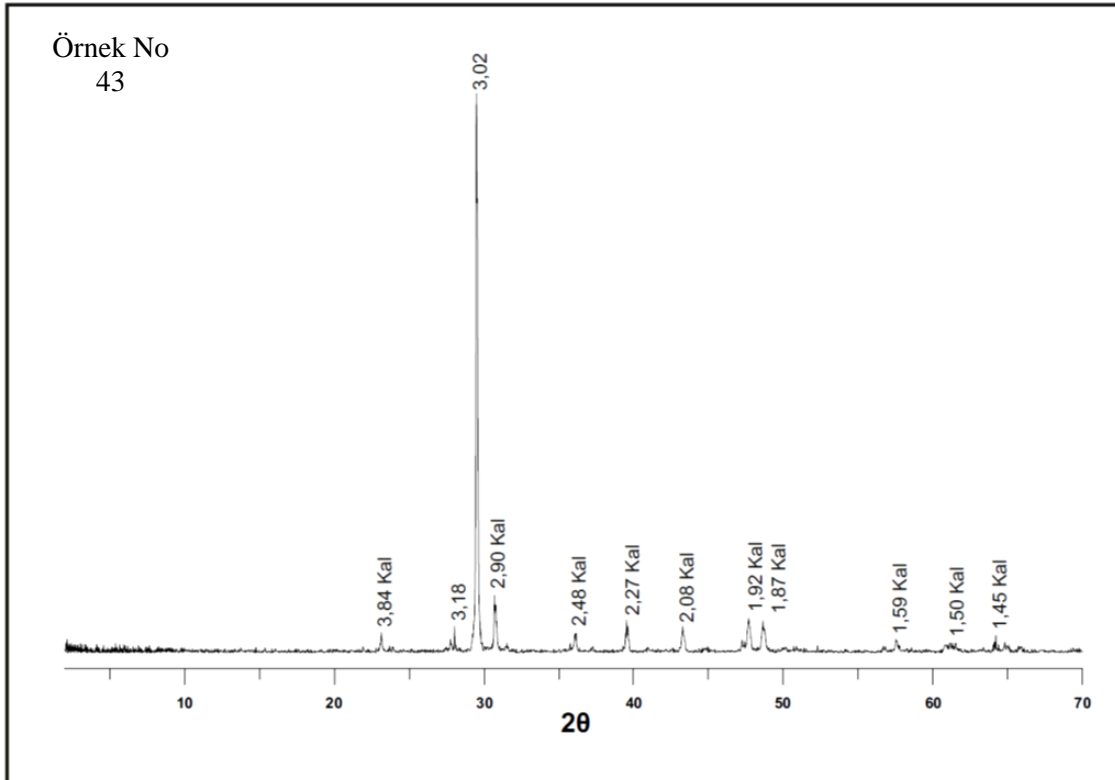
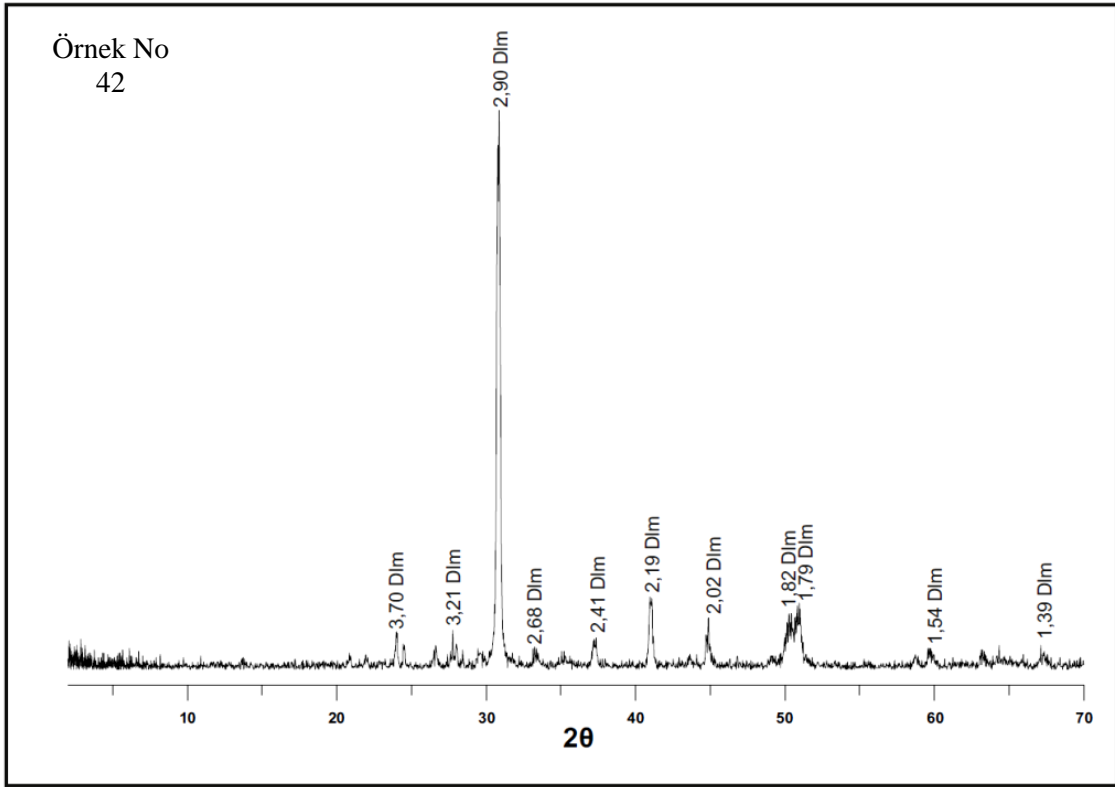


Ek Şekil 3'ün devamı

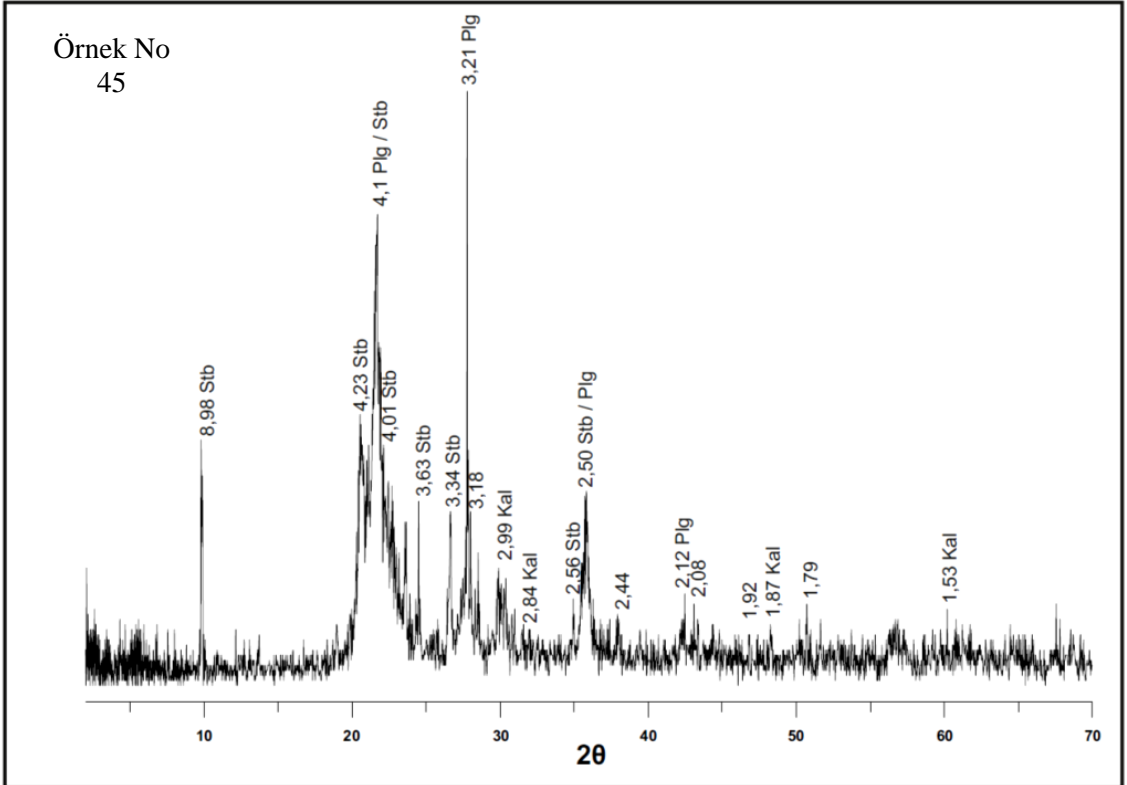
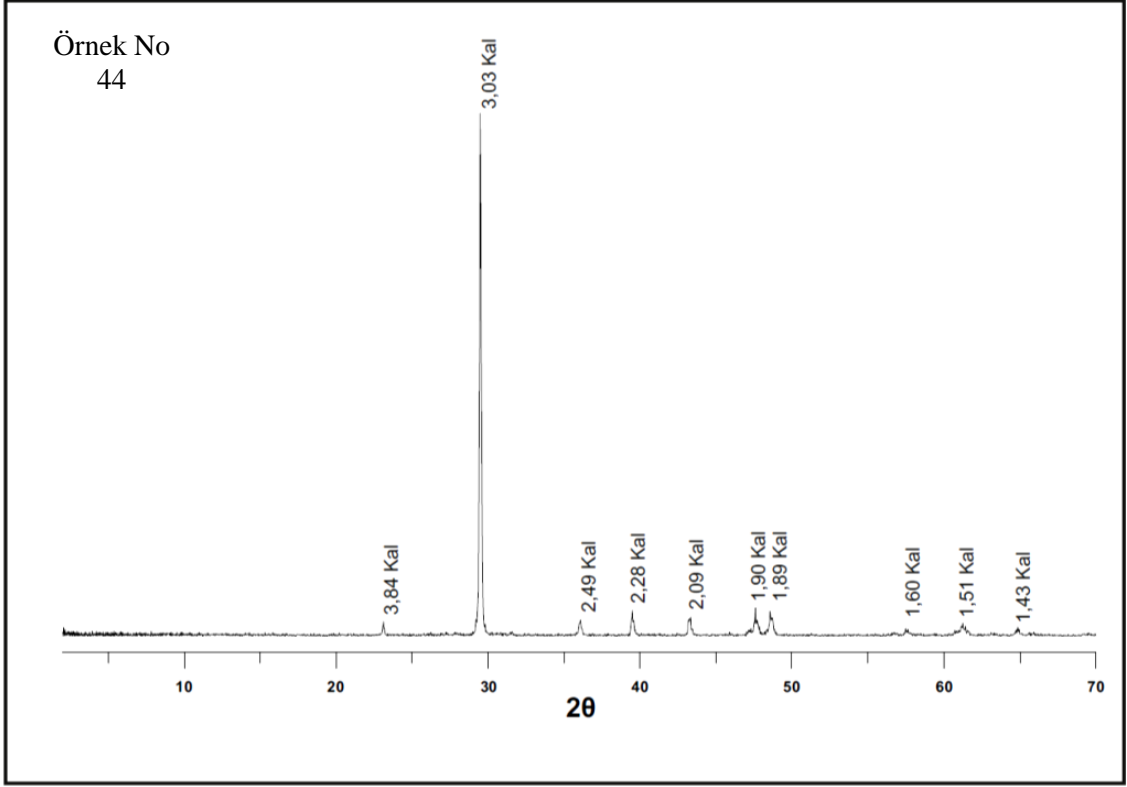




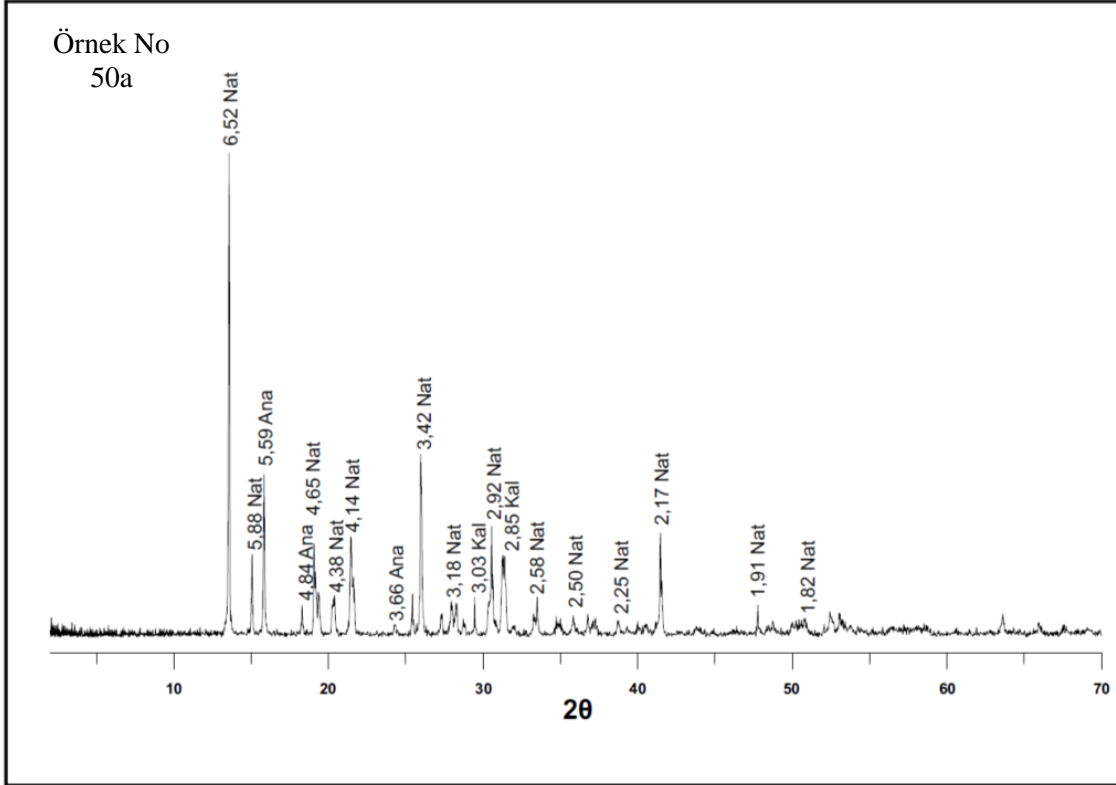
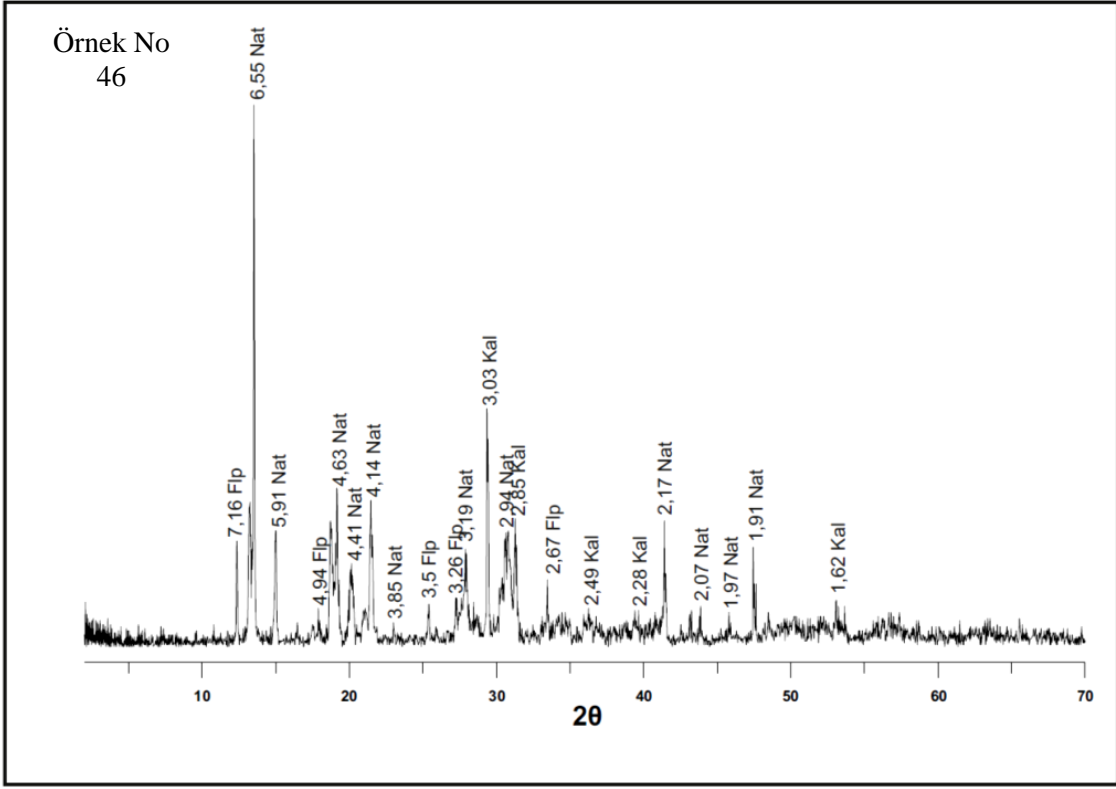




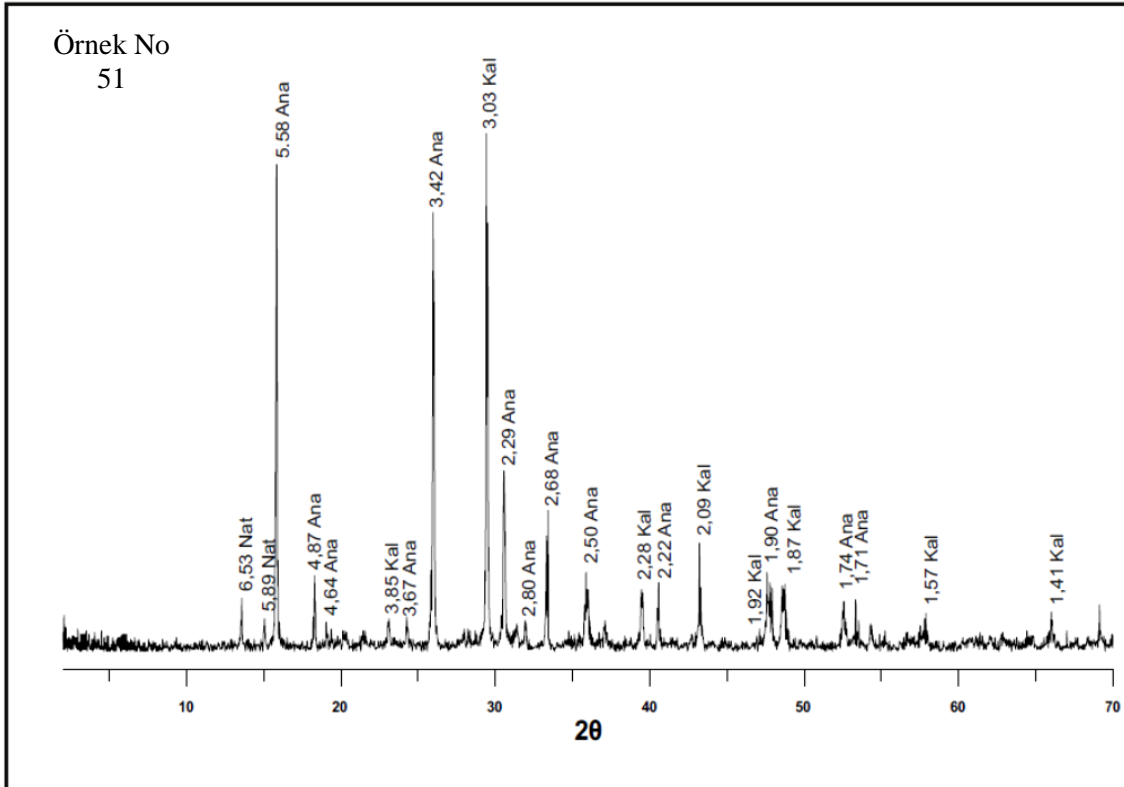
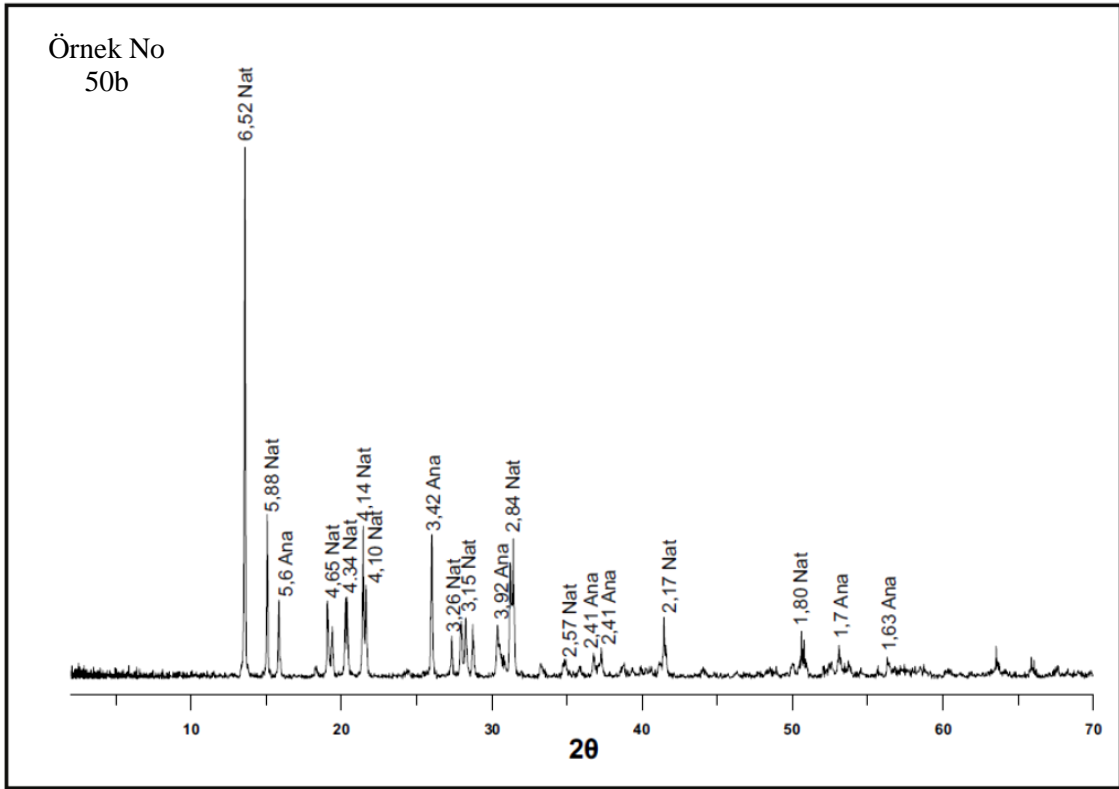
Ek Şekil 3'ün devamı

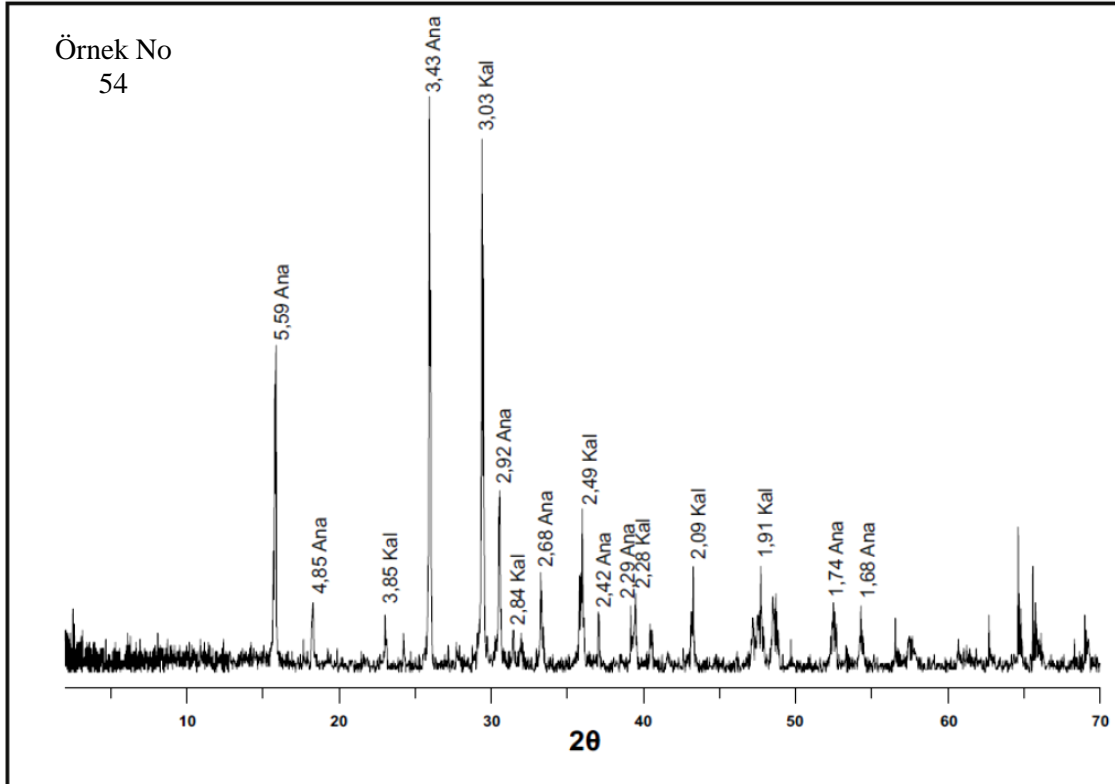
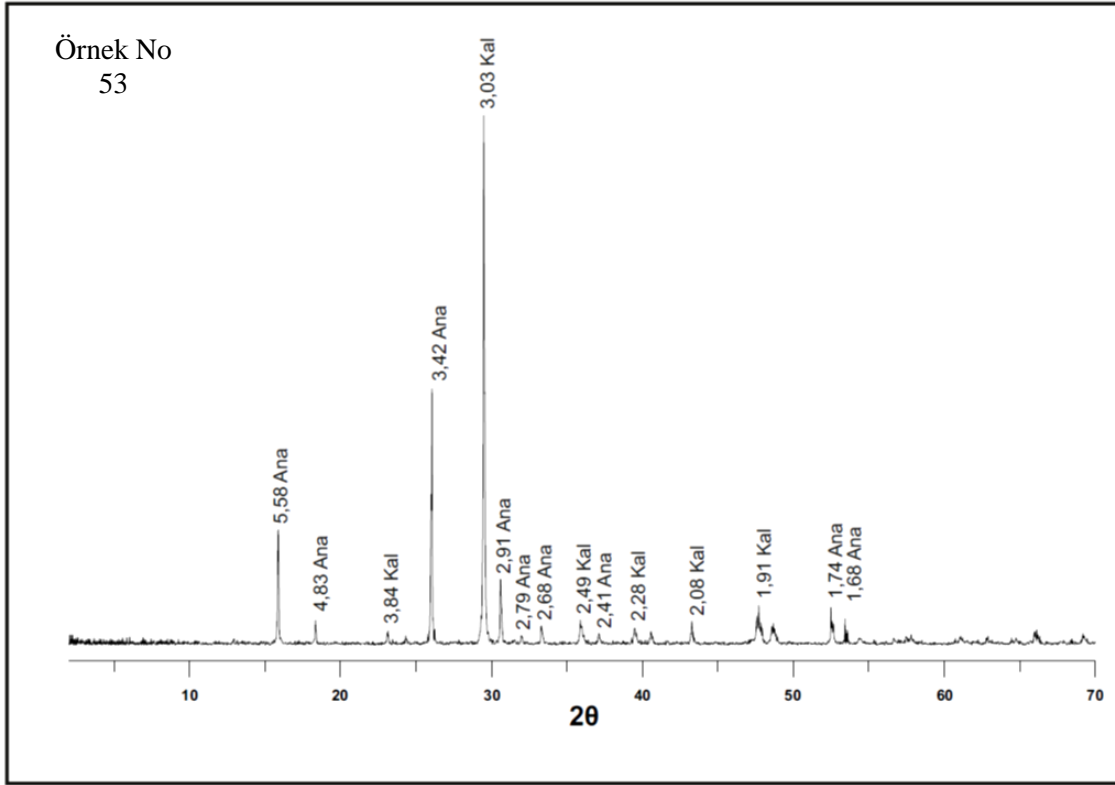


Ek Şekil 3'ün devamı

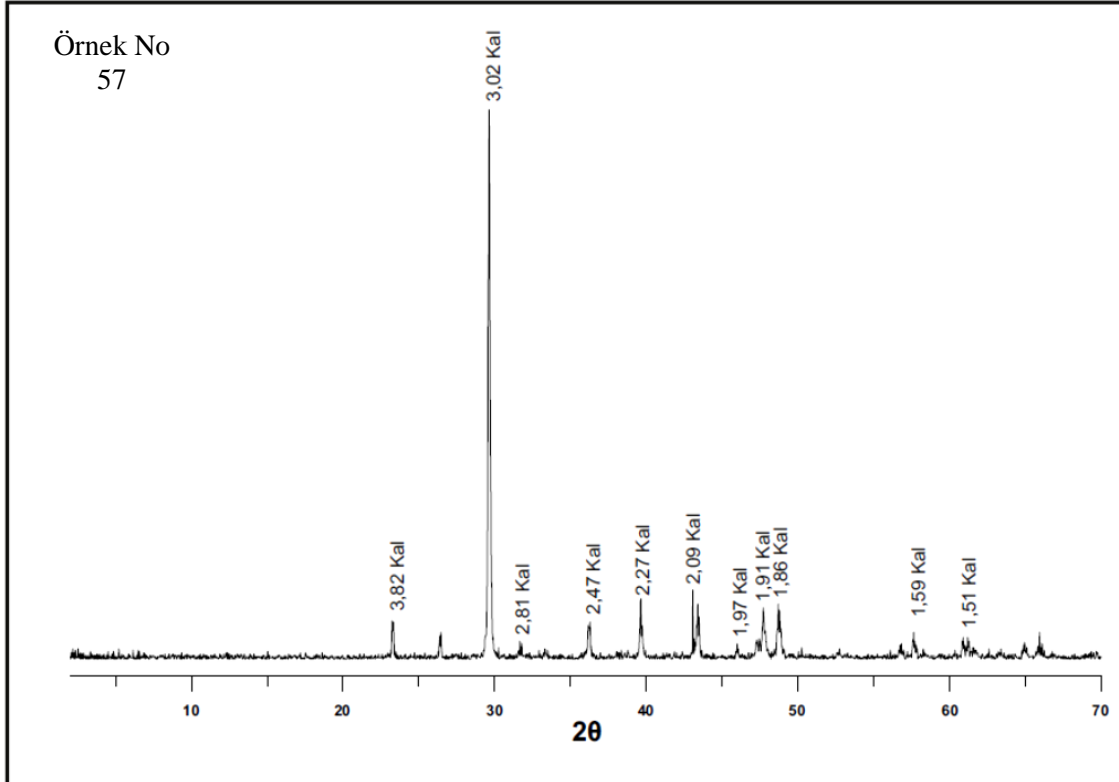
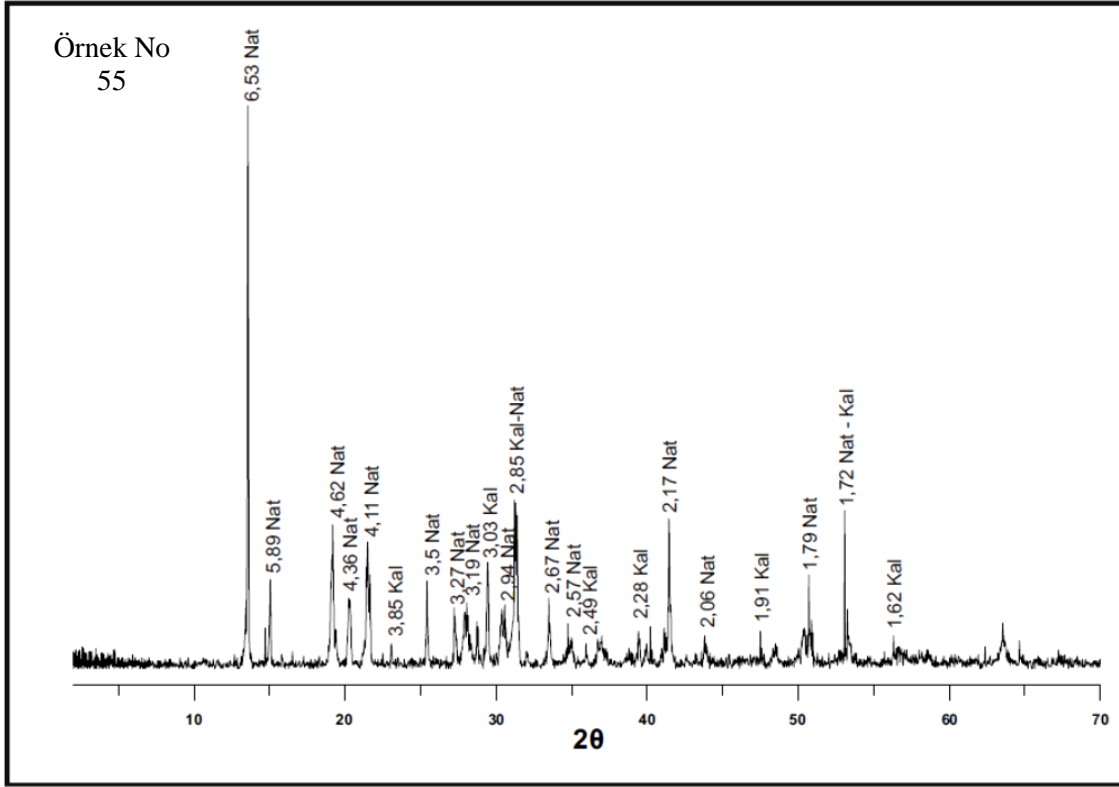


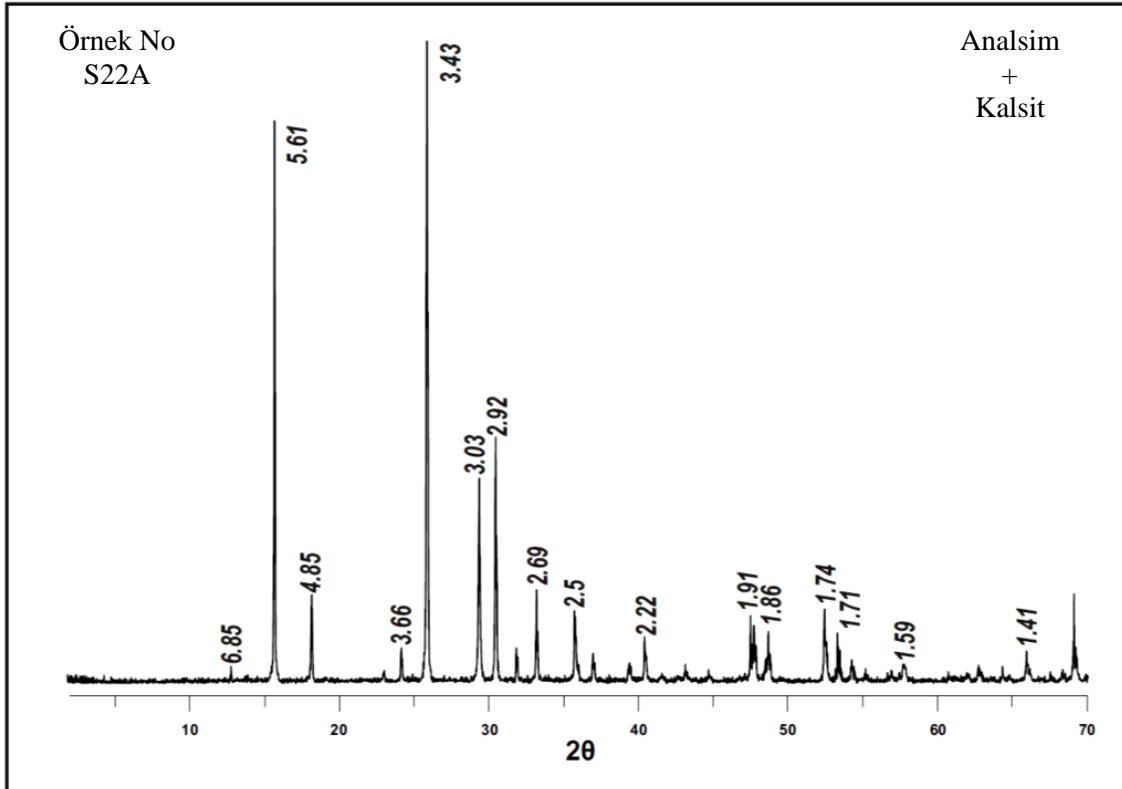
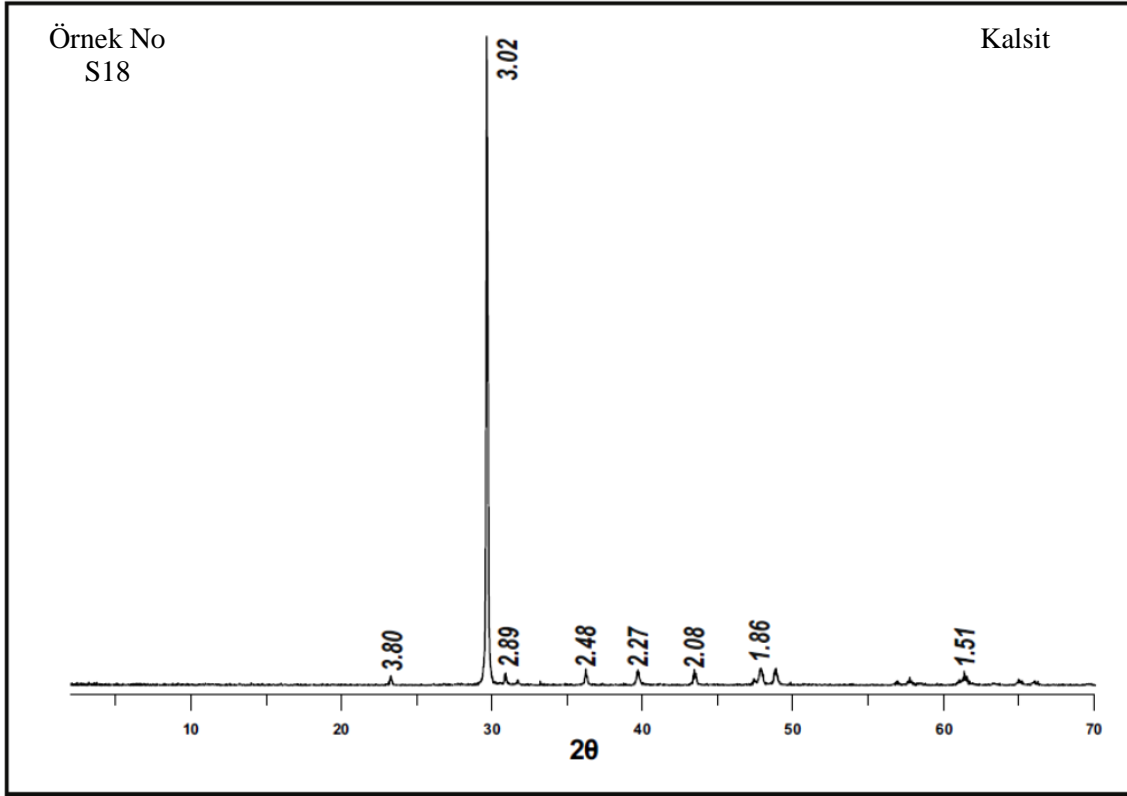
Ek Şekil 3'ün devamı

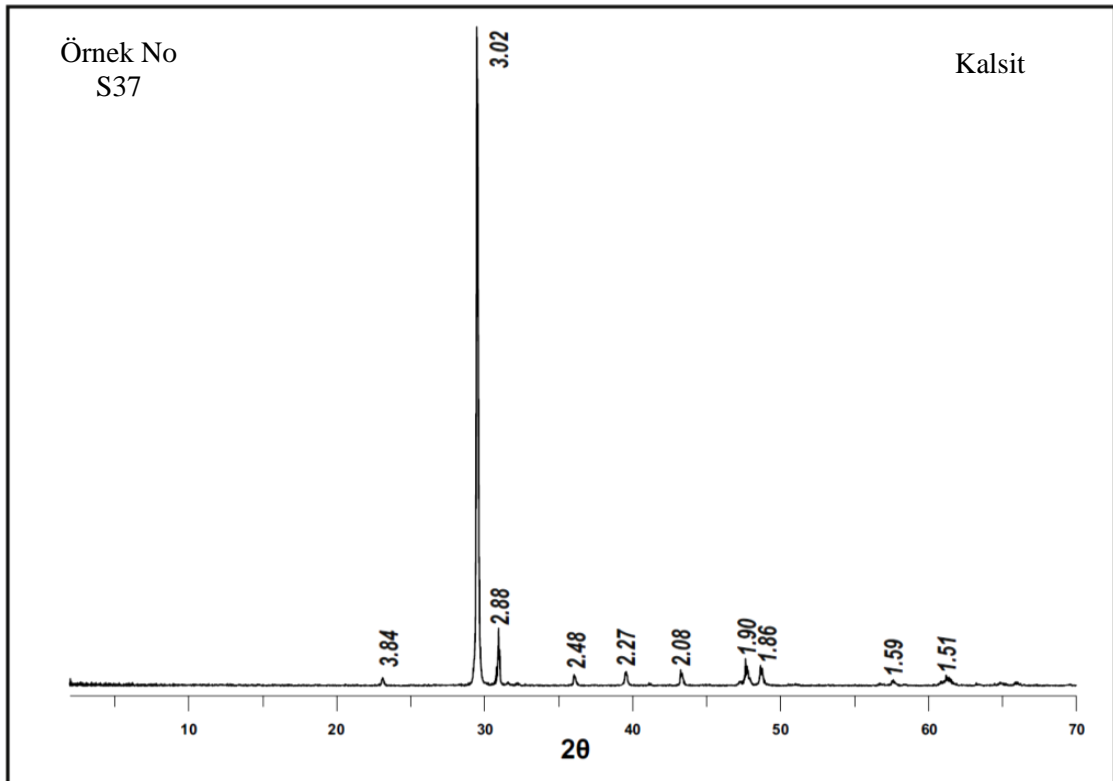
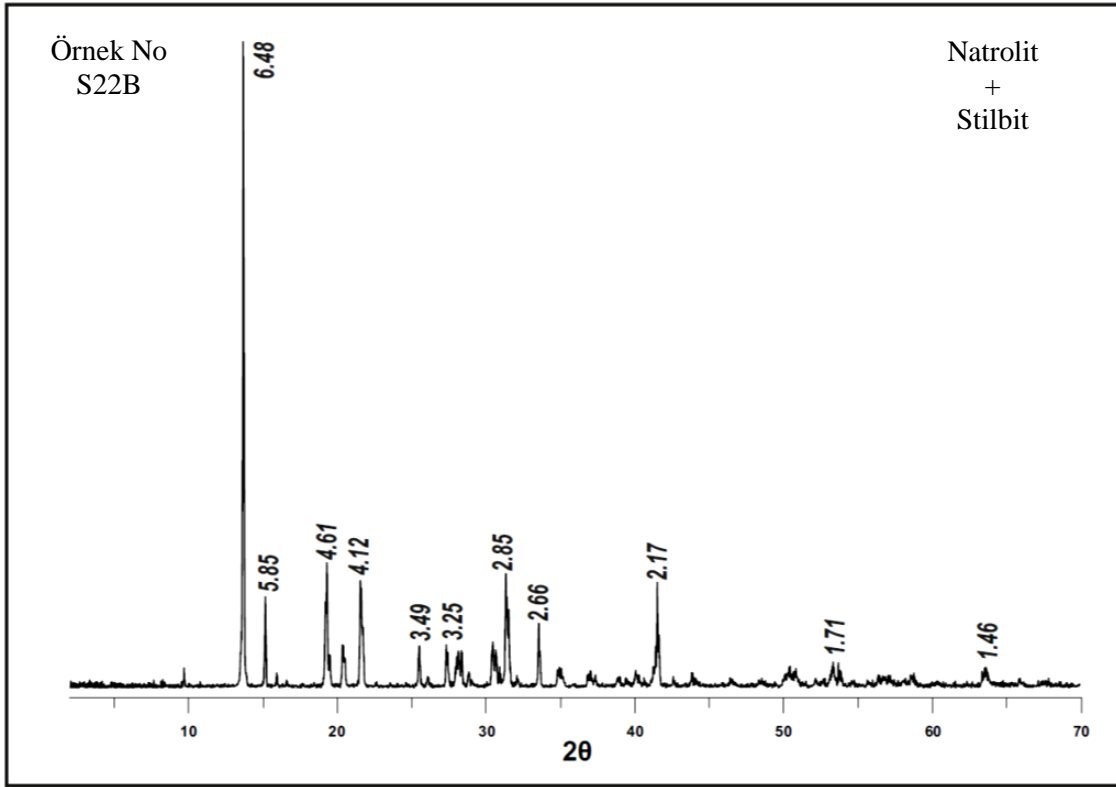




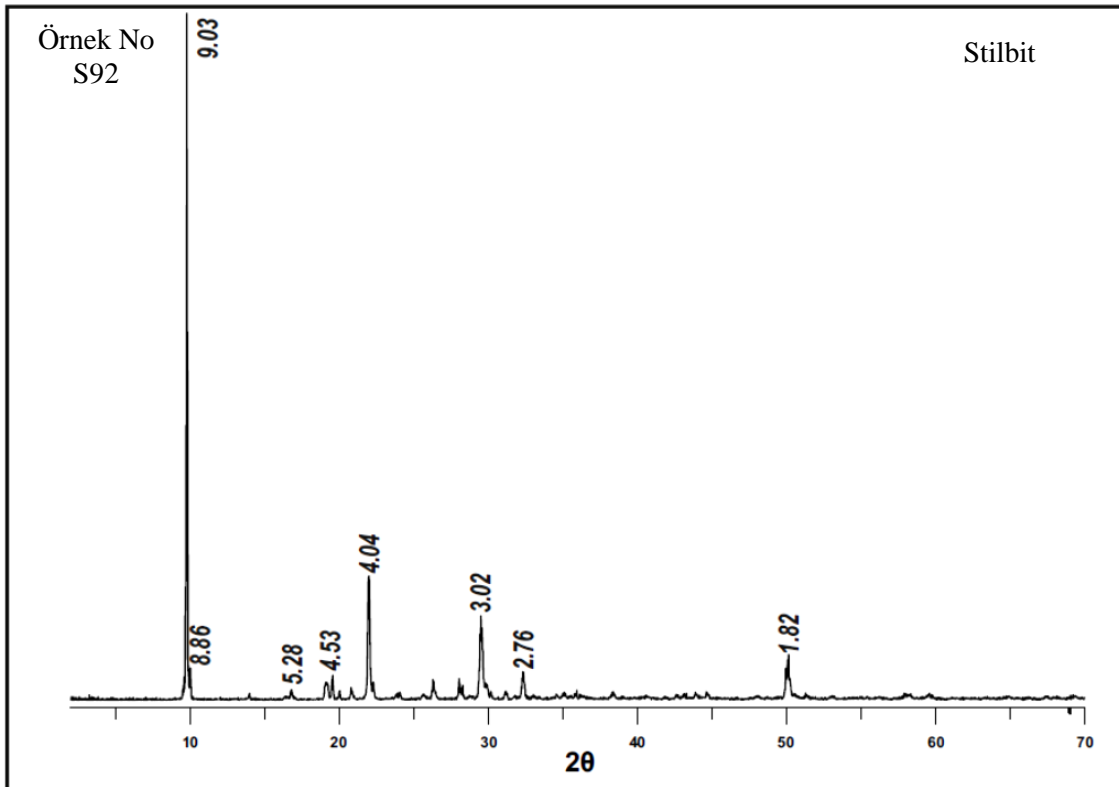
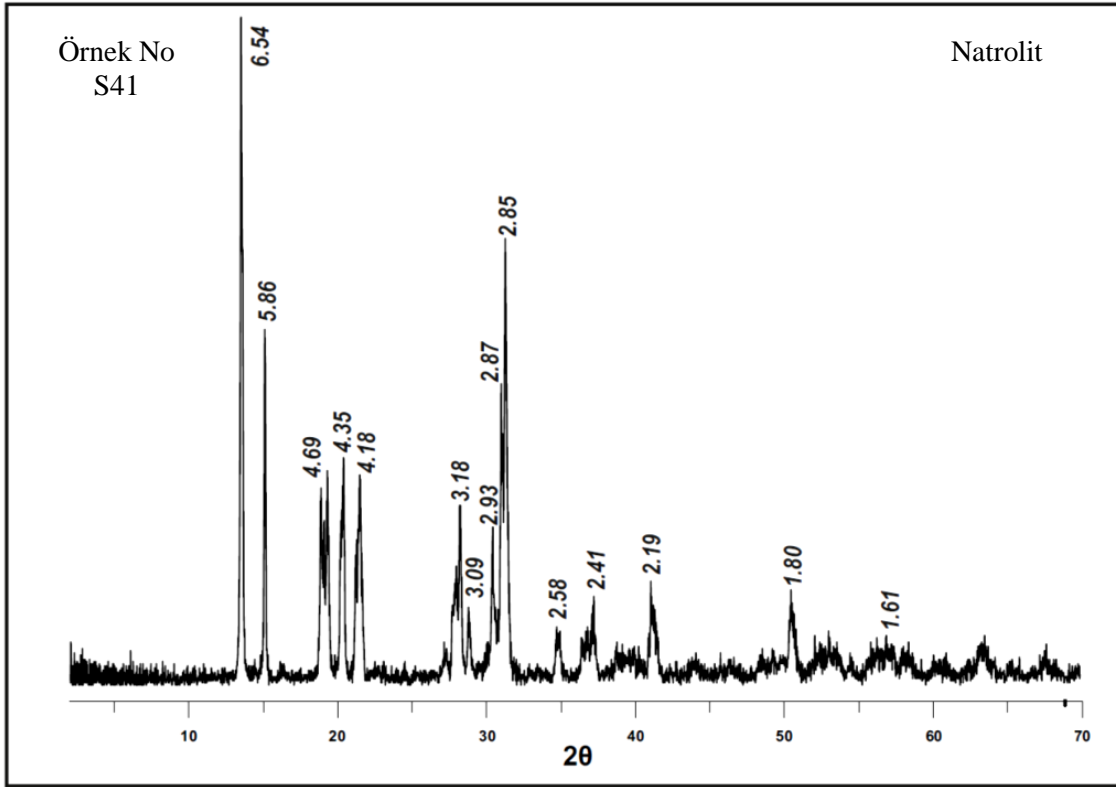
Ek Şekil 3'ün devamı

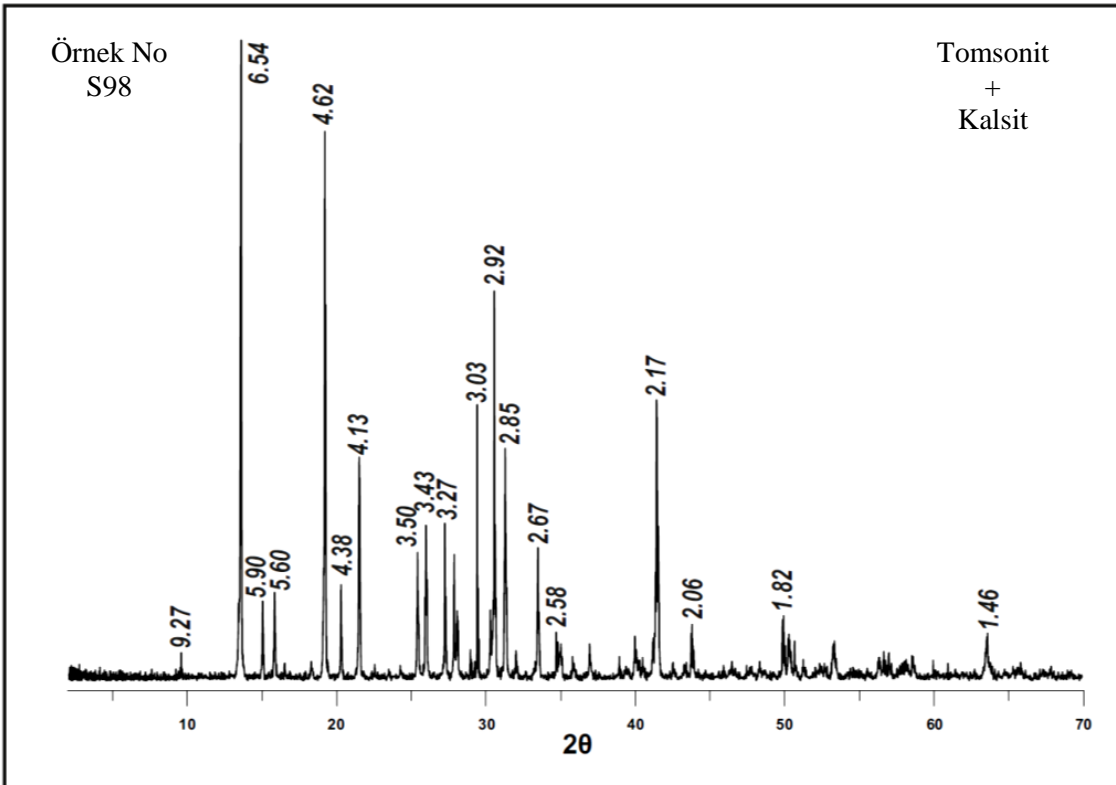
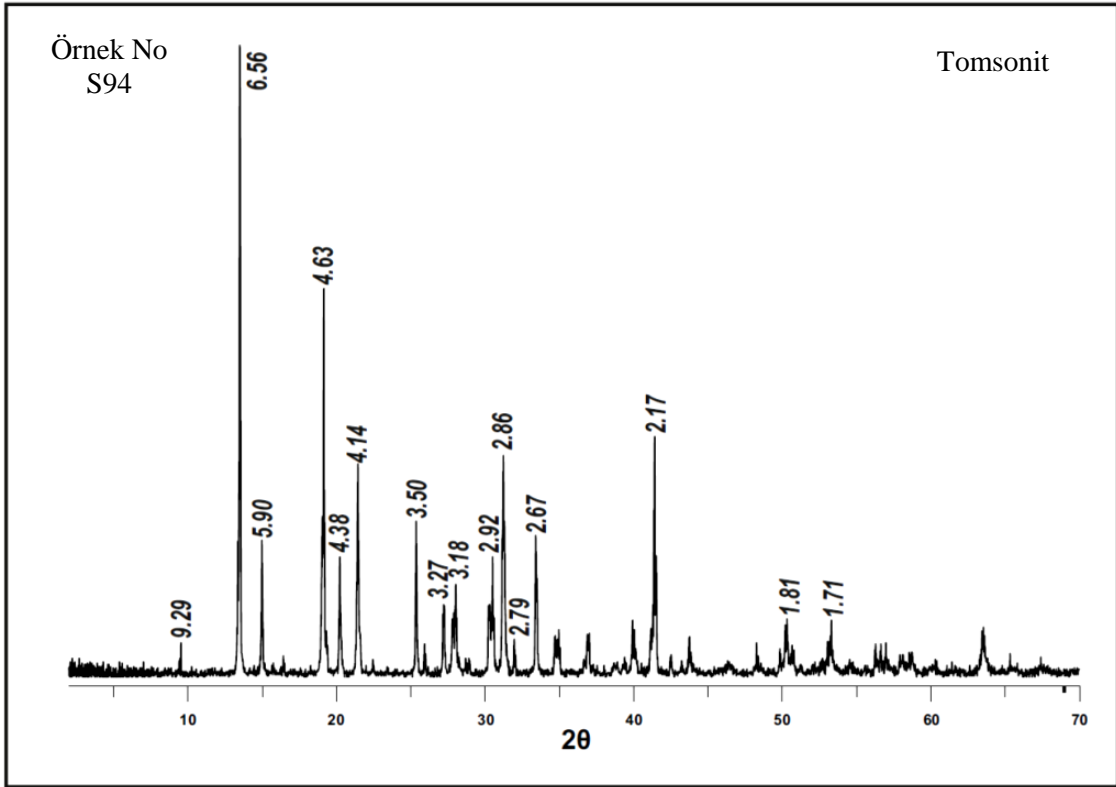


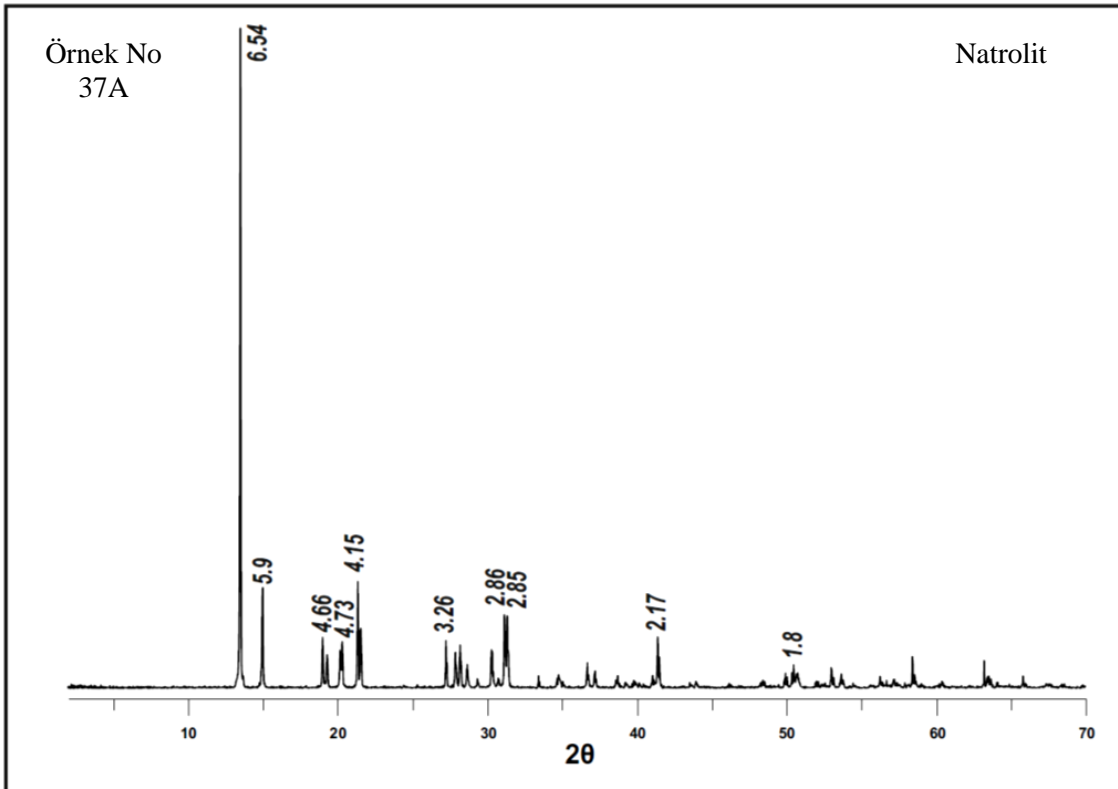
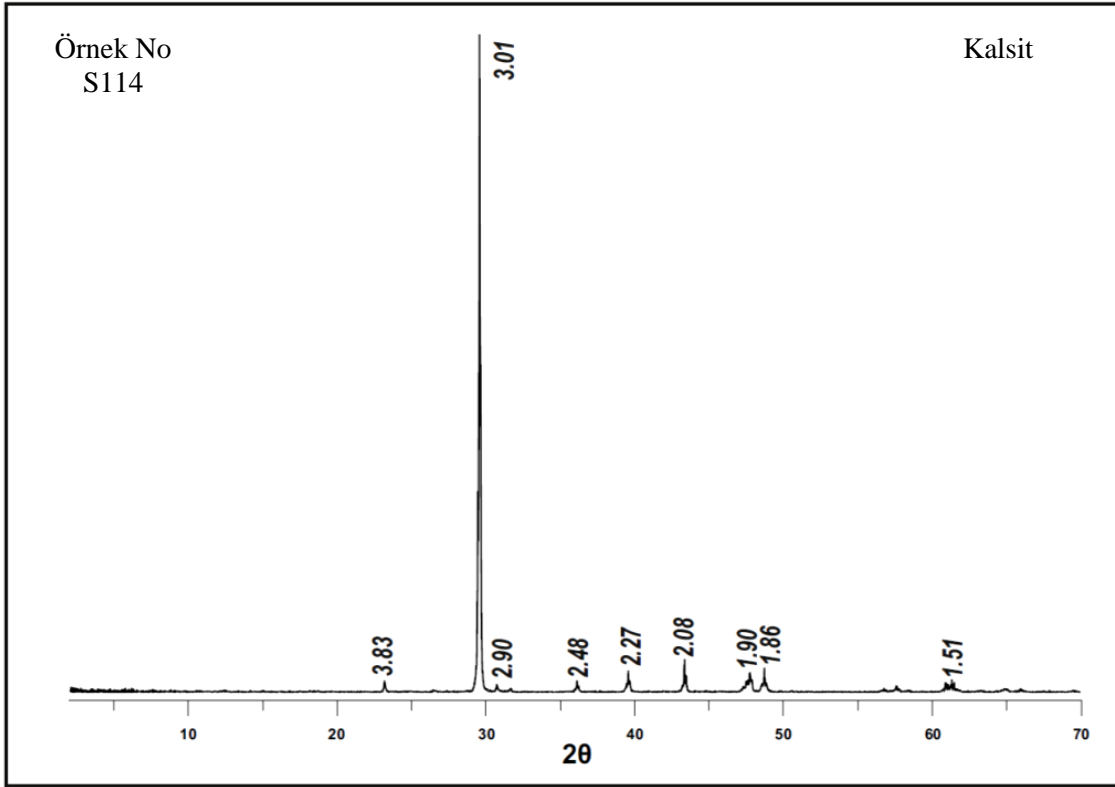


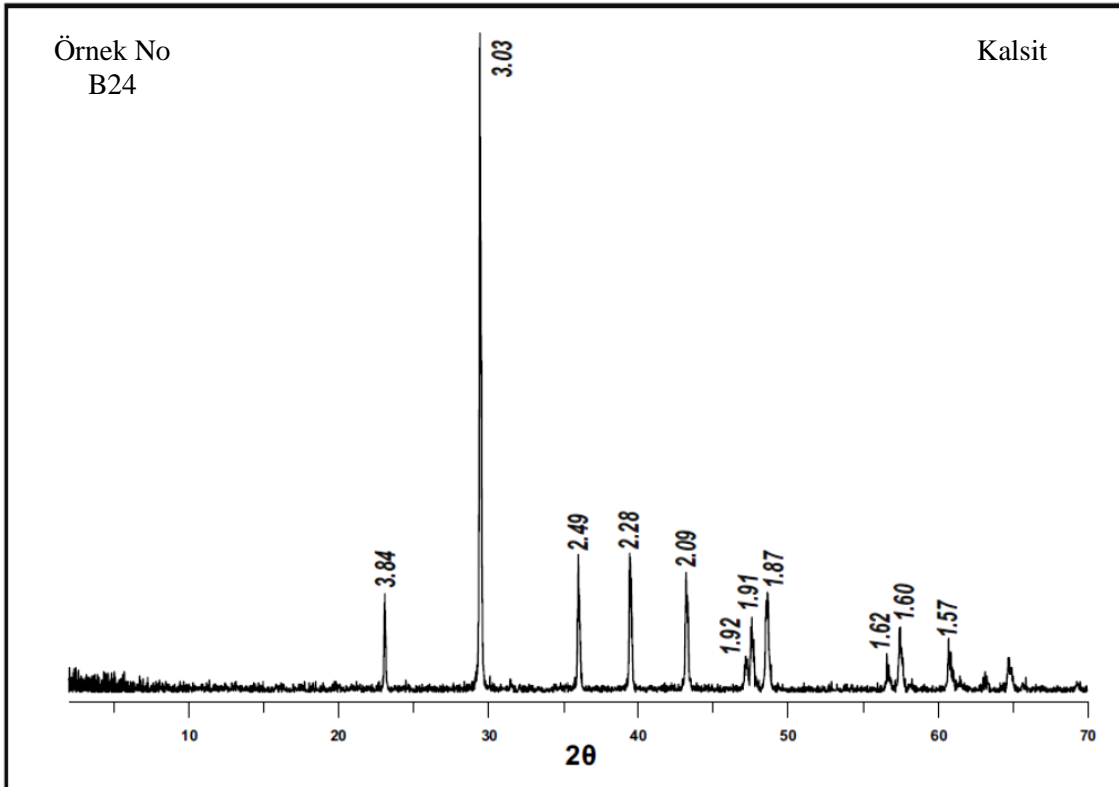
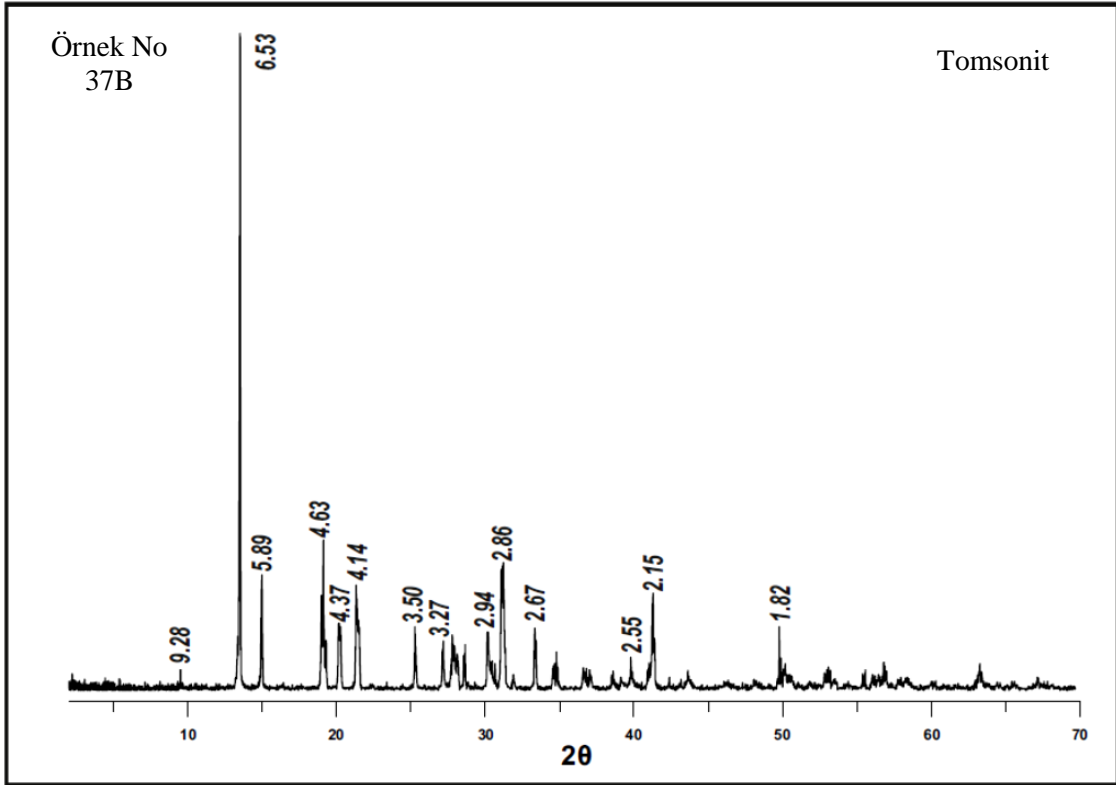


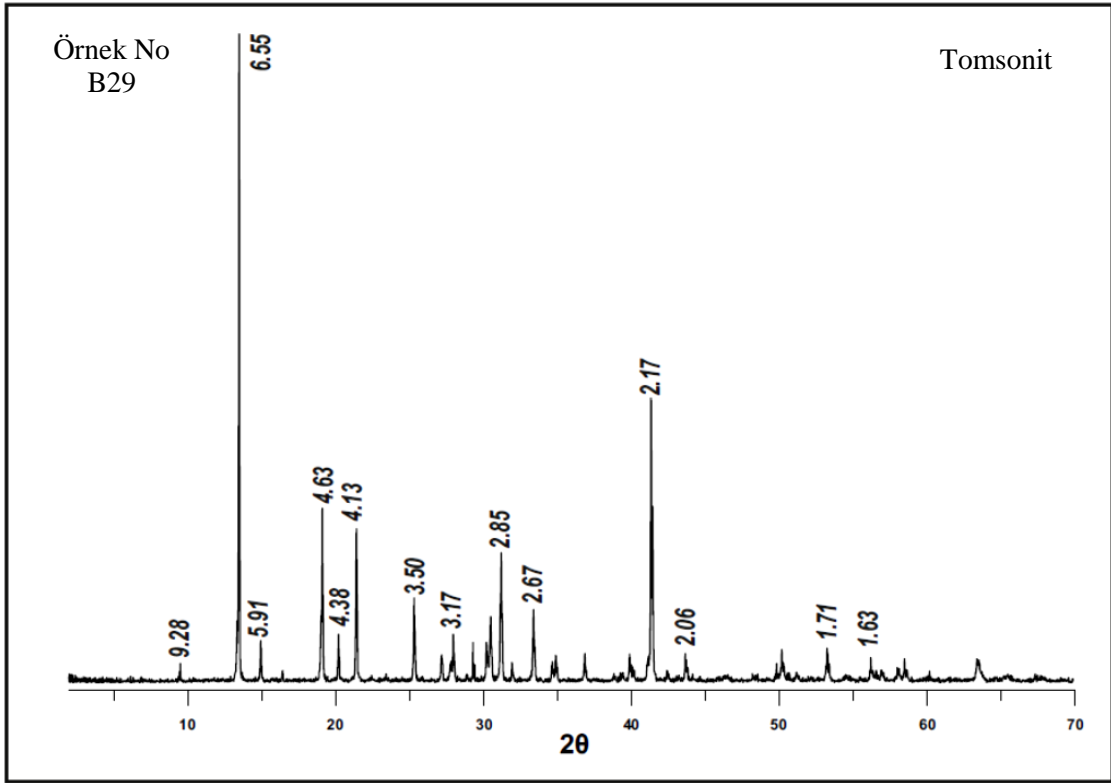
Ek Şekil 3'ün devamı

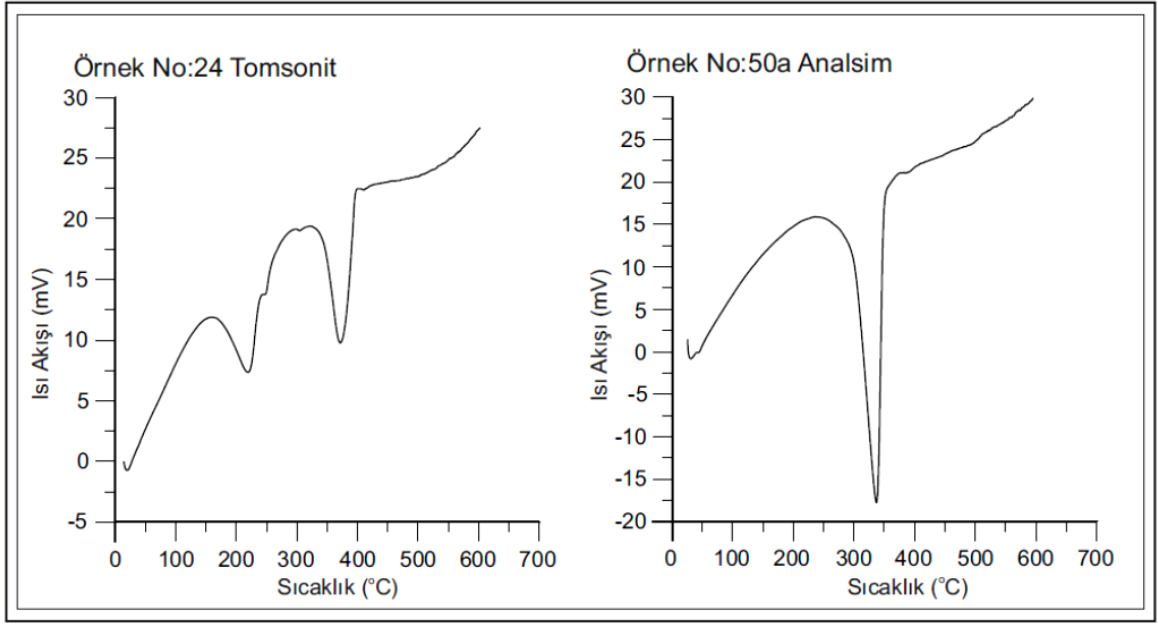












Ek Şekil 4. Duraylı izotop analizi için kullanılan bazı örneklerin (Tomsonit ve Analsim) DTA grafikleri.

Ek Tablo 1. Çalışma alanından derlenen örnekler üzerinde gerçekleştirilen analizler, alındıkları kayaç tipleri ve koordinatlar.

Örnek No	Koordinatlar			İnce Kesit	XRD		Kayaç Analizi	SEM	EMPA	Raman	O-D	C	Kayaç Tipi
	Enlem	Boylam	Kot (m)		tür								
1	37N	261631E	4581446N	355		X	Tho, Nat	X			X		Volkanik breş
2	37N	260446E	4579708N	550	X								Tüf bağlayıcılı v.breş
3	37N	260446E	4579708N	551	X	X	Nat, C	X	X	X			Volkanik breş
4	37N	260313E	4579690N	441		X		X					Tüf
5	37N	260313E	4579690N	441	X								Aşırı altere piroklastik?
6	37N	260142E	4579624N	565		X	Nat, C		X				Tüf/V.breş ardalanması
7	37N	260142E	4579624N	565	X	X	Nat, Apf	X	X	X			Tüf
8	37N	265647E	4577921N	296		X	Nat, C	X	X		X		Monzogabro
9	37N	265647E	4577921N	296		X	C	X				X	Monzogabro
10	37N	265647E	4577921N	296		X	Nat, Ana	X			X		Monzogabro
11	37N	265647E	4577921N	296	X				X	X			Monzogabro
12	37N	265647E	4577921N	296	X			X	X	X			Monzogabro
13	37N	265647E	4577921N	296	X				X	X			Monzogabro
14	37N	265647E	4577921N	296		X	C	X				X	Alüvyon
15	37N	267093E	4579144N	97	X	X	C	X	X	X		X	Monzogabro
16	37N	267093E	4579144N	97	X			X					Monzogabro
17	37N	259702E	4578149N	615									Monzogabro
18	37N	259433E	4579320N	951		X	C	X				X	Bazalt
19	37N	259433E	4579320N	951		X	Tho, Ana, C	X	X		X		Bazalt
20	37N	259433E	4579320N	951	X			X	X	X			Bazalt
21	37N	259088E	4579386N	870		X	Tho, Ana, Apf	X2	X		X		Bazalt
22	37N	273495E	4571779N	103	X			X					Volkanik breş
23	37N	275020E	4564992N	345				X					Bazalt
24	37N	274825E	4565398N	312		X	Tho	X			X		Bazalt
25	37N	274917E	4565614N	288		X	Tho, C				X		Volkanik breş
26	37N	274988E	4569914N	283				X					Bazaltik dayk
27	37N	275023E	4566147N	296									Bazaltik dayk/V.breş
28	37N	275635E	4566452N	427		X	Ana, C, Nat						Bazalt
29	37N	276657E	4566736N	134		X	Nat, C	X			X		Volkanik breş
30	37N	276657E	4566736N	134	X		Nat, Tho, Apf						Volkanik breş
31	37N	276780E	4566880N	195	X			X	X	X			Amigdaloidal bazalt
32	37N	276780E	4566880N	195		X	Nat, C	X			X		Amigdaloidal bazalt
33	37N	277108E	4567027N	195	X			X	X				Volkanik breş
34	37N	277108E	4567027N	195		X	C	X				X	Volkanik breş
35	37N	277108E	4567027N	195		X	Tho, Ana	X	X		X		Volkanik breş
36	37N	277096E	4567130N	274	X	X	Tho, Ana, C	X	X	X	X		Volkanik breş
37	37N	277096E	4567130N	274	X2				X	X2			Aglomera
38	37N	277788E	4567852N	325		X	C, Phl						Volkanik breş
39	37N	277788E	4567852N	325									Aglomera
40	37N	277788E	4567852N	325	X	X	C	X				X	Volkanik breş
41	37N	276829E	4567492N	198		X	Tho, Nat, Ana	X			X		V.breş
42	37N	276948E	4567748N	183	X	X	Dol (ankerite)	X				X	Üst kısmı alüvyon, Alt kısmı tüf bağlayıcılı v.breş
43	37N	277557E	4569067N	172		X	C	X				X	Volkanik breş
44	37N	277503E	4569718N	99		X	C	X				X	Volkanik breş
45	37N	283814E	4562439N	492		X	C, Stb, Ana						Aglomera
46	37N	284416E	4562729N	466		X	Nat, Phl, C		X				Volkanik breş
47	37N	284416E	4562729N	466	X								Aglomera
48	37N	285019E	4561551N	299	X				X	X			Volkanik breş
49	37N	286370E	4562296N	95	X			X		X			Volkanik breş
50	37N	286370E	4562296N	95		X2	Nat, Ana (x2)	X2	X		X2		Volkanik breş
51	37N	287112E	4562988N	48		X	Ana, C, Nat						Volkanik breş
52	37N	287112E	4562988N	48	X								Aglomera
53	37N	287301E	4563182N	40		X	Ana, C						Volkanik breş
54	37N	285363E	4560502N	400		X	Ana, C						Volkanik breş
55	37N	285690E	4560710N	477		X	Nat, C	X	X		X		Volkanik breş
56	37N	285690E	4560710N	477	X			X	X	X			Volkanik breş
57	37N	280896E	4570643N	10		X	C	X				X	Bazalt

Ek Tablo 2. Analsim minerallerine ait kimyasal analiz sonuçları (96 O'ya göre hesaplanmıştır).

Kayaç Örnek No Tür	Aglomera 37b-02_2m ANA	Aglomera 37b-02_3m ANA	Aglomera 37b-03_3k ANA	Aglomera S7-5-Irim ANA	Aglomera S7a-2 ANA	Aglomera S7a-2 ANA	Bazalt 33-2_1 m ANA	Bazalt 36-3_1 m ANA	Bazalt 36-3_2 k ANA	Bazalt 112-3b m ANA	Bazalt 112-5a k ANA	Bazalt 31-01_01 ANA
SiO ₂	55.360	55.860	55.260	51.905	51.451	51.451	49.790	55.040	54.930	52.049	52.580	45.710
TiO ₂	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.000	0.000	0.010
Al ₂ O ₃	22.210	22.200	22.160	23.403	23.719	23.719	20.610	22.710	23.150	23.898	22.961	25.560
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.054	0.087	0.000	0.000	0.102	0.102	0.009	0.054	0.154	0.118	0.000	0.028
MnO	0.018	0.000	0.000	0.393	0.047	0.047	0.000	0.030	0.000	0.000	0.000	0.008
MgO	0.019	0.000	0.010	0.014	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.025	0.000	0.027
CaO	0.000	0.075	0.087	0.452	0.543	0.543	0.114	0.513	0.561	0.697	0.414	4.350
BaO	0.000	0.041	0.020	0.000	0.000	0.000	0.041	0.009	0.000	0.023	0.000	0.066
Na ₂ O	13.570	13.700	13.570	12.808	12.557	12.557	13.220	13.240	14.200	12.345	13.403	10.830
K ₂ O	0.051	0.033	0.020	0.088	0.115	0.115	0.074	0.086	0.069	0.007	0.000	0.028
SrO	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.127	0.013	0.013	0.000	0.000	0.000
Toplam	91.292	92.006	91.147	89.062	88.535	88.535	83.985	91.711	93.095	89.163	89.358	86.617
Si	32.550	32.609	32.548	31.439	31.303	31.303	32.058	32.263	31.890	31.384	31.709	28.889
Ti	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.005
Al	15.391	15.273	15.383	16.706	17.008	17.008	15.640	15.689	15.840	16.983	16.319	19.039
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.027	0.042	0.000	0.000	0.052	0.052	0.005	0.026	0.075	0.060	0.000	0.015
Mn	0.009	0.000	0.000	0.202	0.024	0.024	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.004
Mg	0.017	0.000	0.009	0.013	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.022	0.000	0.025
Ca	0.000	0.047	0.055	0.293	0.354	0.354	0.079	0.322	0.349	0.450	0.268	2.946
Ba	0.000	0.009	0.005	0.000	0.000	0.000	0.010	0.002	0.000	0.005	0.000	0.016
Na	15.469	15.506	15.496	15.041	14.813	14.813	16.503	15.047	15.984	14.433	15.672	13.271
K	0.038	0.025	0.015	0.068	0.089	0.089	0.061	0.064	0.051	0.006	0.000	0.023
Sr	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.047	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000
Toplam	63.504	63.516	63.510	63.762	63.643	63.643	64.356	63.444	64.196	63.343	63.967	64.233
Rr	0.679	0.681	0.679	0.653	0.648	0.648	0.672	0.673	0.668	0.649	0.660	0.603
Yük Deng.	-0.968	-2.362	-1.696	6.273	8.959	8.959	-6.585	-0.627	-5.336	10.323	0.695	-1.191
ANA-WAIR	1.000	0.997	0.996	0.981	0.977	0.977	0.995	0.979	0.979	0.970	0.983	0.818

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)= [(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek_Tablo 2. devamı.

Kayaç Örnek No Tür	Bazalt 31-01_02 ANA	Bazalt 31-01_03 ANA	Bazalt 31-01_04 ANA	Bazalt 31-01_05 ANA	M.gabro 12-1_1 k ANA	M.gabro 12-1_2 m ANA	M.gabro 15b-1_2 m ANA	M.gabro 15b-1_3 k ANA	M.gabro 15b-2_1 m ANA	M.gabro 15b-3_2 m ANA	M.gabro 11-2_1 k ANA	M.gabro 11-2_2 k ANA
SiO ₂	47.440	47.530	48.010	47.070	56.880	58.670	57.400	57.100	53.410	58.570	56.230	56.090
TiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.000	0.010	0.010	0.000
Al ₂ O ₃	25.030	25.790	25.150	24.270	21.600	20.500	21.510	21.800	21.600	21.600	22.430	21.910
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.000	0.000	0.014	0.000	0.056	0.022	0.035	0.024	0.038	0.000	0.000	0.084
MnO	0.000	0.009	0.000	0.065	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	0.038	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.017	0.000	0.000	0.000
CaO	2.850	2.090	1.850	1.850	0.042	0.000	0.056	0.040	0.000	0.028	0.021	0.038
BaO	0.000	0.038	0.000	0.000	0.031	0.018	0.050	0.000	0.000	0.091	0.057	0.041
Na ₂ O	12.440	13.380	13.200	13.440	13.170	12.750	13.100	13.420	12.670	13.190	13.790	14.190
K ₂ O	0.032	0.117	0.071	0.047	0.014	0.097	0.080	0.174	0.180	0.067	0.018	0.030
SrO	0.000	0.000	0.088	0.000	0.045	0.000	0.040	0.000	0.000	0.107	0.030	0.017
Toplam	87.830	88.954	88.393	86.742	91.847	92.057	92.271	92.588	87.915	93.663	92.586	92.400
Si	29.512	29.257	29.662	29.701	33.122	33.924	33.253	33.028	32.563	33.409	32.603	32.669
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.004	0.004	0.000
Al	18.351	18.710	18.313	18.049	14.824	13.970	14.687	14.861	15.521	14.521	15.328	15.040
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.000	0.000	0.007	0.000	0.027	0.011	0.017	0.012	0.019	0.000	0.000	0.041
Mn	0.000	0.005	0.000	0.035	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.035	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.015	0.000	0.000	0.000
Ca	1.900	1.378	1.225	1.251	0.026	0.000	0.035	0.025	0.000	0.017	0.013	0.024
Ba	0.000	0.009	0.000	0.000	0.007	0.004	0.011	0.000	0.000	0.020	0.013	0.009
Na	15.004	15.968	15.812	16.442	14.869	14.294	14.714	15.050	14.977	14.588	15.502	16.024
K	0.025	0.092	0.056	0.038	0.010	0.072	0.059	0.128	0.140	0.049	0.013	0.022
Sr	0.000	0.000	0.032	0.000	0.015	0.000	0.013	0.000	0.000	0.035	0.010	0.006
Toplam	64.827	65.419	65.084	65.515	62.891	62.274	62.777	63.122	63.235	62.609	63.477	63.829
Rr	0.617	0.610	0.618	0.622	0.691	0.708	0.694	0.690	0.677	0.697	0.680	0.685
Yük Deng.	-2.900	-0.668	-0.123	-4.915	-0.817	-2.806	-1.205	-2.531	2.461	-1.292	-1.542	-6.657
ANA-WAIR	0.888	0.921	0.928	0.929	0.998	1.000	0.998	0.998	1.000	0.999	0.999	0.999

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)= [(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek_Tablo 2. devamı.

Kayaç	M.gabro	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres
Örnek No	11-2_3 m	50a	33-2_1 m	36-3_1 m	36-3_2 k	3-2_1 k	3-2_8 k	7-1_6 k	7-1_3 k	7-3_1 k	7-4_1 k	7-2_6
Tür	ANA	ANA	ANA	ANA	ANA	ANA	ANA	ANA	ANA	ANA	ANA	ANA
SiO ₂	56.610	47.050	49.790	55.040	54.930	55.310	55.260	54.560	55.290	56.020	54.730	57.190
TiO ₂	0.018	0.000	0.000	0.000	0.018	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	21.640	26.970	20.610	22.710	23.150	22.450	22.610	20.910	20.270	21.980	21.430	20.120
Fe ₂ O ₃	0.000	0.070	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.114	0.000	0.009	0.054	0.154	0.083	0.056	0.140	0.066	0.010	0.000	0.049
MnO	0.000	0.002	0.000	0.030	0.000	0.000	0.000	0.000	0.029	0.007	0.000	0.018
MgO	0.000	0.020	0.000	0.016	0.000	0.010	0.043	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000
CaO	0.000	1.470	0.114	0.513	0.561	0.643	0.496	0.123	0.761	0.193	0.116	0.918
BaO	0.000	0.001	0.041	0.009	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	13.760	14.500	13.220	13.240	14.200	13.500	13.180	13.290	12.340	13.610	13.350	12.220
K ₂ O	0.054	0.010	0.074	0.086	0.069	0.018	0.023	0.000	0.032	0.073	0.047	0.032
SrO	0.007	0.035	0.127	0.013	0.013	0.000	0.000	0.027	0.000	0.034	0.000	0.000
Toplam	92.203	100.467	83.985	91.711	93.095	92.014	91.668	89.080	88.788	91.927	89.689	90.547
Si	32.941	28.684	32.058	32.263	31.890	32.341	32.362	32.889	33.321	32.717	32.743	33.712
Ti	0.008	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	14.841	19.378	15.640	15.689	15.840	15.471	15.606	14.855	14.397	15.129	15.110	13.978
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.055	0.000	0.005	0.026	0.075	0.041	0.027	0.071	0.033	0.005	0.000	0.024
Mn	0.000	0.001	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.003	0.000	0.009
Mg	0.000	0.018	0.000	0.014	0.000	0.009	0.038	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000
Ca	0.000	0.960	0.079	0.322	0.349	0.403	0.311	0.079	0.491	0.121	0.074	0.580
Ba	0.000	0.000	0.010	0.002	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	15.524	17.139	16.503	15.047	15.984	15.305	14.965	15.533	14.419	15.411	15.485	13.966
K	0.040	0.008	0.061	0.064	0.051	0.013	0.017	0.000	0.025	0.054	0.036	0.024
Sr	0.002	0.012	0.047	0.004	0.004	0.000	0.000	0.009	0.000	0.012	0.000	0.000
Toplam	63.410	66.188	64.356	63.444	64.196	63.583	63.326	63.436	62.702	63.440	63.463	62.294
Rr	0.689	0.597	0.672	0.673	0.668	0.676	0.675	0.689	0.698	0.684	0.684	0.707
Yük Deng.	-4.648	1.435	-6.585	-0.627	-5.336	-4.152	-0.475	-5.385	-6.670	-3.679	-3.747	-7.735
ANA-WAIR	1.000	0.947	0.995	0.979	0.979	0.974	0.980	0.995	0.967	0.992	0.995	0.960

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)= [(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek_Tablo 3. Natrolit minerallerine ait kimyasal analiz sonuçları (80 O'ya göre hesaplanmıştır).

Kayaç	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	V.Breş	V.Breş
Örnek No	3103_02m	31-04_1m	31-05_1m	31-05_3m	37b03_1m	37b-03_4	37b-03_5	37b-03_6	37b-03_7	37b04_1m	56-1_2 m	56-4_3
Tür	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat
SiO ₂	46.770	47.570	48.120	48.670	47.110	44.080	45.090	46.160	45.010	44.210	46.260	46.380
TiO ₂	0.033	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	25.830	25.520	25.080	25.260	26.080	26.980	27.470	26.260	25.250	26.620	25.900	26.050
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.108	0.030	0.000	0.061	0.056	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.000	0.000	0.000	0.010	0.031	0.000	0.000	0.000	0.009	0.014	0.012	0.000
MgO	0.000	0.050	0.023	0.000	0.000	0.000	0.021	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	5.730	3.390	3.020	2.490	1.384	5.100	4.480	2.380	1.340	5.010	1.400	1.660
BaO	0.059	0.000	0.023	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.025	0.000	0.043
Na ₂ O	9.190	11.460	12.870	13.010	14.580	10.940	11.140	13.280	13.230	11.080	14.780	14.310
K ₂ O	0.038	0.037	0.059	0.029	0.000	0.036	0.046	0.030	0.029	0.010	0.018	0.000
SrO	0.000	0.089	0.020	0.068	0.027	0.116	0.285	0.000	0.095	0.163	0.000	0.007
Toplam	87.758	88.146	89.215	89.598	89.268	87.252	88.532	88.133	84.963	87.132	88.370	88.450
Si	24.227	24.525	24.617	24.738	24.154	23.197	23.337	23.946	24.166	23.313	24.007	24.018
Ti	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	15.769	15.506	15.121	15.132	15.759	16.734	16.756	16.055	15.978	16.544	15.841	15.899
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.047	0.013	0.000	0.026	0.024	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.004	0.013	0.000	0.000	0.000	0.004	0.006	0.005	0.000
Mg	0.000	0.038	0.018	0.000	0.000	0.000	0.016	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	3.180	1.873	1.655	1.356	0.760	2.876	2.484	1.323	0.771	2.831	0.778	0.921
Ba	0.012	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.009
Na	9.230	11.455	12.765	12.821	14.494	11.162	11.179	13.357	13.772	11.328	14.871	14.368
K	0.025	0.024	0.039	0.019	0.000	0.024	0.030	0.020	0.020	0.007	0.012	0.000
Sr	0.000	0.027	0.006	0.020	0.008	0.035	0.086	0.000	0.030	0.050	0.000	0.002
Toplam	52.503	53.435	54.219	54.096	55.205	53.994	53.804	54.715	54.711	54.033	55.514	55.214
Rr	0.606	0.613	0.619	0.620	0.605	0.581	0.582	0.599	0.602	0.585	0.602	0.602
Yük Deng.	0.831	1.338	-6.420	-2.702	-1.592	-1.206	3.368	0.078	4.200	-2.720	-3.644	-2.024

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)= [(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek_Tablo 3: devamı...

Kayaç	V.Breş	V.Breş	V.Breş	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera
Örnek No	33-1_2 m	33-1_3 k	33-2_1 m	37b2-1_1	S7-5-4-1	S7a-1	S7a-3	S7c-2	S7c-3	S7c-4	S11-b2	S11-b3
Tür	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat	Nat
SiO ₂	41.280	38.490	49.790	44.430	44.975	45.256	45.161	46.078	43.543	45.401	45.457	47.271
TiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.053	0.023	0.000	0.000	0.004
Al ₂ O ₃	26.260	25.300	20.610	27.230	26.715	26.374	26.412	26.760	28.073	26.385	26.269	25.937
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.083	0.000	0.009	0.009	0.069	0.102	0.170	0.000	0.238	0.000	0.238	0.000
MnO	0.010	0.020	0.000	0.050	0.000	0.189	0.142	0.000	0.424	0.189	0.378	0.567
MgO	0.000	0.039	0.000	0.030	0.010	0.000	0.003	0.000	0.007	0.031	0.000	0.000
CaO	4.810	4.530	0.114	3.990	0.363	0.339	0.219	0.311	0.430	0.363	0.363	0.080
BaO	0.000	0.073	0.041	0.027	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	10.340	10.360	13.220	11.790	14.028	14.401	14.308	15.024	14.653	15.037	14.810	14.682
K ₂ O	0.000	0.019	0.074	0.023	0.011	0.035	0.024	0.000	0.028	0.028	0.017	0.028
SrO	0.000	0.000	0.127	0.178	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Toplam	82.783	78.831	83.985	87.757	86.171	86.694	86.439	88.226	87.418	87.434	87.533	88.569
Si	22.895	22.522	26.715	23.243	23.789	23.862	23.863	23.868	22.917	23.795	23.826	24.364
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021	0.009	0.000	0.000	0.001
Al	17.165	17.448	13.033	16.788	16.654	16.389	16.448	16.337	17.413	16.298	16.227	15.755
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.038	0.000	0.004	0.004	0.030	0.045	0.075	0.000	0.105	0.000	0.104	0.000
Mn	0.005	0.010	0.000	0.022	0.000	0.084	0.063	0.000	0.189	0.084	0.168	0.248
Mg	0.000	0.034	0.000	0.023	0.008	0.000	0.003	0.000	0.005	0.025	0.000	0.000
Ca	2.858	2.840	0.066	2.236	0.206	0.191	0.124	0.173	0.242	0.204	0.204	0.044
Ba	0.000	0.017	0.009	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	11.119	11.753	13.753	11.958	14.386	14.722	14.658	15.089	14.953	15.281	15.051	14.672
K	0.000	0.014	0.051	0.015	0.007	0.023	0.016	0.000	0.019	0.019	0.012	0.018
Sr	0.000	0.000	0.040	0.054	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Toplam	54.082	54.638	53.630	54.296	55.081	55.316	55.250	55.487	55.853	55.705	55.592	55.102
Rr	0.572	0.563	0.672	0.581	0.588	0.593	0.592	0.594	0.568	0.593	0.595	0.607
Yük Deng.	1.957	-0.580	-6.585	1.722	12.361	8.337	10.189	5.851	12.583	3.438	4.891	6.608

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)= [(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 4. Gonnardit minerallerine ait mineral kimyasal analiz sonuçları (80 O'ya göre hesaplanmıştır).

Kayaç	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera
Örnek No	37a-02_01m	37a-02_02k	37a-02_03m	37b-03_2k	37b2-1_2	37b2-1_3	37b2-1_4	37b2-1_5	37b2-1_6	37b2-1_7	37b2-1_8	37b2-1_9
Tür	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn?	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn
SiO ₂	43.730	43.360	43.490	44.920	43.900	43.880	44.550	46.040	47.140	43.500	43.830	45.280
TiO ₂	0.000	0.014	0.000	0.000	0.031	0.009	0.010	0.012	0.010	0.000	0.000	0.014
Al ₂ O ₃	27.490	27.640	27.900	27.100	27.610	27.580	26.670	26.130	26.010	27.710	27.270	26.840
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.010	0.052	0.092	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.042
MnO	0.000	0.026	0.000	0.012	0.000	0.038	0.000	0.026	0.000	0.000	0.027	0.000
MgO	0.000	0.009	0.010	0.000	0.000	0.028	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.016
CaO	5.320	6.720	6.370	4.680	5.520	5.120	4.990	3.090	1.011	4.940	3.690	1.840
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.109	0.000	0.039	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	10.770	9.740	10.380	11.730	10.700	11.130	10.790	12.950	14.290	10.750	12.280	13.540
K ₂ O	0.025	0.000	0.023	0.041	0.000	0.022	0.000	0.000	0.018	0.000	0.000	0.025
SrO	0.000	0.262	0.323	0.160	0.339	0.287	0.188	0.140	0.017	0.233	0.096	0.254
Toplam	87.345	87.823	88.588	88.652	88.100	88.094	87.307	88.388	88.535	87.133	87.202	87.851
Si	22.982	22.750	22.668	23.294	22.933	22.935	23.413	23.877	24.291	22.919	23.096	23.622
Ti	0.000	0.006	0.000	0.000	0.012	0.004	0.004	0.005	0.004	0.000	0.000	0.005
Al	17.027	17.091	17.139	16.563	16.999	16.989	16.519	15.971	15.796	17.207	16.936	16.502
Fe+3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe+2	0.004	0.023	0.040	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018
Mn	0.000	0.012	0.000	0.005	0.000	0.017	0.000	0.011	0.000	0.000	0.012	0.000
Mg	0.000	0.007	0.008	0.000	0.000	0.022	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.012
Ca	2.996	3.778	3.557	2.600	3.090	2.867	2.810	1.717	0.558	2.789	2.083	1.028
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000
Na	10.974	9.908	10.490	11.794	10.837	11.279	10.995	13.021	14.277	10.982	12.546	13.695
K	0.017	0.000	0.015	0.027	0.000	0.015	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.017
Sr	0.000	0.080	0.098	0.048	0.103	0.087	0.057	0.042	0.005	0.071	0.029	0.077
Toplam	54.000	53.574	53.917	54.287	53.871	54.127	53.763	54.602	54.946	53.897	54.680	54.901
Rr	0.574	0.571	0.569	0.584	0.574	0.574	0.586	0.599	0.606	0.571	0.577	0.589
Yük Deng.	0.264	-2.209	-2.816	-2.695	-0.105	-0.483	-0.840	-2.943	2.434	3.912	1.248	4.486

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)=[(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 4. Devamı.

Kayaç	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Masif	Masif	Masif
Örnek No	37b2-3_1 m	37b2-3_2 m	s95-5-1zeo	s95-5-2zeo	S95-6-4 m	S42-4b m	S7c-5	s95-4-1zeo	S42-2-b m	36-1_1	36-1_2	36-1_3
Tür	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn
SiO ₂	43.580	43.780	41.729	40.318	43.718	44.101	44.356	41.975	40.362	44.030	45.850	46.630
TiO ₂	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	27.560	27.510	28.106	28.747	27.090	26.204	23.763	27.656	28.481	28.420	26.530	26.060
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.035	0.100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.137	0.000	0.000	0.024	0.000	0.000
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.046	0.516	0.190	0.046	0.096	0.000	0.000	0.000
MgO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.308	0.026	0.000	0.000	0.000	0.010
CaO	5.230	5.080	5.777	6.951	3.534	1.553	8.981	10.473	12.596	6.770	3.410	1.950
BaO	0.000	0.000	0.061	0.000	0.061	0.000	0.000	0.069	0.000	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	11.580	10.530	10.059	9.219	11.437	12.852	1.382	3.225	1.691	9.280	12.620	13.900
K ₂ O	0.050	0.014	0.014	0.034	0.010	0.014	2.348	1.754	0.004	0.000	0.000	0.021
SrO	0.000	0.028	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.306	0.075	0.000
Toplam	88.050	87.042	85.745	85.270	85.896	85.256	81.465	85.231	83.229	88.830	88.485	88.571
Si	22.817	23.049	22.387	21.814	23.274	23.659	24.657	22.624	22.072	22.762	23.736	24.079
Ti	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	17.006	17.070	17.771	18.330	16.997	16.568	15.568	17.568	18.356	17.316	16.187	15.860
Fe+3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe+2	0.015	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000	0.064	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021	0.235	0.090	0.021	0.044	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.255	0.021	0.000	0.000	0.000	0.008
Ca	2.934	2.866	3.321	4.030	2.016	0.893	5.349	6.048	7.380	3.750	1.891	1.079
Ba	0.000	0.000	0.013	0.000	0.013	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	11.755	10.749	10.463	9.671	11.805	13.368	1.489	3.370	1.792	9.301	12.667	13.917
K	0.033	0.009	0.009	0.024	0.007	0.010	1.665	1.206	0.002	0.000	0.000	0.014
Sr	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.092	0.023	0.000
Toplam	54.568	53.786	53.964	53.868	54.133	54.739	49.136	50.876	49.648	53.139	54.481	54.956
Rr	0.573	0.575	0.557	0.543	0.578	0.588	0.613	0.563	0.546	0.568	0.595	0.603
Yük Deng.	-3.682	3.520	3.683	3.247	7.110	9.263	8.391	4.928	10.873	3.061	-1.599	-1.513

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)=[(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 4. Devamı.

Kayaç Örnek No Tür	Masif 36-2_1 m Gonn	Masif 36-4_1 k Gonn	Masif 36-4_2 m Gonn	Masif 20-1_1 m Gonn	Masif 20-1_3 m Gonn	Masif 20-1_4 m Gonn	Masif 20-2_1 m Gonn	Masif 20-2_4 m Gonn	Masif 20-3_2 m Gonn	Masif 20-3_3 m Gonn	Masif 20-3_4 m Gonn	Masif 112-2b k Gonn
SiO ₂	46.690	45.230	45.130	42.680	37.620	41.610	44.050	45.450	44.650	44.670	42.030	43.392
TiO ₂	0.000	0.011	0.010	0.000	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.028
Al ₂ O ₃	26.590	26.950	26.870	27.280	25.250	28.300	27.230	26.020	26.120	26.850	27.980	27.222
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.000	0.030	0.044	0.035	0.194	0.028	0.066	0.000	0.035	0.148	0.000	0.673
MnO	0.000	0.018	0.000	0.035	0.000	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.236
MgO	0.016	0.000	0.000	0.012	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000
CaO	1.870	3.990	3.820	10.320	8.180	11.530	10.030	7.160	6.830	7.790	10.750	10.675
BaO	0.000	0.109	0.000	0.000	0.000	0.025	0.000	0.000	0.030	0.000	0.000	0.085
Na ₂ O	14.320	12.070	12.800	5.740	6.370	5.220	6.020	8.130	9.040	7.670	5.200	4.853
K ₂ O	0.013	0.020	0.026	0.035	0.018	0.010	0.009	0.027	0.056	0.000	0.035	0.849
SrO	0.027	0.038	0.024	0.122	0.000	0.085	0.061	0.213	0.095	0.122	0.108	0.000
Toplam	89.526	88.466	88.724	86.259	77.657	86.833	87.466	87.000	86.856	87.259	86.111	88.012
Si	23.894	23.463	23.392	22.705	22.289	22.078	23.045	23.828	23.548	23.388	22.389	22.774
Ti	0.000	0.004	0.004	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.011
Al	16.038	16.477	16.414	17.104	17.631	17.697	16.789	16.077	16.235	16.568	17.566	16.838
Fe+3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe+2	0.000	0.013	0.019	0.016	0.096	0.012	0.029	0.000	0.015	0.065	0.000	0.295
Mn	0.000	0.008	0.000	0.016	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.105
Mg	0.012	0.000	0.000	0.010	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000
Ca	1.025	2.218	2.121	5.882	5.193	6.555	5.622	4.022	3.859	4.370	6.136	6.003
Ba	0.000	0.022	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.017
Na	14.209	12.140	12.863	5.921	7.317	5.370	6.106	8.264	9.244	7.786	5.371	4.938
K	0.008	0.013	0.017	0.024	0.014	0.007	0.006	0.018	0.038	0.000	0.024	0.568
Sr	0.008	0.011	0.007	0.038	0.000	0.026	0.019	0.065	0.029	0.037	0.033	0.000
Toplam	55.187	54.359	54.830	51.677	52.554	51.736	51.598	52.210	52.946	52.180	51.492	51.550
Rr	0.598	0.587	0.588	0.570	0.558	0.555	0.579	0.597	0.592	0.585	0.560	0.575
Yük Deng.	-1.563	-0.938	-4.142	-3.520	-0.569	-4.324	-3.268	-1.523	-4.569	0.254	-0.634	-4.042

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)=[(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 4. Devamı.

Kayaç	Masif	Masif	Masif	Masif	Masif	Masif	M.gabro	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres
Örnek No	112-3a m	112-4 m	112-5b k	112-1a m	112-1b m	112-2a m	10	33-1_2 m	33-1_3 k	36-1_1	36-1_2	36-1_3
Tür	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn
SiO ₂	41.574	41.865	33.711	40.703	40.736	42.470	44.740	41.280	38.490	44.030	45.850	46.630
TiO ₂	0.040	0.000	0.020	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	27.808	26.413	23.671	27.273	26.513	27.721	28.000	26.260	25.300	28.420	26.530	26.060
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.690	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.000	0.000	0.084	0.000	0.067	0.000	0.000	0.083	0.000	0.024	0.000	0.000
MnO	0.212	0.000	0.094	0.329	0.094	0.000	0.016	0.010	0.020	0.000	0.000	0.000
MgO	0.000	0.037	0.017	0.000	0.027	0.000	0.250	0.000	0.039	0.000	0.000	0.010
CaO	10.979	10.733	8.666	10.979	10.967	9.541	5.090	4.810	4.530	6.770	3.410	1.950
BaO	0.031	0.177	0.077	0.116	0.000	0.015	0.004	0.000	0.073	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	4.657	4.854	4.437	4.862	4.398	6.171	10.580	10.340	10.360	9.280	12.620	13.900
K ₂ O	0.007	0.007	0.017	0.017	0.000	0.000	0.200	0.000	0.019	0.000	0.000	0.021
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.320	0.000	0.000	0.306	0.075	0.000
Toplam	85.308	84.087	70.794	84.280	82.812	85.918	101.080	82.783	78.831	88.830	88.485	88.571
Si	22.345	22.821	21.908	22.237	22.546	22.627	23.034	22.895	22.522	22.762	23.736	24.079
Ti	0.016	0.000	0.010	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	17.615	16.969	18.130	17.561	17.294	17.406	16.989	17.165	17.448	17.316	16.187	15.860
Fe+3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe+2	0.000	0.000	0.046	0.000	0.031	0.000	0.000	0.038	0.000	0.010	0.000	0.000
Mn	0.097	0.000	0.052	0.152	0.044	0.000	0.007	0.005	0.010	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.030	0.016	0.000	0.022	0.000	0.192	0.000	0.034	0.000	0.000	0.008
Ca	6.323	6.269	6.034	6.427	6.504	5.446	2.808	2.858	2.840	3.750	1.891	1.079
Ba	0.007	0.038	0.020	0.025	0.000	0.003	0.001	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000
Na	4.853	5.131	5.590	5.150	4.719	6.374	10.561	11.119	11.753	9.301	12.667	13.917
K	0.005	0.005	0.014	0.012	0.000	0.000	0.131	0.000	0.014	0.000	0.000	0.014
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.096	0.000	0.000	0.092	0.023	0.000
Toplam	51.260	51.262	51.820	51.564	51.164	51.857	53.722	54.082	54.638	53.139	54.481	54.956
Rr	0.559	0.574	0.547	0.559	0.566	0.565	0.576	0.572	0.563	0.568	0.595	0.603
Yük Deng.	0.564	-4.715	2.165	-2.794	-2.685	0.772	1.777	1.957	-0.580	3.061	-1.599	-1.513

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)=[(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 4. Devamı.

Kayaç	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres
Örnek No	36-2_1 m	36-4_1 k	36-4_2 m	29	41	55
Tür	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn	Gonn
SiO ₂	46.690	45.230	45.130	47.420	41.220	42.380
TiO ₂	0.000	0.011	0.010	0.000	0.000	0.010
Al ₂ O ₃	26.590	26.950	26.870	26.780	27.360	28.530
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.100	0.160	0.090
FeO	0.000	0.030	0.044	0.000	0.000	0.000
MnO	0.000	0.018	0.000	0.030	0.029	0.003
MgO	0.016	0.000	0.000	0.030	0.100	0.030
CaO	1.870	3.990	3.820	2.560	9.030	7.850
BaO	0.000	0.109	0.000	0.000	0.001	0.003
Na ₂ O	14.320	12.070	12.800	12.620	8.580	8.940
K ₂ O	0.013	0.020	0.026	0.020	0.030	0.130
SrO	0.027	0.038	0.024	0.001	0.422	0.361
Toplam	89.526	88.466	88.724	100.532	99.853	100.877
Si	23.894	23.463	23.392	24.126	22.096	22.213
Ti	0.000	0.004	0.004	0.000	0.000	0.004
Al	16.038	16.477	16.414	16.058	17.285	17.624
Fe+3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe+2	0.000	0.013	0.019	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.008	0.000	0.013	0.013	0.001
Mg	0.012	0.000	0.000	0.023	0.080	0.023
Ca	1.025	2.218	2.121	1.396	5.186	4.409
Ba	0.000	0.022	0.000	0.000	0.000	0.001
Na	14.209	12.140	12.863	12.449	8.917	9.085
K	0.008	0.013	0.017	0.013	0.021	0.087
Sr	0.008	0.011	0.007	0.000	0.131	0.110
Toplam	55.187	54.359	54.830	54.076	53.599	53.447
Rr	0.598	0.587	0.588	0.600	0.561	0.558
Yük Deng.	-1.563	-0.938	-4.142	4.964	-11.226	-2.291

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E) = $[(Al - Al_{teorik}) / (Al_{teorik})] \times 100$, $Al_{teorik} = (Na + K) + 2(Ca + Mg + Sr + Ba)$ (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 5. Tomsonit minerallerine ait kimyasal analiz sonuçları (80 O'ya göre hesaplanmıştır).

Kayaç	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Bazalt	Bazalt	Bazalt
Örnek No	S42-4a k	37b-01_1m	37b-01_2k	37b-01_3m	37b2-2_1 m	37b2-2_2 m	37b2-4_1 m	37b2-4_2 m	37b2-4_3 m	33-2_2 m	13-2_1 m	13-2_3 m
Tür	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO
SiO ₂	38.301	40.350	40.320	39.200	40.050	38.300	39.800	38.820	41.220	30.790	38.350	38.290
TiO ₂	0.012	0.000	0.000	0.016	0.037	0.010	0.000	0.000	0.015	0.018	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	27.901	28.430	28.830	26.410	28.690	28.740	27.130	26.660	27.760	25.270	28.640	29.210
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.118	0.078	0.000	0.113	0.039	0.060	0.018	0.037	0.000	0.000	0.026	0.059
MnO	0.470	0.000	0.000	0.013	0.000	0.008	0.000	0.033	0.000	0.071	0.000	0.000
MgO	0.041	0.010	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000
CaO	12.520	11.610	11.530	10.980	11.130	11.470	10.840	10.450	10.420	9.310	11.790	12.200
BaO	0.000	0.000	0.000	0.032	0.000	0.007	0.000	0.048	0.023	0.011	0.000	0.009
Na ₂ O	3.592	4.490	4.580	5.030	5.100	4.200	4.640	4.780	4.790	3.630	3.800	3.930
K ₂ O	0.007	0.022	0.038	0.000	0.000	0.009	0.021	0.000	0.026	0.018	0.046	0.000
SrO	0.000	0.347	0.409	0.361	0.436	0.870	0.447	0.164	0.265	0.715	1.600	1.320
Toplam	82.961	85.337	85.707	82.165	85.482	83.674	82.896	80.992	84.519	69.833	84.264	85.018
Si	21.367	21.804	21.697	22.070	21.644	21.226	22.117	22.061	22.353	20.481	21.211	20.992
Ti	0.005	0.000	0.000	0.007	0.015	0.004	0.000	0.000	0.006	0.009	0.000	0.000
Al	18.345	18.106	18.285	17.524	18.274	18.772	17.768	17.856	17.742	19.811	18.669	18.874
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.055	0.035	0.000	0.053	0.018	0.028	0.008	0.018	0.000	0.000	0.012	0.027
Mn	0.222	0.000	0.000	0.006	0.000	0.004	0.000	0.016	0.000	0.040	0.000	0.000
Mg	0.034	0.008	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000
Ca	7.484	6.722	6.648	6.623	6.445	6.811	6.454	6.363	6.054	6.635	6.987	7.167
Ba	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.002	0.000	0.011	0.005	0.003	0.000	0.002
Na	3.885	4.704	4.779	5.491	5.344	4.513	4.999	5.267	5.036	4.682	4.075	4.177
K	0.005	0.015	0.026	0.000	0.000	0.006	0.015	0.000	0.018	0.015	0.032	0.000
Sr	0.000	0.109	0.128	0.118	0.137	0.280	0.144	0.054	0.083	0.276	0.513	0.420
Toplam	51.401	51.394	51.435	51.789	51.739	51.364	51.362	51.591	51.214	51.677	50.995	51.240
Rr	0.538	0.546	0.543	0.557	0.542	0.531	0.555	0.553	0.558	0.508	0.532	0.527
Yük Deng.	-3.063	-0.404	1.017	-6.631	0.220	3.460	-0.861	-0.877	3.315	10.223	3.139	1.942

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)= [(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 5. Devamı.

Kayaç	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt	Bazalt
Örnek No	13-3_1 k	13-3_2 m	13-3_3 k	13-3_5 k	13-4_1 m	13-4_2 m	13-4_3 k	13-4_4 k	13-5_1 m	20-1_2 k	20-2_2 k	20-3_1 k
Tür	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO
SiO ₂	38.250	39.240	38.170	39.530	38.410	38.000	37.810	40.970	38.340	39.430	34.000	39.520
TiO ₂	0.000	0.021	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.185	0.000	0.014	0.000	0.010
Al ₂ O ₃	28.600	28.960	29.220	28.980	29.290	29.270	28.950	26.000	29.190	28.370	27.910	28.410
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.000	0.109	0.000	0.146	0.047	0.000	0.075	1.980	0.019	0.000	0.000	0.045
MnO	0.041	0.000	0.000	0.045	0.008	0.040	0.000	0.079	0.000	0.022	0.045	0.000
MgO	0.000	0.009	0.010	0.000	0.000	0.010	0.015	0.924	0.030	0.000	0.000	0.000
CaO	11.770	11.720	11.960	11.690	11.980	11.920	11.620	9.970	11.590	12.610	12.920	12.760
BaO	0.000	0.066	0.009	0.089	0.000	0.000	0.000	0.158	0.016	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	3.700	4.100	3.810	4.490	3.670	3.790	4.020	3.970	4.170	4.140	3.960	4.140
K ₂ O	0.017	0.031	0.018	0.006	0.000	0.016	0.035	1.510	0.032	0.027	0.063	0.103
SrO	1.520	1.480	1.640	0.858	1.630	1.300	1.450	0.715	1.730	0.676	0.719	0.589
Toplam	83.898	85.736	84.850	85.834	85.035	84.346	83.975	86.461	85.117	85.289	79.617	85.577
Si	21.223	21.319	20.986	21.387	21.049	20.965	20.992	22.258	21.032	21.460	20.071	21.448
Ti	0.000	0.009	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.076	0.000	0.006	0.000	0.004
Al	18.702	18.543	18.934	18.479	18.917	19.032	18.943	16.648	18.872	18.198	19.418	18.171
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.000	0.050	0.000	0.066	0.022	0.000	0.035	0.900	0.009	0.000	0.000	0.020
Mn	0.019	0.000	0.000	0.021	0.004	0.019	0.000	0.036	0.000	0.010	0.023	0.000
Mg	0.000	0.007	0.008	0.000	0.000	0.008	0.012	0.748	0.025	0.000	0.000	0.000
Ca	6.997	6.822	7.046	6.777	7.034	7.046	6.912	5.804	6.812	7.354	8.172	7.420
Ba	0.000	0.014	0.002	0.019	0.000	0.000	0.000	0.034	0.003	0.000	0.000	0.000
Na	3.980	4.319	4.061	4.710	3.899	4.054	4.327	4.182	4.435	4.369	4.532	4.356
K	0.012	0.021	0.013	0.004	0.000	0.011	0.025	1.047	0.022	0.019	0.047	0.071
Sr	0.489	0.466	0.523	0.269	0.518	0.416	0.467	0.225	0.550	0.213	0.246	0.185
Toplam	50.933	51.105	51.056	51.462	50.925	51.136	51.246	51.731	51.210	51.415	52.264	51.491
Rr	0.532	0.535	0.526	0.536	0.527	0.524	0.526	0.572	0.527	0.541	0.508	0.541
Yük Deng.	3.978	2.860	4.117	0.950	5.284	4.720	4.073	-9.521	4.047	-4.696	-7.197	-5.686

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)= [(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 5. Devamı.

Kayaç	Bazalt	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro
Örnek No	19	13-2_1 m	13-2_3 m	13-3_1 k	13-3_2 m	13-3_3 k	13-3_5 k	13-4_1 m	13-4_2 m	13-4_3 k	13-5_1 m	12-2_1
Tür	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO
SiO ₂	39.860	38.350	38.290	38.250	39.240	38.170	39.530	38.410	38.000	37.810	38.340	40.830
TiO ₂	0.009	0.000	0.000	0.000	0.021	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010
Al ₂ O ₃	29.180	28.640	29.210	28.600	28.960	29.220	28.980	29.290	29.270	28.950	29.190	28.490
Fe ₂ O ₃	0.180	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.000	0.026	0.059	0.000	0.109	0.000	0.146	0.047	0.000	0.075	0.019	0.014
MnO	0.019	0.000	0.000	0.041	0.000	0.000	0.045	0.008	0.040	0.000	0.000	0.000
MgO	0.090	0.012	0.000	0.000	0.009	0.010	0.000	0.000	0.010	0.015	0.030	0.000
CaO	12.720	11.790	12.200	11.770	11.720	11.960	11.690	11.980	11.920	11.620	11.590	11.270
BaO	0.002	0.000	0.009	0.000	0.066	0.009	0.089	0.000	0.000	0.000	0.016	0.046
Na ₂ O	4.620	3.800	3.930	3.700	4.100	3.810	4.490	3.670	3.790	4.020	4.170	4.830
K ₂ O	0.160	0.046	0.000	0.017	0.031	0.018	0.006	0.000	0.016	0.035	0.032	0.023
SrO	0.467	1.600	1.320	1.520	1.480	1.640	0.858	1.630	1.300	1.450	1.730	0.581
Toplam	100.817	84.264	85.018	83.898	85.736	84.850	85.834	85.035	84.346	83.975	85.117	86.094
Si	21.266	21.211	20.992	21.223	21.319	20.986	21.387	21.049	20.965	20.992	21.032	21.896
Ti	0.004	0.000	0.000	0.000	0.009	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004
Al	18.348	18.669	18.874	18.702	18.543	18.934	18.479	18.917	19.032	18.943	18.872	18.006
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.000	0.012	0.027	0.000	0.050	0.000	0.066	0.022	0.000	0.035	0.009	0.006
Mn	0.009	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000	0.021	0.004	0.019	0.000	0.000	0.000
Mg	0.072	0.010	0.000	0.000	0.007	0.008	0.000	0.000	0.008	0.012	0.025	0.000
Ca	7.271	6.987	7.167	6.997	6.822	7.046	6.777	7.034	7.046	6.912	6.812	6.476
Ba	0.000	0.000	0.002	0.000	0.014	0.002	0.019	0.000	0.000	0.000	0.003	0.010
Na	4.779	4.075	4.177	3.980	4.319	4.061	4.710	3.899	4.054	4.327	4.435	5.022
K	0.109	0.032	0.000	0.012	0.021	0.013	0.004	0.000	0.011	0.025	0.022	0.016
Sr	0.144	0.513	0.420	0.489	0.466	0.523	0.269	0.518	0.416	0.467	0.550	0.181
Toplam	51.856	50.995	51.240	50.933	51.105	51.056	51.462	50.925	51.136	51.246	51.210	51.435
Rr	0.537	0.532	0.527	0.532	0.535	0.526	0.536	0.527	0.524	0.526	0.527	0.549
Yük Deng.	-6.265	3.139	1.942	3.978	2.860	4.117	0.950	5.284	4.720	4.073	4.047	-0.010

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)= [(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 5. Devamı.

Kayaç	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro
Örnek No	12-2_2	12-2_3	12-2_4	12-2_5	12-2_6	12-3_1 m	12-3_2 m	12-3_3 k	11-1_2 k	11-1_3 k	11-1_4k	11-3_2 k
Tür	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO
SiO ₂	41.020	39.980	40.100	40.840	41.060	41.650	40.320	41.830	39.360	40.170	40.410	38.920
TiO ₂	0.000	0.032	0.016	0.019	0.000	0.011	0.046	0.000	0.013	0.024	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	28.570	28.590	28.270	28.630	28.290	28.290	28.870	28.630	29.700	29.160	27.710	29.010
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.072	0.138	0.106	0.000	0.023	0.100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.031	0.000
MnO	0.013	0.010	0.036	0.000	0.027	0.000	0.000	0.024	0.043	0.009	0.055	0.009
MgO	0.010	0.000	0.000	0.000	0.017	0.010	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000
CaO	11.200	11.920	12.080	11.550	11.360	11.040	11.860	11.080	12.090	11.460	9.740	11.780
BaO	0.000	0.000	0.000	0.039	0.000	0.007	0.000	0.000	0.018	0.012	0.000	0.046
Na ₂ O	4.490	4.420	4.540	4.820	5.180	4.950	4.470	4.880	4.290	4.470	6.400	4.010
K ₂ O	0.000	0.011	0.042	0.023	0.000	0.019	0.000	0.060	0.008	0.000	0.000	0.000
SrO	0.771	0.823	0.471	0.726	0.784	0.874	0.584	0.822	1.280	0.738	0.633	1.240
Toplam	86.146	85.924	85.661	86.647	86.741	86.951	86.150	87.326	86.802	86.059	84.979	85.015
Si	21.960	21.579	21.681	21.807	21.921	22.128	21.630	22.101	21.112	21.567	22.009	21.271
Ti	0.000	0.013	0.007	0.008	0.000	0.004	0.019	0.000	0.005	0.010	0.000	0.000
Al	18.026	18.187	18.014	18.017	17.800	17.714	18.253	17.828	18.775	18.452	17.787	18.686
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.032	0.062	0.048	0.000	0.010	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000
Mn	0.006	0.005	0.016	0.000	0.012	0.000	0.000	0.011	0.020	0.004	0.025	0.004
Mg	0.008	0.000	0.000	0.000	0.014	0.008	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000
Ca	6.424	6.894	6.998	6.608	6.498	6.285	6.817	6.273	6.948	6.593	5.684	6.898
Ba	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.003	0.000	0.010
Na	4.660	4.626	4.759	4.990	5.362	5.099	4.649	4.999	4.461	4.653	6.758	4.249
K	0.000	0.008	0.029	0.016	0.000	0.013	0.000	0.040	0.005	0.000	0.000	0.000
Sr	0.239	0.258	0.148	0.225	0.243	0.269	0.182	0.252	0.398	0.230	0.200	0.393
Toplam	51.118	51.373	51.552	51.454	51.617	51.297	51.368	51.252	51.331	51.294	52.277	51.118
Rr	0.549	0.543	0.546	0.548	0.552	0.555	0.542	0.554	0.529	0.539	0.553	0.532
Yük Deng.	2.859	-1.266	-4.099	-1.210	-3.182	0.081	-0.165	1.385	2.201	3.262	-1.870	3.437

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)= [(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 5. Devamı.

Kayaç	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres
Örnek No	11-3_3 m	11-3_5 k	13.2-2_1 m	13.2-3_2 m	13.2-3_5 m	35	25	1	33-2_2 m	3-1_1 k	3-1_2 k	3-1_3 k
Tür	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO
SiO ₂	38.500	38.420	40.070	40.780	39.510	39.650	46.130	39.230	30.790	39.930	38.860	39.020
TiO ₂	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.018	0.045	0.018	0.041
Al ₂ O ₃	29.290	29.610	27.130	27.920	28.970	29.910	25.450	30.510	25.270	28.590	28.750	28.920
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.060	0.240	0.130	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.138	0.000	0.028
MnO	0.023	0.000	0.007	0.030	0.010	0.003	0.006	0.005	0.071	0.011	0.000	0.040
MgO	0.000	0.000	0.026	0.022	0.014	0.020	0.120	0.030	0.000	0.031	0.000	0.012
CaO	11.970	11.990	9.820	10.910	11.780	12.240	12.250	11.670	9.310	12.550	12.280	12.600
BaO	0.060	0.083	0.059	0.041	0.018	0.001	0.001	0.000	0.011	0.039	0.000	0.060
Na ₂ O	4.160	4.190	5.260	4.800	4.440	4.880	2.670	5.670	3.630	4.310	4.350	4.340
K ₂ O	0.059	0.011	0.007	0.011	0.027	0.010	0.020	0.030	0.018	0.033	0.000	0.043
SrO	1.163	1.142	0.913	0.881	0.671	0.623	0.011	0.154	0.715	0.495	0.804	0.852
Toplam	85.225	85.446	83.302	85.395	85.440	100.577	100.847	100.412	69.833	86.172	85.062	85.956
Si	21.039	20.938	22.209	22.065	21.414	21.087	24.094	20.843	20.481	21.498	21.233	21.155
Ti	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.009	0.018	0.007	0.017
Al	18.864	19.018	17.722	17.804	18.505	18.748	15.666	19.104	19.811	18.141	18.514	18.479
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.062	0.000	0.013
Mn	0.011	0.000	0.003	0.014	0.005	0.001	0.003	0.002	0.040	0.005	0.000	0.018
Mg	0.000	0.000	0.021	0.018	0.011	0.016	0.093	0.024	0.000	0.025	0.000	0.010
Ca	7.009	7.001	5.832	6.325	6.841	6.975	6.855	6.643	6.635	7.240	7.189	7.319
Ba	0.013	0.018	0.013	0.009	0.004	0.000	0.000	0.000	0.003	0.008	0.000	0.013
Na	4.408	4.427	5.652	5.036	4.666	5.032	2.704	5.841	4.682	4.499	4.608	4.562
K	0.041	0.008	0.005	0.008	0.019	0.007	0.013	0.020	0.015	0.023	0.000	0.030
Sr	0.369	0.361	0.293	0.276	0.211	0.192	0.003	0.047	0.276	0.155	0.255	0.268
Toplam	51.384	51.410	51.461	51.278	51.465	51.866	49.429	52.483	51.677	51.519	51.552	51.616
Rr	0.527	0.524	0.556	0.553	0.536	0.529	0.606	0.522	0.508	0.542	0.534	0.534
Yük Deng.	2.015	2.953	1.913	0.330	0.592	-1.434	-5.710	-0.473	10.223	-4.856	-2.490	-4.131

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)= [(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 5. Devamı.

Kayaç	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres
Örnek No	3-1_4 m	3-1_5 m	3-1_6 m	3-2_2 m	3-2_3 m	3-2_4 m	3-2_5 m	3-2_6 m	3-2_7 m	3-2_9 k
Tür	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO	THO
SiO ₂	38.620	39.070	40.320	39.270	39.370	40.290	39.680	39.130	40.090	38.810
TiO ₂	0.000	0.013	0.049	0.021	0.021	0.080	0.061	0.041	0.012	0.077
Al ₂ O ₃	28.900	29.300	27.690	28.740	28.400	28.110	28.570	28.260	27.510	27.290
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.000	0.012	0.040	0.074	0.140	0.000	0.000	0.179	0.123	0.144
MnO	0.020	0.009	0.000	0.013	0.027	0.011	0.027	0.000	0.036	0.033
MgO	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.021
CaO	12.830	12.390	12.180	12.150	12.880	12.290	11.980	12.030	12.190	12.170
BaO	0.000	0.039	0.000	0.021	0.000	0.055	0.012	0.000	0.000	0.009
Na ₂ O	3.870	3.990	4.210	3.840	4.310	4.200	4.220	4.180	3.890	3.980
K ₂ O	0.038	0.040	0.000	0.041	0.064	0.000	0.039	0.000	0.010	0.059
SrO	0.726	0.891	0.588	0.928	0.644	0.412	0.839	0.802	0.561	0.540
Toplam	85.004	85.754	85.087	85.098	85.856	85.459	85.428	84.622	84.422	83.133
Si	21.119	21.165	21.915	21.406	21.352	21.790	21.532	21.465	21.948	21.649
Ti	0.000	0.005	0.020	0.009	0.009	0.033	0.025	0.017	0.005	0.032
Al	18.626	18.707	17.738	18.463	18.153	17.917	18.272	18.270	17.750	17.942
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.000	0.005	0.018	0.034	0.063	0.000	0.000	0.082	0.056	0.067
Mn	0.009	0.004	0.000	0.006	0.012	0.005	0.012	0.000	0.017	0.016
Mg	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.017
Ca	7.517	7.192	7.093	7.096	7.484	7.122	6.965	7.071	7.150	7.274
Ba	0.000	0.008	0.000	0.004	0.000	0.012	0.003	0.000	0.000	0.002
Na	4.103	4.191	4.437	4.058	4.532	4.404	4.440	4.446	4.129	4.305
K	0.027	0.028	0.000	0.029	0.044	0.000	0.027	0.000	0.007	0.042
Sr	0.230	0.280	0.185	0.293	0.203	0.129	0.264	0.255	0.178	0.175
Toplam	51.402	51.305	51.229	51.104	51.649	51.291	51.276	51.351	51.062	51.346
Rr	0.531	0.531	0.553	0.537	0.540	0.549	0.541	0.540	0.553	0.547
Yük Deng.	-2.810	0.477	-4.836	0.959	-7.124	-4.126	-0.712	-1.704	-3.725	-5.238

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)= [(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 6. Stilbit minerallerine ait kimyasal analiz sonuçları (72 O'ya göre hesaplanmıştır).

Kayaç	Aglomera	Aglomera	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres	v.bres
Örnek No	S11-a-1	S11-a-2	48-01_02	48-01_03	48-03_01	48-03_02	48-04_01m	48-04_03m
Tür	STI	STI	STI	STI	STI	STI	STI	STI
SiO ₂	59.299	61.411	59.810	57.210	56.810	57.590	57.480	56.520
TiO ₂	0.004	0.065	0.013	0.000	0.000	0.009	0.000	0.009
Al ₂ O ₃	17.037	15.135	17.280	17.200	16.510	16.540	16.450	16.390
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.034	0.000	0.080	0.030	0.087	0.045	0.000	0.066
MnO	0.190	0.571	0.014	0.000	0.000	0.000	0.014	0.008
MgO	0.003	0.022	0.043	0.010	0.043	0.041	0.055	0.020
CaO	7.280	7.167	7.960	6.260	6.300	6.460	6.910	6.710
BaO	0.000	0.000	0.215	0.254	0.245	0.264	0.140	0.244
Na ₂ O	0.648	0.225	0.385	0.668	1.018	0.706	0.598	0.441
K ₂ O	0.662	0.213	2.920	3.910	3.750	4.080	2.770	3.220
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.054	0.000	0.105	0.079
Toplam	85.157	84.810	88.720	85.542	84.817	85.735	84.522	83.707
Si	27.062	27.945	26.718	26.607	26.699	26.778	26.874	26.784
Ti	0.001	0.022	0.004	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003
Al	9.163	8.117	9.097	9.428	9.145	9.064	9.064	9.154
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.013	0.000	0.030	0.012	0.034	0.017	0.000	0.026
Mn	0.074	0.220	0.005	0.000	0.000	0.000	0.006	0.003
Mg	0.002	0.015	0.029	0.007	0.030	0.028	0.038	0.014
Ca	3.560	3.494	3.810	3.119	3.172	3.218	3.461	3.407
Ba	0.000	0.000	0.038	0.046	0.045	0.048	0.026	0.045
Na	0.573	0.199	0.333	0.602	0.928	0.636	0.542	0.405
K	0.385	0.124	1.664	2.320	2.248	2.420	1.652	1.947
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000	0.028	0.022
Toplam	40.834	40.136	41.728	42.141	42.302	42.215	41.663	41.789
Rr	0.747	0.775	0.746	0.738	0.745	0.747	0.748	0.745
Yük Deng.	13.382	10.559	-6.690	1.730	-5.443	-6.038	-1.957	-1.408

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)=[(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 7. Filipsit minerallerine ait kimyasal analiz sonuçları (32 O'ya göre hesaplanmıştır).

Kayaç	Aglomera	Bazalt	Bazalt	Bazalt	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	v.bres	v.bres
Örnek No	S7-5-6- 1kapanim	31- 02_01m	13-1_2 k	13-2_2 k	13-1_2 k	13-2_2 k	13.2-3_3k	13.2-1_2 m	13.2-2_2 m	13.2-2_3 k	7-1_1 m	7-1_2 m
Tür	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI
SiO ₂	56.018	50.610	49.560	50.300	49.560	50.300	51.590	51.800	50.390	51.990	50.950	49.520
TiO ₂	0.000	0.000	0.034	0.069	0.034	0.069	0.027	0.110	0.011	0.037	0.054	0.060
Al ₂ O ₃	23.035	21.300	21.610	22.180	21.610	22.180	22.450	22.140	21.720	21.650	20.350	20.180
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.035	0.010	0.050	0.000	0.050	0.000	0.047	0.361	0.000	0.042	0.000	0.000
MnO	0.347	0.000	0.009	0.047	0.009	0.047	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	0.183	0.018	0.032	0.000	0.032	0.000	0.010	0.242	0.000	0.000	0.017	0.010
CaO	4.789	7.440	7.760	8.190	7.760	8.190	7.910	8.020	7.440	7.700	7.120	7.100
BaO	0.000	0.375	2.570	1.700	2.570	1.700	1.780	2.730	1.490	1.880	0.458	0.446
Na ₂ O	4.512	1.046	1.079	0.792	1.079	0.792	0.755	1.259	1.139	1.222	1.720	1.870
K ₂ O	4.112	5.730	3.430	4.270	3.430	4.270	4.850	3.290	4.770	4.150	3.890	4.920
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.036	0.000	0.000	0.000
Toplam	93.030	86.529	86.134	87.548	86.134	87.548	89.419	89.985	86.996	88.671	84.559	84.106
Si	10.832	10.676	10.571	10.528	10.571	10.528	10.585	10.587	10.614	10.722	10.874	10.739
Ti	0.000	0.000	0.005	0.011	0.005	0.011	0.004	0.017	0.002	0.006	0.009	0.010
Al	5.250	5.295	5.432	5.471	5.432	5.471	5.429	5.333	5.392	5.262	5.119	5.158
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.006	0.002	0.009	0.000	0.009	0.000	0.008	0.062	0.000	0.007	0.000	0.000
Mn	0.057	0.000	0.002	0.008	0.002	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.053	0.006	0.010	0.000	0.010	0.000	0.003	0.074	0.000	0.000	0.005	0.003
Ca	0.992	1.682	1.773	1.837	1.773	1.837	1.739	1.756	1.679	1.701	1.628	1.650
Ba	0.000	0.031	0.215	0.139	0.215	0.139	0.143	0.219	0.123	0.152	0.038	0.038
Na	1.691	0.428	0.446	0.321	0.446	0.321	0.300	0.499	0.465	0.489	0.712	0.786
K	1.014	1.542	0.933	1.140	0.933	1.140	1.269	0.858	1.282	1.092	1.059	1.361
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000
Toplam	19.896	19.661	19.397	19.456	19.397	19.456	19.481	19.404	19.557	19.431	19.444	19.746
Rr	0.674	0.668	0.661	0.658	0.661	0.658	0.661	0.665	0.663	0.671	0.680	0.676
Yük Deng.	9.471	-2.049	1.042	1.063	1.042	1.063	1.662	-2.218	0.763	-0.473	0.081	-6.718

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)=[(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 7. Devamı.

Kayaç	Aglomera	Bazalt	Bazalt	Bazalt	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	M.gabro	v.bres	v.bres
Örnek No	S7-5-6- 1kapanim	31- 02_01m	13-1_2 k	13-2_2 k	13-1_2 k	13-2_2 k	13.2-3_3k	13.2-1_2 m	13.2-2_2 m	13.2-2_3 k	7-1_1 m	7-1_2 m
Tür	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI	PHI
SiO ₂	56.018	50.610	49.560	50.300	49.560	50.300	51.590	51.800	50.390	51.990	50.950	49.520
TiO ₂	0.000	0.000	0.034	0.069	0.034	0.069	0.027	0.110	0.011	0.037	0.054	0.060
Al ₂ O ₃	23.035	21.300	21.610	22.180	21.610	22.180	22.450	22.140	21.720	21.650	20.350	20.180
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.035	0.010	0.050	0.000	0.050	0.000	0.047	0.361	0.000	0.042	0.000	0.000
MnO	0.347	0.000	0.009	0.047	0.009	0.047	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	0.183	0.018	0.032	0.000	0.032	0.000	0.010	0.242	0.000	0.000	0.017	0.010
CaO	4.789	7.440	7.760	8.190	7.760	8.190	7.910	8.020	7.440	7.700	7.120	7.100
BaO	0.000	0.375	2.570	1.700	2.570	1.700	1.780	2.730	1.490	1.880	0.458	0.446
Na ₂ O	4.512	1.046	1.079	0.792	1.079	0.792	0.755	1.259	1.139	1.222	1.720	1.870
K ₂ O	4.112	5.730	3.430	4.270	3.430	4.270	4.850	3.290	4.770	4.150	3.890	4.920
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.036	0.000	0.000	0.000
Toplam	93.030	86.529	86.134	87.548	86.134	87.548	89.419	89.985	86.996	88.671	84.559	84.106
Si	10.832	10.676	10.571	10.528	10.571	10.528	10.585	10.587	10.614	10.722	10.874	10.739
Ti	0.000	0.000	0.005	0.011	0.005	0.011	0.004	0.017	0.002	0.006	0.009	0.010
Al	5.250	5.295	5.432	5.471	5.432	5.471	5.429	5.333	5.392	5.262	5.119	5.158
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.006	0.002	0.009	0.000	0.009	0.000	0.008	0.062	0.000	0.007	0.000	0.000
Mn	0.057	0.000	0.002	0.008	0.002	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.053	0.006	0.010	0.000	0.010	0.000	0.003	0.074	0.000	0.000	0.005	0.003
Ca	0.992	1.682	1.773	1.837	1.773	1.837	1.739	1.756	1.679	1.701	1.628	1.650
Ba	0.000	0.031	0.215	0.139	0.215	0.139	0.143	0.219	0.123	0.152	0.038	0.038
Na	1.691	0.428	0.446	0.321	0.446	0.321	0.300	0.499	0.465	0.489	0.712	0.786
K	1.014	1.542	0.933	1.140	0.933	1.140	1.269	0.858	1.282	1.092	1.059	1.361
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000
Toplam	19.896	19.661	19.397	19.456	19.397	19.456	19.481	19.404	19.557	19.431	19.444	19.746
Rr	0.674	0.668	0.661	0.658	0.661	0.658	0.661	0.665	0.663	0.671	0.680	0.676
Yük Deng.	9.471	-2.049	1.042	1.063	1.042	1.063	1.662	-2.218	0.763	-0.473	0.081	-6.718

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)= [(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 8. Şabazit minerallerine ait kimyasal analiz sonuçları (24 O'ya göre hesaplanmıştır).

Kayaç	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera
Örnek No	S42-5b m	S42-3a m	s95-1-2zeo	s95-1-3zeo	s95-1-4zeo	s95-2-2zeo	s95-2-3zeo	s95-3-2zeo	S95A-1-1zeo	S95A-1-2zeo	S95A-2-2zeo	S95A-4-1zeo
Tür	CHA	CHA	CHA	CHA	CHA	CHA	CHA	CHA	CHA	CHA	CHA	CHA
SiO ₂	48.527	46.471	48.225	46.981	43.873	48.884	48.914	48.193	49.436	48.513	50.013	46.699
TiO ₂	0.000	0.044	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.046	0.031	0.015	0.000	0.031
Al ₂ O ₃	23.996	22.858	25.294	24.930	26.187	23.709	23.812	25.336	24.881	23.826	25.122	24.478
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.705	0.235	0.000	0.000	0.000	0.172	0.104	0.000	0.173	0.156	0.000	0.310
MnO	0.188	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.093	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000
CaO	7.974	7.368	8.394	8.665	10.235	7.436	7.614	8.540	7.839	7.408	7.896	8.511
BaO	1.220	1.267	0.069	0.069	0.023	0.076	0.000	0.061	0.161	0.038	0.046	0.008
Na ₂ O	1.901	2.042	1.297	1.062	1.147	1.963	1.657	1.281	1.638	1.859	1.398	0.852
K ₂ O	5.714	5.959	6.812	5.676	4.530	6.213	6.059	6.440	6.406	6.318	6.397	5.883
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Toplam	90.227	86.260	90.110	87.384	85.994	88.457	88.164	89.991	90.564	88.144	90.872	86.771
Si	7.527	7.546	7.428	7.418	7.066	7.633	7.641	7.422	7.548	7.605	7.580	7.438
Ti	0.000	0.005	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.004	0.002	0.000	0.004
Al	4.387	4.374	4.592	4.639	4.971	4.363	4.384	4.598	4.477	4.402	4.487	4.595
Fe+3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe+2	0.092	0.032	0.000	0.000	0.000	0.023	0.014	0.000	0.022	0.020	0.000	0.041
Mn	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Ca	1.325	1.282	1.385	1.466	1.766	1.244	1.274	1.409	1.282	1.244	1.282	1.452
Ba	0.074	0.081	0.004	0.004	0.001	0.005	0.000	0.004	0.010	0.002	0.003	0.000
Na	0.572	0.643	0.387	0.325	0.358	0.594	0.502	0.382	0.485	0.565	0.411	0.263
K	1.131	1.234	1.338	1.143	0.931	1.238	1.207	1.265	1.248	1.264	1.237	1.195
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Toplam	15.131	15.201	15.137	14.996	15.093	15.101	15.022	15.098	15.076	15.106	15.000	14.990
Rr	0.63	0.63	0.62	0.62	0.59	0.64	0.64	0.62	0.63	0.63	0.63	0.62
Yük Deng.	-2.55	-5.12	1.93	5.22	3.03	0.75	2.92	2.80	3.72	1.75	6.41	5.29

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)= [(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 8. Devamı.

Kayaç	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera	Aglomera
Örnek No	S95A-5- 1zeo	S95A-5- 2zeo	S42-5a m	S7-5-4- 2orta	S7b-1
Tür	CHA	CHA	CHA	CHA	CHA
SiO ₂	47.689	49.146	47.634	45.269	47.664
TiO ₂	0.000	0.000	0.016	0.065	0.088
Al ₂ O ₃	25.797	25.553	23.885	24.221	23.071
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	-0.414	0.000	0.101	0.173	0.341
MnO	0.395	0.000	0.000	0.345	0.000
MgO	0.000	0.000	0.000	0.157	0.122
CaO	9.941	9.570	7.732	9.623	5.268
BaO	0.138	0.000	0.409	0.000	0.000
Na ₂ O	1.506	1.621	1.003	1.342	5.408
K ₂ O	4.826	5.021	5.473	2.118	1.627
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Toplam	89.877	90.911	86.254	83.313	83.589
Si	7.327	7.442	7.596	7.386	7.696
Ti	0.000	0.000	0.002	0.008	0.011
Al	4.671	4.560	4.489	4.658	4.390
Fe+3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe+2	-0.053	0.000	0.013	0.024	0.046
Mn	0.051	0.000	0.000	0.048	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.038	0.029
Ca	1.636	1.553	1.321	1.682	0.911
Ba	0.008	0.000	0.026	0.000	0.000
Na	0.449	0.476	0.310	0.425	1.693
K	0.946	0.970	1.113	0.441	0.335
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Toplam	15.035	15.001	14.870	14.709	15.112
Rr	0.61	0.62	0.63	0.61	0.64
Yük Deng.	-0.27	0.20	9.04	8.16	12.28

Rr=Si/(Si+Al), Yük Dengesi (E)= [(Al-Al_{teorik})/(Al_{teorik})]x100, Al_{teorik}=(Na+K)+2(Ca+Mg+Sr+Ba) (Passaglia, 1970).

Ek Tablo 9: Karbonat minerallerine ait ana, iz ve NTE analiz sonuçları.

Kayaç Türü	M.gabro	M.gabro	Bazalt	V.breş	V.breş	V.breş	V.breş	Bazalt	Bazalt
Örnek No	9	15	18	34	42	43	44	57	21
Tür	Kalsit	Kalsit	Kalsit	Kalsit	Dolomit	Kalsit	Kalsit	Kalsit	Apofillit
SiO ₂	1.870	3.350	6.210	2.450	7.720	10.950	3.430	5.610	51.640
TiO ₂	0.005	0.015	0.044	0.031	0.069	0.121	0.031	0.069	0.007
Al ₂ O ₃	0.770	1.220	2.080	0.960	2.230	3.740	1.270	1.850	2.400
Fe ₂ O ₃ *	0.280	0.660	0.830	0.490	5.080	3.460	0.860	1.730	0.120
MnO	0.076	0.597	0.127	0.112	0.760	0.911	0.377	0.341	0.004
MgO	0.060	0.240	0.520	0.340	14.450	2.840	0.870	1.780	0.030
CaO	53.910	51.260	48.370	51.790	28.590	41.140	50.950	47.080	23.620
Na ₂ O	0.300	0.540	0.040	0.280	0.280	0.440	0.160	0.260	0.530
K ₂ O	0.030	0.060	0.040	0.060	0.120	0.380	0.210	0.500	3.810
P ₂ O ₅	0.030	0.020	0.050	0.040	0.060	0.070	0.020	0.070	0.020
A.K.	42.480	41.350	40.610	41.880	39.860	35.730	41.600	40.090	18.150
Toplam	99.800	99.320	98.910	98.430	99.220	99.780	99.770	99.380	100.3
Sc	dla	1	dla	dla	7	16	5	4	1
V	dla	8	21	13	53	98	14	26	1
Ba	5	100	94	23	143	337	39	60	9
Sr	74	140	54	32	241	206	244	209	159
Y	dla	13	3	dla	11	27	9	10	2
Zr	5	5	8	5	31	40	11	13	4
Co	dla	dla	dla	dla	13	8	dla	dla	1
Cu	dla	dla	dla	10	dla	10	dla	dla	10
Zn	dla	dla	dla	dla	40	40	dla	dla	30
Ga	dla	1	4	dla	3	4	1	2	5
Rb	dla	dla	dla	dla	3	7	3	5	78
La	0.9	6.6	2.5	1.1	5.8	16.8	3.6	4.3	0.2
Ce	1.1	10.1	4	1.6	10.5	26.2	6.1	8	0.3
Pr	0.15	1.22	0.48	0.19	1.2	2.89	0.77	1.06	0.05
Nd	0.6	5.2	1.9	0.7	4.7	11.4	3.2	4.3	0.2
Sm	0.1	1.1	0.4	0.1	1	2.4	0.8	1.1	0.1
Eu	dla	0.33	0.11	0.07	0.25	0.49	0.24	0.34	0.05
Gd	0.1	1.3	0.3	0.2	1	2.6	1	1.2	0.1
Tb	dla	0.2	dla	dla	0.2	0.5	0.2	0.2	0.1
Dy	0.1	1.4	0.3	0.2	1.2	3.3	1.1	1.4	0.1
Ho	dla	0.3	dla	dla	0.3	0.8	0.2	0.3	0.1
Er	dla	1	0.2	0.1	1	2.9	0.9	1	0.1
Tm	dla	0.16	dla	dla	0.18	0.56	0.15	0.16	0.05
Yb	dla	1.1	0.3	dla	1.4	4.1	1	1.1	0.1
Lu	dla	0.18	0.05	dla	0.25	0.67	0.17	0.2	0.04
Hf	dla	dla	dla	dla	0.4	0.5	dla	0.2	0.2
Th	dla	dla	0.2	dla	0.5	2.3	0.1	0.4	0.10
U	0.7	dla	0.5	0.4	8	0.9	2	3.8	0.1
F	0	0	0	0	0	0	0	0	1.67

dla: deteksiyon limiti altı.

Ek_Tablo 10: Kil minerallerine ait kimyasal analiz sonuçları.

Kayaç Türü	V.Breş	Aglomera	M.Bazalt	M. Bazalt	M.Bazalt	M.Bazalt	V. Breş	V. Breş	V. Breş	V. Breş	M.gabro	M.gabro
Örnek No	48-04_02	37a-02_04	31-03_03	31-04_2	31-05_2	31-06_2	36-2_2	36-3_3	36-3_4	36-4_3	15b-2_2	11-2_4
SiO ₂	35.85	43.45	39.64	42.71	39.71	42.87	44.34	46.96	41.94	45.46	43.72	43.27
TiO ₂	0.05	0.10	0.05	0.07	0.02	0.04	0.03	0.07	0.06	0.05	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	10.17	26.03	12.57	17.74	10.19	12.89	29.85	30.78	16.39	28.67	17.01	25.91
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	9.44	3.09	12.85	8.76	12.51	13.25	0.79	1.48	8.92	2.78	7.22	2.12
MnO	0.04	0.31	0.31	0.15	0.18	0.26	0.11	0.14	0.35	0.12	0.02	0.10
MgO	16.10	8.67	20.47	15.54	20.10	20.64	3.28	5.78	17.35	6.73	12.37	7.40
CaO	1.67	0.75	1.00	1.00	1.03	1.40	4.65	0.62	0.51	0.53	1.35	0.52
BaO	0.00	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
Na ₂ O	0.15	0.51	0.14	0.33	0.24	0.24	1.78	0.69	0.43	0.58	0.33	0.42
K ₂ O	0.53	2.83	0.22	1.39	0.28	0.28	3.28	4.76	1.63	3.89	0.25	2.85
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.02	0.00	0.08	0.02
Toplam	74.01	85.75	87.28	87.73	84.26	91.87	88.22	91.28	87.60	88.83	82.39	82.65
Si	4.05	4.00	3.84	3.99	3.98	3.93	3.98	4.04	3.95	4.03	4.25	4.09
Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.35	2.83	1.44	1.95	1.20	1.39	3.16	3.12	1.82	3.00	1.95	2.89
Fe ⁺³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	0.89	0.24	1.04	0.68	1.05	1.02	0.06	0.11	0.70	0.21	0.59	0.17
Mn	0.00	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01
Mg	2.71	1.19	2.96	2.17	3.01	2.82	0.44	0.74	2.44	0.89	1.79	1.04
Ca	0.20	0.07	0.10	0.10	0.11	0.14	0.45	0.06	0.05	0.05	0.14	0.05
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.09	0.03	0.06	0.05	0.04	0.31	0.11	0.08	0.10	0.06	0.08
K	0.08	0.33	0.03	0.17	0.04	0.03	0.38	0.52	0.20	0.44	0.03	0.34
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	9.33	8.79	9.46	9.14	9.45	9.40	8.78	8.72	9.27	8.73	8.82	8.67

Ek_Tablo 10. Devamı.

Kayaç Türü	M.gabro	Aglomera	Aglomera
Örnek No	11-3_4	37b2-2_3	37b2-3_3
SiO ₂	46.76	33.07	35.45
TiO ₂	0.02	0.06	0.09
Al ₂ O ₃	28.14	10.60	10.92
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	1.45	15.56	16.30
MnO	0.05	0.37	0.32
MgO	2.93	18.01	18.45
CaO	0.41	0.70	0.61
BaO	0.06	0.11	0.00
Na ₂ O	0.51	0.31	0.25
K ₂ O	5.40	0.25	0.21
SrO	0.02	0.00	0.16
Toplam	85.74	79.04	82.77
Si	4.27	3.66	3.73
Ti	0.00	0.00	0.01
Al	3.03	1.38	1.36
Fe+3	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.11	1.44	1.44
Mn	0.00	0.03	0.03
Mg	0.40	2.97	2.90
Ca	0.04	0.08	0.07
Ba	0.00	0.00	0.00
Na	0.09	0.07	0.05
K	0.63	0.03	0.03
Sr	0.00	0.00	0.01
Toplam	8.57	9.69	9.61

Ek Tablo 11. Çalışma alanındaki kayaçların kimyasal bileşimi.

Kayaç Türü Örnek No	V.Breş 3	Tüf 4	Tüf 7	M.Gabro 12	M.Gabro 16	Bazalt 20	Aglomera 22	Bazalt 26	Bazalt 31	V.Breş 33
SiO ₂	43.62	46.17	43.32	44.88	45.06	43.71	48.89	46.14	45.95	46.04
Al ₂ O ₃	16.19	15.79	16.87	16.49	17.37	16.85	16.89	17.46	16.44	18.03
Fe ₂ O ₃ *	11.77	9.99	10.28	10.31	11.29	11.48	9.08	9.57	10.15	8.42
MnO	0.231	0.223	0.217	0.213	0.258	0.203	0.148	0.222	0.197	0.173
MgO	5.16	6.11	4.64	6.2	4.86	5.47	5.14	3.48	7.23	5.55
CaO	12.53	8.12	11.92	7.65	12.16	11.31	9.95	12.13	5.2	5.16
Na ₂ O	3.79	4.14	3.94	4.47	2.48	3.73	3.61	2.79	2.12	4.05
K ₂ O	0.82	1.85	0.63	1.24	2.14	0.6	1.78	2.23	2.54	2.7
TiO ₂	0.978	0.795	0.867	0.871	0.881	0.977	0.94	0.703	0.765	0.653
P ₂ O ₅	0.47	0.37	0.49	0.4	0.45	0.55	0.45	0.25	0.38	0.48
AK	5.36	7.4	7.69	7.68	3.99	5.49	3.36	4.13	8.79	9.1
Toplam	100.9	101	100.9	100.4	100.9	100.4	100.2	99.11	99.76	100.3
Sc	15	16	17	16	13	18	23	9	15	16
Be	1	2	2	1	2	2	2	1	dla	1
V	339	284	321	302	308	317	349	296	240	263
Ba	589	364	323	508	937	479	1049	790	759	718
Sr	999	344	783	283	1443	952	1171	1427	343	438
Y	26	26	24	23	25	25	15	22	18	17
Zr	103	95	92	89	89	104	87	79	71	77
Co	34	23	30	30	31	31	26	23	27	24
Cu	60	40	70	50	60	60	150	40	40	110
Zn	110	110	110	110	120	110	80	100	90	90
Ga	19	18	19	16	18	18	19	16	18	18
Ge	2	2	2	2	2	2	3	2	2	2
Rb	9	28	40	27	35	21	15	38	26	31
Nb	6	5	5	5	6	6	4	6	4	3
Ag	1.2	1	0.8	0.9	0.7	1	0.7	0.6	dla	0.6
Cs	0.8	2.3	1.2	1.4	0.7	1.4	0.6	1.6	dla	0.9
La	26	21.9	23	21	26.5	25.1	18.9	19.5	16.1	18.3
Ce	51.5	44.1	46.6	43.8	53.1	50.9	37	38.3	31.8	34.4
Pr	6.55	5.73	6.05	5.69	6.61	6.68	4.79	4.73	4.1	4.35
Nd	27.1	23.4	25.6	24.1	27	28.3	20.5	18.9	18	17.7
Sm	5.9	5.5	5.8	5.3	6	6.4	4.6	4.2	4.2	3.8
Eu	1.69	1.54	1.6	1.53	1.64	1.78	1.37	1.17	1.28	1.19
Gd	5.1	4.9	5	4.6	4.9	5.4	3.5	3.8	3.6	3.2
Tb	0.8	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8	0.5	0.6	0.6	0.5
Dy	4.6	4.7	4.4	4.3	4.5	4.8	2.9	3.8	3.4	3
Ho	0.9	0.9	0.9	0.8	0.9	0.9	0.6	0.8	0.7	0.6
Er	2.7	2.9	2.5	2.4	2.6	2.7	1.6	2.4	1.9	1.7
Tm	0.39	0.43	0.38	0.38	0.4	0.41	0.23	0.36	0.29	0.26
Yb	2.7	2.7	2.4	2.5	2.5	2.6	1.5	2.4	2	1.7
Lu	0.43	0.44	0.38	0.38	0.38	0.4	0.23	0.37	0.3	0.26
Hf	2.4	2.1	2.2	2.2	2.2	2.6	2.2	1.7	1.9	1.9
Ta	0.5	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.5	0.2	0.2
Tl	0.3	0.3	0.1	dla	dla	0.2	dla	0.3	dla	dla
Pb	10	8	8	10	10	7	10	12	11	11
Th	5.5	5.2	4.7	5.1	5.6	5.2	3.9	4.4	2.9	4.3
U	1.7	1.6	1.5	1.8	1.4	1.7	1.6	1.5	0.8	1.4
AI	26.816	39.367	24.941	38.037	32.348	28.754	33.789	27.678	57.168	47.251
KKPI	78.598	72.884	76.552	74.302	77.756	79.652	72.514	72.219	78.857	67.423

Fe₂O₃*, Fe₂O₃ cinsinden toplam demir, AK, ateşte kayıp.

Ek Tablo 11. Devamı.

Kayaç Türü Örnek No	V.Breş 36	V.Breş 40	V.Breş. 42	V.Breş 49	V.Breş 56
SiO ₂	45.79	49.45	57.23	48.73	48.54
Al ₂ O ₃	17.82	19.06	17.98	19.96	16.78
Fe ₂ O ₃ *	8.04	9.43	6.43	7.85	8.38
MnO	0.19	0.14	0.132	0.09	0.14
MgO	5.59	3.2	2.74	4.19	4.1
CaO	6.23	10.96	8.08	8.69	6.52
Na ₂ O	3.85	2.14	2.75	2.47	3.83
K ₂ O	2.37	0.99	2.07	2.22	3.3
TiO ₂	0.67	0.70	0.61	0.76	0.76
P ₂ O ₅	0.45	0.2	0.3	0.22	0.4
AK	8.99	3.85	2.66	4.99	7.26
Toplam	100.4	100.1	101	100.2	100
Sc	15	22	13	23	11
Be	1	dla	1	1	1
V	262	265	155	297	220
Ba	649	549	694	661	779
Sr	514	584	654	515	1029
Y	15	13	18	13	26
Zr	75	60	117	87	140
Co	25	19	14	21	19
Cu	60	20	40	30	20
Zn	80	60	80	80	130
Ga	18	18	18	20	18
Ge	2	2	2	2	2
Rb	32	11	56	50	47
Nb	3	2	6	3	9
Ag	0.7	dla	0.9	0.6	1.1
Cs	dla	dla	1.1	0.9	dla
La	17.3	12.2	23.2	15.6	30.9
Ce	33.4	24.2	43.2	30	61
Pr	4.16	3.1	5.09	3.67	7.27
Nd	16.9	12.7	20.1	14.4	28.7
Sm	3.7	3	4.1	3.2	5.8
Eu	1.14	0.95	1.24	1.05	1.5
Gd	3.1	2.8	3.5	2.8	4.9
Tb	0.5	0.5	0.6	0.4	0.8
Dy	2.8	2.6	3.2	2.5	4.6
Ho	0.5	0.5	0.6	0.5	0.9
Er	1.6	1.6	1.9	1.3	2.7
Tm	0.24	0.23	0.3	0.2	0.42
Yb	1.7	1.5	2	1.3	2.7
Lu	0.26	0.23	0.32	0.19	0.42
Hf	1.7	1.6	2.7	2.1	3.2
Ta	0.2	0.2	0.5	0.3	0.8
Tl	dla	dla	0.2	0.1	dla
Pb	19	7	13	9	16
Th	4.2	2.5	5.2	4	8.4
U	1.7	0.6	1.9	1.3	1.5
AI	44.124	24.234	30.754	36.483	41.690
KKPI	69.223	80.140	65.547	71.967	63.641

Fe₂O₃*, Fe₂O₃ cinsinden toplam demir, AK, ateşte kayıp.

ÖZGEÇMİŞ

Ufuk Celal Yağcıoğlu 1985 yılında Trabzonda doğmuştur. İlköğrenimini 1996 yılında Trabzon Yüzüncü yıl İlköğretim Okulunda tamamlamıştır. Ortaöğrenimine Trabzon Anadolu İmam Hatip lisesinde 3 yıl devam etmiştir. Dördüncü yılında Yüzüncü yıl İlköğretim okulundan mezun olarak ortaöğrenimini bitirmiştir. Lise öğrenimini 2004 yılında Tefvik Serdar Anadolu Lisesinde tamamlamıştır. 2005 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde öğrenimine devam etmiş ve 2011 yılında Jeoloji Mühendisi olarak mezun olmuştur. 2011 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı Mineraloji-Petrografi Bilim dalında yüksek lisans öğrenimine başlamıştır. 2012 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümüne araştırma görevlisi olarak atanmıştır. Ufuk Celal Yağcıoğlu, iyi derecede İngilizce ve orta derecede Arapça bilmekte olup, 1998 yılından beri Türkiye Karate Federasyonu'na bağlı lisanslı sporcudur.