

**T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**ESKİ ARAPGİR (MALATYA) CİVARINDAKİ MİYO-PLİYOSEN BİRİMLERİN KİL
MİNERALOJİSİ VE JEOKİMYASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ
Jeoloji Mühendisi Zeynep BAYTAŞOĞLU
(091116104)

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 06.09.2011

Tezin Savunulduğu Tarih: 22.09.2011

Tez Danışmanı: Yrd. Doç. Dr. Dicle BAL AKKOCA
Diğer Jüri Üyeleri: Yrd. Doç.Dr. Bünyamin AKGÜL
Doç.Dr.Ayten ÖZTÜFEKÇİ ÖNAL

ÖNSÖZ

‘Eski Arapgir (Malatya) Civarındaki Miyo-Pliyosen Birimlerin Kil Minerolojisi ve Jeokimyası’ başlıklı bu çalışma, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Maden Yatakları- Jeokimya Bilim dalında yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır.Fırat Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından FÜBAP -2088 no'luproje ile desteklenmiştir.Araştırmayı maddi açıdan destekleyen Fırat Üniversitesi Rektörlüğü'ne ve Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi (FÜBAP)'ne teşekkür ederim.

Bu çalışmanın hırlanması , arazi ve büro çalışmalarında yönlendirici ve bilgilendirici katkı ve yardımlarını esirgemeyen danışmanım Yrd. Doç.Dr. Dicle BAL AKKOCA 'ya teşekkürlerimi sunarım.

Zeynep BAYTAŞOĞLU
ELAZIĞ-2011

ONAY SAYFASI	I
ÖNSÖZ	II
İÇİNDEKİLER	III
ÖZET	V
SUMMARY	VII
ŞEKİLLER LİSTESİ	IX
TABLolar LİSTESİ	XI
SEMBOLLER VE KISALTMALAR	XII
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı	1
1.2. Önceki Çalışmalar	1
1.3.Coğrafik Konum	2
1.4.Önceki Çalışmalar	2
2.GENEL JEOLojİ	5
2.1.Keban Metamorfitleri	6
2.1.1.Tanım	6
2.1.2.Dağılım ve Konum	7
2.1.3.Litoloji ve Petrografi	7
2.1.4. Petrojenez.....	8
2.1.5.Fosil Topluluğu ve Yaş Tayini	8
2.2.Alibonca Formasyonu	8
2.2.1.Tanım.....	9
2.2.2.Dağılım ve Konum	9
2.2.3.Litoloji ve Petrografi	10
2.2.4. Petrojenez	10
2.2.5.Fosil Topluluğu ve Yaş	10
2.3.Malatya Volkanitleri	10
2.3.1.Tanım	10
2.3.2.Dağılım ve Konum.....	10
2.3.3.Litoloji ve Petrografi.....	10
2.3.4. Jeokimya ve Petrojenez.....	11
2.3.5. Fosil Topluluğu ve Yaş.....	12
3. MATERYAL VE YÖNTEM	13
3.1.Literatür ve Arazi Çalışmaları	13
3.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	13

3.2.1.Optik Mikroskop Yöntemleri.....	15
3.2.2.1.XRD Çözümleme Yöntemleri.....	15
3.2.2.2,Tüm Kayaç Çözümlenmeleri.....	15
3.2.2.4. Kil Fraksiyonu Çözümlenmeleri.....	17
3.2.3.ICP-AES ve ICP-MS Yöntemleri.....	17
3.2.4.Taramalı Elektron Mikroskop (Sem) Analizi.....	17
4. İNCELEME KONUSU KESİTLERİN LİTOLOJİSİ ve	
PETROGRAFİSİ	19
4.1. Litoloji.....	19
4.2.Petrografi.....	24
4.3.XRD İncelemeleri.....	27
4.3.1. Tüm Kayaç Çözümlenmeleri.....	33
4.3.2. Kil Fraksiyonu Çözümlenmeleri.....	36
4.3.3.Taramalı Elektron Mikroskop (SEM).....	37
5.JEOKİMYA.....	41
5.1.Major Element Dağılımı.....	45
5.2.İz elementler.....	49
5.3.Nadir Toprak Elementleri.....	52
6. GENEL DEĞERLENDİRME VE MİNERALLERİN OLUŞUM	
MEKANİZMALARI	56
7. PETROJENEZ.....	58
8.SONUÇLAR.....	60
9.KAYNAKLAR.....	64
10.ÖZGEÇMİŞ.....	

ÖZET

İnceleme alanı, Eski Arapkir (Malatya) ve Şıhlar (Elazığ) köyleri arasındaki yaklaşık 80 km²'lik bir alanı kaplamaktadır.

Çalışma alanında yaşlıdan gence doğru Permo-Triyas yaşlı Keban Metamorfileri, Alt Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu ve Alt Miyosen ?-Pliyosen yaşlı Malatya Volkanitleri yüzeylemektedir. En altta yer alan Keban Metamorfileri dolomitik mermer litolojisi ve az olarak şistlerle temsil edilmektedir. Keban Metamorfilerini uyumsuzlukla örten Alibonca Formasyonu inceleme alanında geniş bir yayılım sunmakta olup, sığ deniz ortamında çökelmiş olan killi karbonatlı kayalar ve altere tüfler ile temsil edilmektedir. Alibonca Formasyonu ile yanall olarak bulunan Malatya Volkanitleri ise altta kalın bir tuf seviyesi ile başlayıp, bazaltik bileşimli lav akıntıları ve en üst seviyelerde çörtlü görsel kireçtaşları ile son bulmaktadır.

Çalışmada Alibonca Formasyonu alt seviyeleri, üst seviyeleri ve Malatya Volkanitleri'yle girik durumda bulunan göl çökellerinden örnekleme yapılarak, çökellerin mineraloji ve jeokimyasının belirlenmesi amaçlanmaktadır.

Bu amaçla inceleme alanında Böğürlüdağ ve Dibeekli kesitlerinden örnekler alınmıştır. Bu örneklerden 38 adet XRD, 18 kil fraksiyonu, 5 optik mikroskop, 25 jeokimyasal, 3 taramalı elektron mikroskop (SEM) analizleri yapılmıştır. Örnekler Malatya killi karbonat (Mkk), Alibonca tufit (Alt) ve Malatya tufit (Mlt) olarak ayrılmış ve incelenmişlerdir.

Optik mikroskop verilerine göre Alibonca Formasyonu'nun killi kireçtaşlarının bağlayıcı malzemesi kalsit, dolomit ve kilden oluşan matriktir. Alibonca ve Malatya Volkanitleri'nin tufit örnekleri litik ve vitrik tüften oluşmaktadır.

X-ışınları difraksiyon analizlerine göre tüm örneklerin mineralojik bileşimleri esas alındığında minerallerin bolluk oranı sırasıyla kalsit, kil, feldispat, opal, dolomit, kuvars iken Alibonca Formasyonu'na ait killi karbonat örneklerinde sırasıyla kalsit, kil, feldispat, kuvars, dolomit, opal mevcuttur. Kil fraksiyonu incelemelerinde egemen kil minerali smektit olup, bunu paligorskit, S-C ve illit izlemektedir.

Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) incelemelerinde dolomit mineraline volkanik camın alterasyonu ile oluşmuş özşekli sferülitler şeklinde rastlanılmıştır. Bağlayıcı malzemedeki kalsit tipik trigonal simetrik kalsit yığınları şeklinde, smektitler ise kıymıklı ve boşluklu volkanik cam üzerinde büyümüş, hiyaloklastların yüzeyini dolduran süngersi cornfleks dokulu kabarık levhalar halinde veya ağsı smektit levhaları ve yer yer kuş tüyü, gözenekli otijenik smektit oluşumları şeklinde gözlenmiştir. Gerek volkanik cam üzerinde gerekse dolomitler üzerinde gelişmiş lifsi çubuksu paligorskite de rastlanılmıştır.

İllit detritik ağırlıkta olup, feldispat ve ferromagnezyen minerallerin yerinde transformasyonu ile oluşmuştur. Smektit ve simektit-klorit mineralleri otijenik olarak oluşmuştur. Paligorskit dolomitlerin ve volkanik camın ornatılması şeklinde otijenik olarak meydana gelmiştir.

Örneklere karbonat miktarının azalması, alüminyum silikatlardan kaynaklanan Si, Mg, Al ve Fe elementlerinin artışı ile doğru orantılı olmuştur. Al-Ti , Al-Na , Fe-Co , Fe-Ti, Mg-K, Ca-REE, Sr ile Mg, Al- Na, Na-Si-Al, Al-Ca, Ba-K, Cu-Co, Zn-CaO, Zn-Fe, Mg, Ni, Co-Cu-Pb- Zn, Fe-Co, Sr-Na, Zr-Ti yüksek korelasyonlar element ve mineral birlikteliklerini ortaya çıkarmıştır. Bu birlikteliklere göre bazı detritik katkı, sülfid-silikat birlikteliği, silikat-karbonat ayrılığı ortaya koyulmuştur. Her üç kayaç grubunda toplam REE'nin benzer olması, Alibonca Formasyonu tüfit ile Malatya Volkanosedimanlarına ait örneklerdeki benzerliği, Alibonca'nın Neojen volkanizmasından malzeme aldığını yani volkanizmanın Alt Miyosen' e kaydığını gösteren bir veridir. Akk örneklerinde Sc ve Co yüksek olup Alibonca alt seviyelerinde sığ denizel ortamda yan kayaçlardan mafik detritik geliminin yüksek olmasına bağlıdır. Co/Th ve Sc/Th Malatya Volkanitler bazalt seviyelerine yakın örneklerde belirgin miktarda yüksek çıkmıştır. Ayrıca aynı alandan alınmasına rağmen alterasyona uğramamış volkanik kayaç (Kürüm ve diğ., 1999) bulguları ile bu kayaçlarla ardalanmalı olan deniz, göl sedimanlarında altere olmuş kayaçların Nb-Zr-Y diyagramında farklı bölgelere düştüğü görülmüştür.

SUMMARY

Study area is situated between Eski Arapkir (Malatya) and Sihlar (Elazığ) Village, which cover almost 80 km² area. The lithological units of the studied area are (in chronological order); Permo-Carboniferous Keban Metamorphics, Lower Miocene Alibonca Formation and Lower Miocene-Pliocene ? Malatya Volcanics.

The Permo-Triassic Keban Metamorphics are characterized by marble with schists. Alibonca Formation overlies Keban Metamorphics with angular unconformities, and represented by shallow marine clayey-carbonates and altered tuffs. Malatya Volcanics and volcano-sedimentary units show gradial transition to Alibonca, and have thick tuff levels, basaltic lavas and cherty limestones. Goal of this study 1-Ascertain of mineralogy and geochemistry of lower and upper levels of marine Alibonca Formation and Malatya lacustrine formation

For this reason samples from Bögürlüdağ and Dibekli sections were investigated with 38 whole rock, 18 clay fraction XRD, 5 optical microscope, 25 geochemical, 3 transmission electron microscopic (SEM) analysis. The samples were divided three groups, Alibonca clayey carbonates (Akk), Alibonca tuffites (Alt) and Malatya tuffites (Mlt). XRD analysis show that, calcite, clay, feldspar, opal, dolomite, quartz are present, and while Mkk samples have calcite, clay, feldspar, quartz, dolomite, opal, Clay fraction investigation shows that the important clay mineral is smectite. Paligorskite, S-C and illite are also present. Illite is generally detritic, smectite, S-C and paligorskite have usually authigenic origin with transformation of feldspar, mafic minerals and volcanic glass and dolomite.

Decrease of carbonate content are caused the increase of Si, Mg, Al ve Fe elements which are from aluminum silicates. Al-Ti, Al-Na, Fe-Co, Fe-Ti, Mg-K, Ca-NTE, Sr - Mg, Al, Na, Na-Si, Al, Al-Ca, Ba-K, Cu-Co, Zn-CaO, Zn-Fe, Mg, Ni, Co-Cu-Pb- Zn, Fe-Co, Sr-Na, Zr-Ti have important correlation, which show element and mineral associations, basic detritic contributions, sulphide - silicate associations and discreteness of silicate - carbonate phases. Three group shows similar REE, and this show that, Alibonca had taken material from Neogene volcanism, thus, this volcanism must be began in Lower Miocene.

Akk samples have high Sc and Co, which must due to having high mafic detritics. Co/Th and Sc/Th are significant high in samples which taken from near basalt levels of Malatya Volcanics, which show basaltic detritic contribution from basaltic levels. It is shown that although fresh volcanic rocks (Kürüm et al., 1999) and marine-lacustrine altered

volcanosedimentary rocks (this study) are at the same area, these rocks have different geochemistry.

	No
Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 1.2. Doğu Anadolu'da yer alan Neojen yaşlı denizel sedimanlar, volkanitler ve bunlarla arakatlı göl ve nehir sedimanlarını gösteren harita	3
Şekil 2.1. Çalışma alanının stratigrafik kesiti	5
Şekil 2.2. Çalışma alanının jeolojik haritası	6
Şekil 2.3. Keban Metamorfikleri ve üzerine uyumsuzlukla gelen Alibonca Formasyonu'ndan bir görünüm.....	8
Şekil 2.4. Malatya Volkanitleri (MV) göl çökellinin alt kesimlerinde Alibonca Formasyonu'un tüfitli seviyelerinden (Alb) bir görünüm.....	
Şekil 4.1. Örnekleme yapılan a-Böğürlüdağ b-Dibekli kesitlerinin litolojisi ve örnek alım yerleri.....	19
Şekil 4.2. Örnek alınan a-Böğürlüdağ b-Dibekli kesitlerinin fotoğrafik görüntüsü.....	21
Şekil 4.3. Malatya Volkanitleri (MV) göl çökelleri'nin tabanında yer alan Alibonca Formasyonu (Alb) üst seviyelerinden bir görünüş	22
Şekil 4.4. Malatya Volkanitleri göl çökellerinin üst seviyelerinde bazalt ve turba oluşumlarından bir görünüm	22
Şekil 4.5. Böğürlü Dağı kesiti üst seviyelerinde bazaltlardan görünüm.....	23
Şekil 4.6. Alibonca Formasyonu göl çökellerine ait killi kireçtaşlarından bir görünüm.....	25
Şekil 4.7. Alibonca Formasyonuna ait vitrik tuf	25
Şekil 4.8. Alibonca litik tuf yuvarlak karbonat kayaç parçaları, karbonatlaşmış, killeşmiş plajiyoklas, yuvarlaklaşmış kalsit mineralleri opak mineraller gaz boşlukları.....	26
Şekil 4.9. Malatya Volkanitleri vitrik tuf, koyu renkli camsı killi hamur matriks içerisinde küçük plajiyoklas lataları, kuvars, biyotit, opak mineraller gaz boşlukları	26
Şekil 4.10. X- ışınları kırınım profilleri Örnek No:Di15, Sm:Smektit, İl:İllit, F:Feldispat,Q:Kuvars, O:Opal, Ca:Kalsit, Do:Dolomit.....	27
Şekil 4.11. X- ışınları kırınım profilleri Örnek No:BD29, F:Feldispat,Q:Kuvars, Ca:Kalsit, Do:Dolomit , Pr:Pirit.....	28
Şekil 4.12 . Böğürlü Dağı kesiti örneklerinin tüm kayaç mineral dağılımları.....	30

Şekil 4.13. Dibeqli kesiti örneklerinin tüm kayaç mineral dağılımları.....	31
Şekil 4.14. X- ışınları kırınım profilleri Örnek No:Di1 Sm:Smektit, Pg: Paligorskit.....	33
Şekil 4.15. Böğürlü Dağı kesiti örneklerinin kil mineral dağılımları.....	35
Şekil 4.16. Dibeqli kesiti örneklerinin kil mineral dağılımları.....	36
Şekil 4.17. Gül şekilli dolomitler, yüksek gözenekli kalsit kristallerinin mozayiği , yapraksı smektitler (Sm) yarı özşekilli ve altıgen dolomit (Do), özşekilli otijenik kalsit kristalleri (Ca), örnek No: A3.....	37
Şekil 4.18. Volkanik cam alterasyonu ile oluşmuş kuş tüyü smektit (Sm) ve dolomit sferülitleri (Do), volkanik cam kıymıkları (VCK) Örnek No: Di8.....	38
Şekil 4.19. Volkanik camın alterasyonu ile gelişmiş otijenik bal peteği dokulu smektit oluşumları (Sm) Örn No: BD23.....	38
Şekil 4.20. Volkanik cam üzerinde gelişmiş otijenik smektitler (Sm) Örn No:Di8.....	39
Şekil 4.21. Volkanik cam üzerinde gelişmiş olan smektit (Sm) Örnek No:Di8.....	39
Şekil 4.22. Dolomit üzerinde gelişmiş paligorskit lifleri (Pal) Örnek No: Di 8	40
Şekil 4.23. Volkanik cam alterasyonu ile gelişmiş otijenik paligorskitler (Pal) örn No: Di8.....	40
Şekil 5.1. Ana oksit elementlerle bazı elementlerin önemli korelasyonları.....	45
Şekil 5.2. İz elementlerle bazı elementlerin önemli korelasyonları.....	49
Şekil 5.3. Örneklerin La/Sc, Sc/Th, Co/Th Oranları.....	52
Şekil 5.4. Örneklerin Toplam REE, HREE ve LREE oranları.....	54
Şekil 5.5. Örneklerin La/Yb oranları.....	54
Şekil 5.6. Örneklerin REE elementlerinin kondrite normalize edilmiş diyagramı	55
Şekil 5.7. a: Nb/Y-Zr/TiO ₂ , b: SiO ₂ -Na ₂ O+K ₂ O, c:Zr/4-Y-Nb Diyagramları	59

TABLULAR LİSTESİ

3
Sayf
a No

Tablo 1. Çalışmada yapılan analizler ve örnek numaraları.....	214
Tablo 2. Örneklerin makroskobik özellikleri.....	224
Tablo 3. Dibekli ve Böğürlüdağı Kesiti örneklerinin tüm kayaç mineralleri ve ortalamaları.....	229
Tablo 4. Killi karbonat ve tüfit örneklerindeki minerallerin aritmetik ortalama miktarları.....	332
Tablo 5. Örneklerin Kil mineralleri ve aritmetik ortalamaları.....	334
Tablo 6. Örneklerin (a:Major Oksit, b:İz element, c: REE) tümkayaç jeokimyasal analiz sonuçları.....	441
Tablo 7. Ana oksit element korelasyon analizi.....	443
Tablo 8. İz element element korelasyon analizi.....	444
Tablo 9. Örneklerin Toplam REE, LREE ve HREE oranları	553

SEMBOLLER ve KISALTMALAR

HREE: Ağır Nadir Toprak Element

LREE: Hafif Nadir Toprak Element

REE: Toplam Nadir Toprak Element

İ: İllit

Sm: Smektit

S-C: Smektit-Klorit karmaşık tabakalı kil

Pal: Paligorskit

F: Feldispat

Q: Kuvars

Ca:Kalsit

Do:Dolomit

O:Opal

1.GİRİŞ

1.1.Genel Bakış

Bilindiği gibi piroklastik kayalar volkanlardan katı malzemeler şeklinde çıkan piroklastların (volkan bombası, lapilli, kül), karasal ya da denizel-gösel ortamlarda birikmesi ile hem volkanik hem de sedimanter işlemlerin etkisinde kalarak oluşan kayalardır. Orta Miyosen'de Anadolu ve Arap levhalarının çarpışarak Neo-Tetis'in kapanmasından sonra Doğu Anadolu'da Orta-Üst Miyosen'de neotektonik ova rejimi altında kıta içi (intra-kratonik) basenler gelişmiş olup bu rejim Geç Pliyosen'e kadar devam etmiştir (Görür ve diğ., 1998; Koçyiğit, 1991). Bu bölgede geniş yüzeylemeler sunan volkanik kayalar, piroklastit ve epiklastitlerden oluşan bu Neojen birimlerin stratigrafik özellikleri ile bölgedeki neotektonizmaya bağlı olarak gelişen morfolojik, yapısal ve volkanik olaylar Şengör, ve Yılmaz,(1987) Sungurlu ve diğ. (1985); Ercan ve diğ., (1990) tarafından ele alınmıştır.

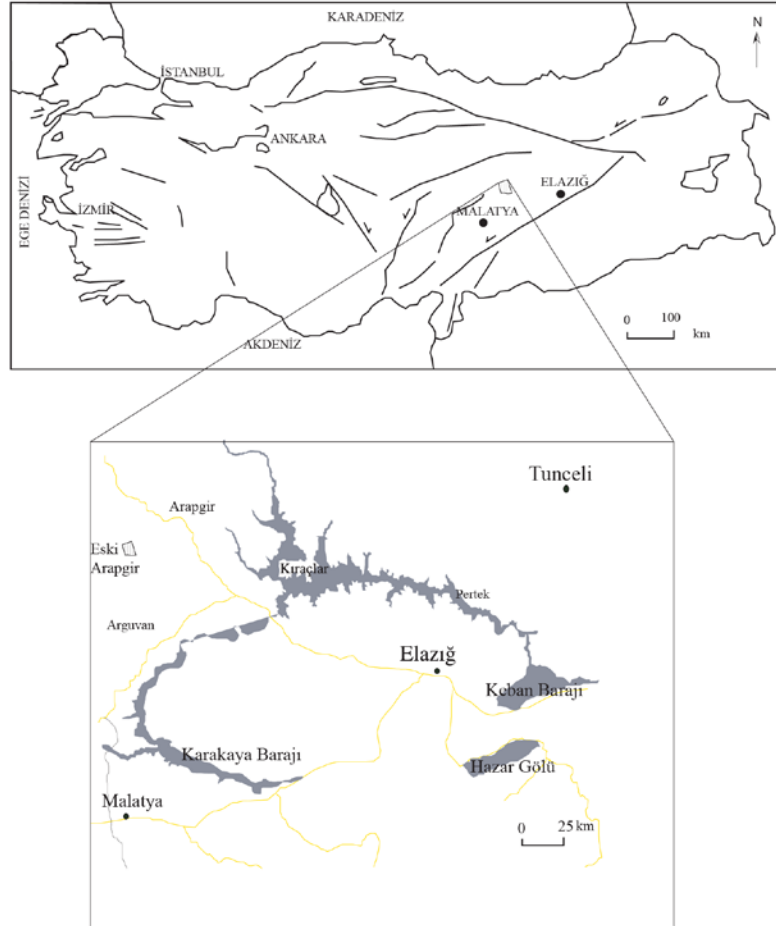
Çalışma alanının batısında Yazihan-Malatya civarında inceleme yapan Yalçın ve diğ. (2005) bu volkanizmanın Orta-Üst Miyosen veya daha genç dönemde başladığını yanındaki birimlerle olan stratigrafik ilişkilere göre belirlemiştir. Doğuya doğru Arapgir civarında Türkmen ve Aksoy (1998), Kürüm ve diğ. (1999) Alibonca ile geçişli olan Malatya Volkanitleri ve ardalanmalı göl çökelleri ile ilgili stratigrafik incelemeler yapmış, Malatya Volkanitleri alt düzeylerinin Erken Miyosen yaşlı sığ deniz çökelleri ile yanaldüşey ilişkili olması dolayısıyla bölgedeki volkanizmanın Erken Miyosen'de başladığını belirtmişlerdir. Çalışma alanında volkanitlerin mineralojisi, jeokimyası ve petrojenezine yönelik Kürüm ve diğ. (1999) araştırma yapmış ve Türkmen ve Aksoy (1998) çalışması ile aynı kaniya varmışlardır. Görüldüğü üzere Eski Arapgir civarında volkanitlerin jeokimya ve petrolojisi belirlenilmiş, stratigrafik ilişkilere göre yapılan çalışmalarda volkanizma yaşının Alt Miyosen'e çekilebileceği belirtilmiştir. Ancak bu bölgede söz konusu Alibonca sığ deniz çökelleri ve Malatya Volkanitleri ile ardalanmalı göl çökellerinin kil mineralojisi, jeokimyasına yönelik bir çalışma bu güne kadar gerçekleştirilmemiştir.

1.2.Çalışmanın Amacı

Eski Arapgir-Şıhlar Bölgesi'nde gerçekleştirilecek olan bu çalışmada denizel Alibonca Formasyonu'nun alt seviyeleri ve üst seviyeleri ile Malatya Volkanitleriyle girik durumda bulunan göl çökellerinden örnekleme yapılarak, her iki çökel grubunun mineraloji ve jeokimyası belirlenmesi amaçlanmaktadır.

1.3.Coğrafik Konum

Çalışma alanı Malatya-Elazığ arasında Eski Arapgir (Malatya) ve Şıhlar (Elazığ) köyleri arasında, J40-c3 Malatya paftası içerisinde yer almaktadır (Şekil 1.1.). Çalışma alanı Elazığ (Merkez)'e yaklaşık 94 km (1 saat 53 dk) uzaklıktadır. Köyün iklimi karasal iklim etki alanı içerisinde yer almaktadır. Yöre ekonomisi tarım ve hayvancılığa bağlıdır.

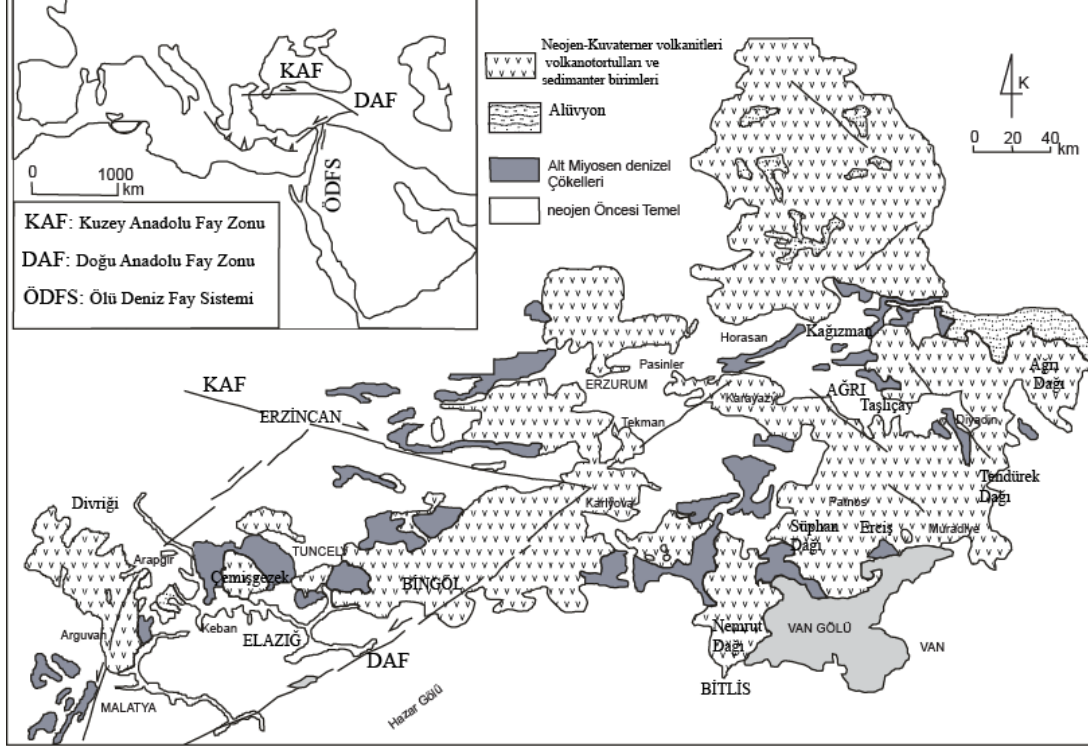


Şekil 1.1. İnceleme alanının yer buldu haritası

1.4.Önceki Çalışmalar

Giriş bölümünde belirtildiği gibi Doğu Anadolu'da Neojen yaşlı denizel sedimanlar, volkanitler ve bunlarla arakatlı göl ve nehir sedimanları mevcuttur (Şekil 1.2.). Bu birimlerin stratigrafik, mineralojik özellikleri bir çok çalışmanın konusunu oluşturmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1987; Sungurlu ve diğ., 1985; Turan ve Bingöl 1991, Ercan ve Asutay 1993). Malatya (Arapgir) - Elazığ-Tunceli (Çemişgezek) dolaylarındaki çalışmaların bazıları (Ercan ve Asutay, 1993; Kürüm, 1994; Alparslan ve Terzioğlu, 1996; Kürüm ve Bingöl,

1996) Neojen Volkanitleri'nin petrografik özelliklerini konu edinirken, bazıları (Turan ve Bingöl, 1991,1992; Türkmen, 1991; Aksoy ve diğ.,1996) bu volkanitlerle arakatlı olan Neojen birimlerin genel stratigrafik özelliklerini incelemiştir.



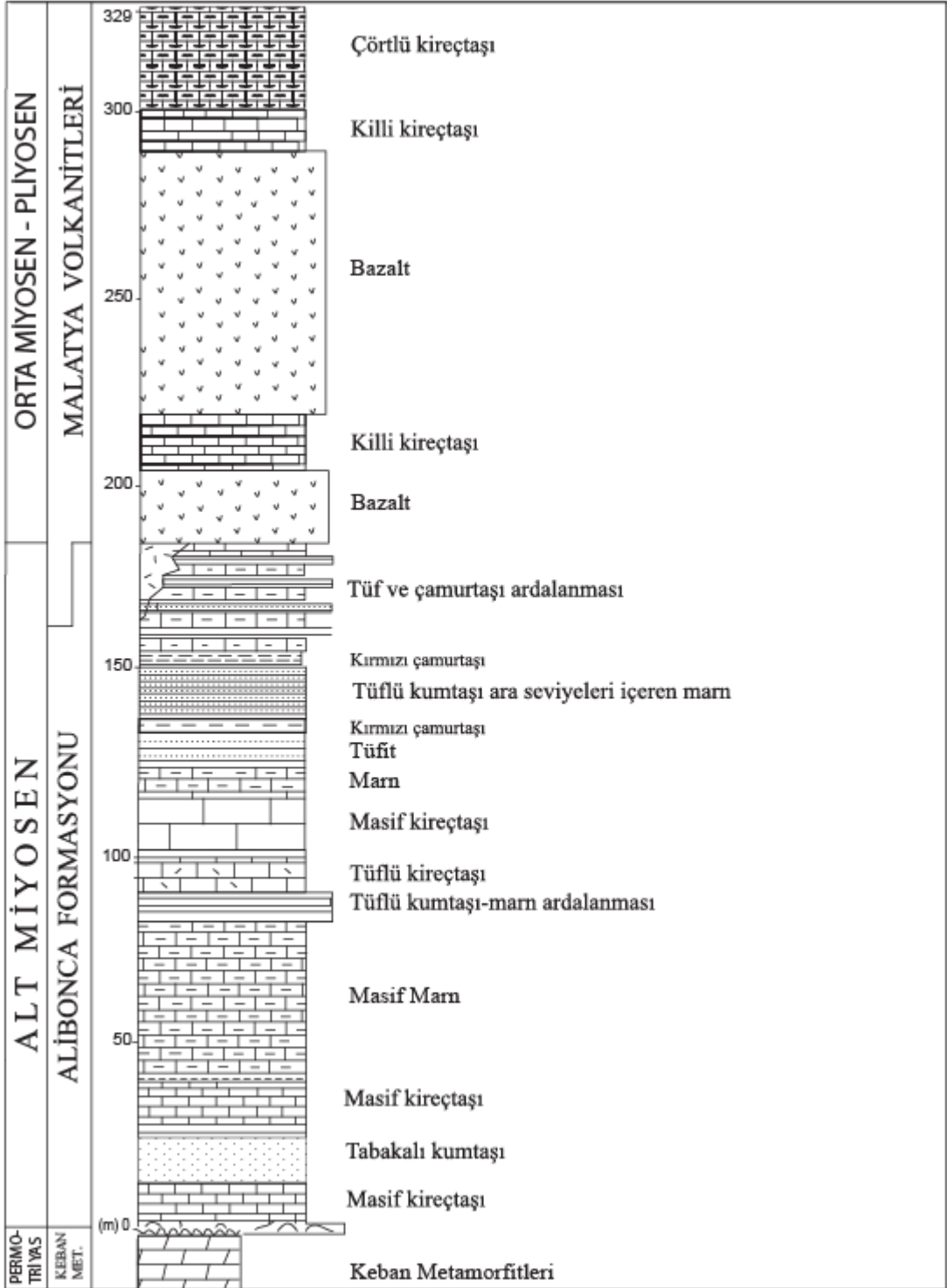
Şekil 1.2. Doğu Anadolu'da yer alan Neojen yaşlı denizel sedimanlar, volkanitler ve bunlarla arakatlı göl ve nehir sedimanlarını gösterir harita (Türkmen ve Aksoy, 1998).

Ercan ve Asutay (1993) Malatya, Elazığ, Tunceli, Bingöl ve Diyarbakır çevresinde yaptıkları çalışmada volkanitlerin batıya doğru birbirini izleyen üç farklı evrede oluştuğunu ileri sürmektedir. Bölge volkanitlerinin ilk olarak Orta Miyosen'de Malatya çevresinde oluştuğunu ileri süren araştırmacılar, volkanolojik evrimin Üst Miyosen-Alt Pliyosen 'de Elazığ, Tunceli, Bingöl Volkanit'lerinin oluşumu ile devam ettiğini ve Pliyo-Kuvaterner'de Diyarbakır Volkanitleri'nin oluşumu ile tamamlandığını belirtirler. Araştırmacılar, Malatya Volkanitleri'nin bazalt, andezit, tuf ve aglomeralar ile başlayıp, dasitik lavlarla devam ettiğini ve faaliyetlerin bazaltik lavlarla sona erdiğini belirtmektedir. Elazığ Volkanitleri'nin yer yer karasal çökellerle ardalanmalı, bazaltik lav, tuf ve aglomeralardan oluştuğunu ileri süren araştırmacılar, Tunceli ve Bingöl Volkanitleri'nin ise çoğunun bazaltik, yer yer de trakiandezit ve andezit türde lav akıntıları, tuf ve aglomeralarla, Diyarbakır Volkanitleri'nin de bazaltik lav akıntıları ve cüruf konileriyle temsil olduğunu belirtirler (Kürüm, 1999).

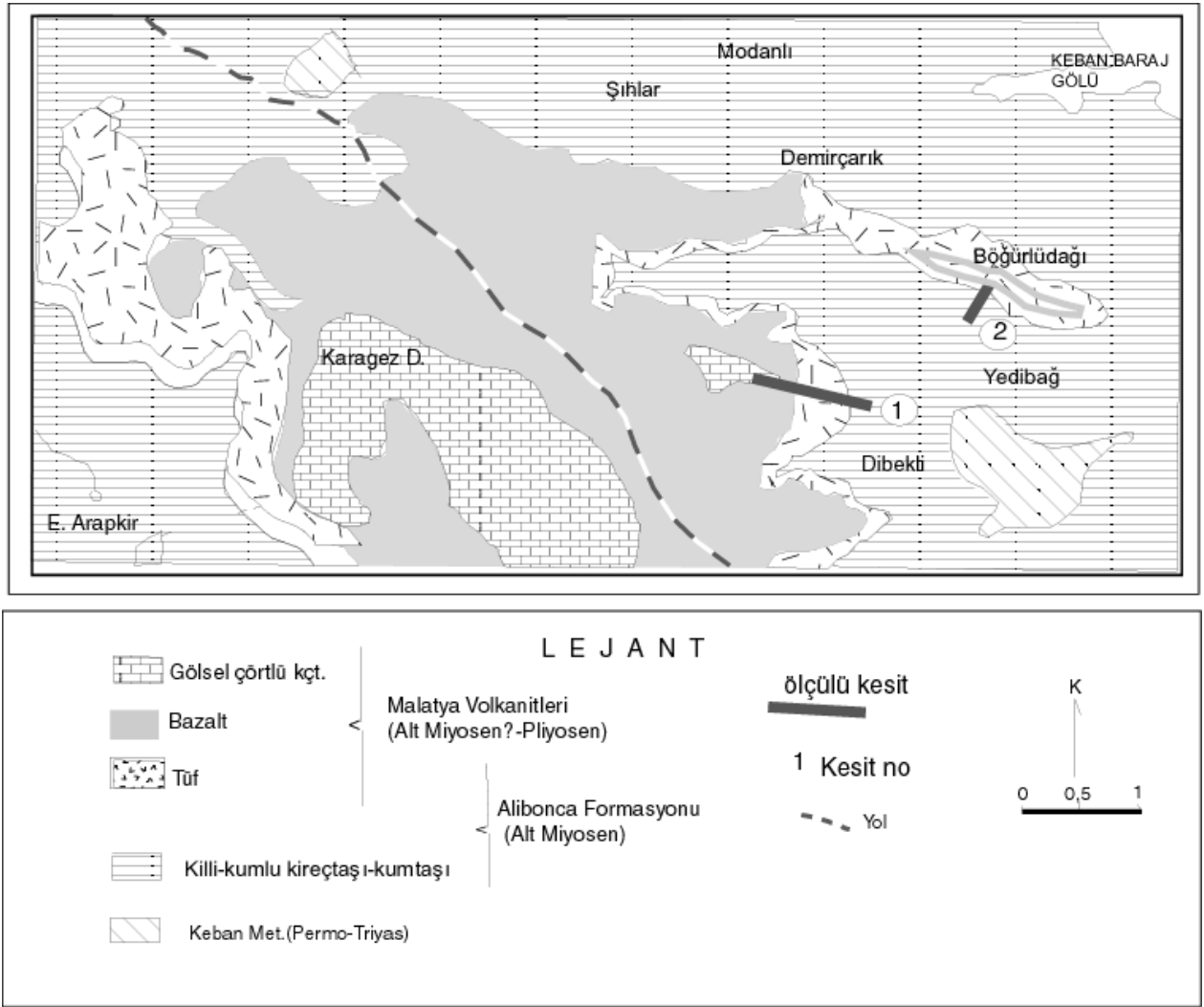
Türkmen ve Aksoy (1998) Arapgir, Çemişgezek ve Elazığ yörelerinde ölçülen stratigrafik kesitler ve yerel gözlemleri esas alarak, Neojen birimlerinin yayılımını ve ayrıntılı stratigrafik-sedimentolojik özelliklerini ortaya koymuştur. Araştırmacılar bu incelemede en yaşlı Neojen birimini oluşturan denizel karbonatların Doğu Anadolu Bölgesi'nde aynı karakterle geniş yanal devamlılık sunduğunu, Erken Miyosen'de geniş alanlar kaplayan Neo-Tetis'in bu dönem sonunda kapandığını, Orta-Üst Miyosen'den itibaren bölgedeki tektonik rejimin değişimine bağlı olarak gelişen dağ arası havzalarda nehir-göl çökellerinin oluştuğunu belirtmişlerdir. Akkoca ve Sağıroğlu (2002, 2003, 2005), Çaybağı civarında, Akkoca ve diğ. (2008) Elazığ'ın yakın güneyinde, Akkoca ve diğ. (2007) Ağın civarında inceleme konusu çökellerle aynı şekilde oluşmuş olan göl ve nehir sedimanlarının mineraloji ve jeokimyasını inceleyerek bu havzalarda kalsit, dolomit, aragonit, opal, kuvars, feldispat, kristobalit, jips, anhidrit ve ağırlıklı olarak smektit olmak üzere smektit, illit, klorit, karmaşık tabakalı kil mineralleri (S-I, S-C), paligorskit, sepiyolit kil mineralleri tespit etmişlerdir.

2.GENEL JEOLJİ

İnceleme alanında yaşlıdan gence doğru Keban Metamorfikleri (Permo-Triyas), Alibonca Formasyonu (Alt Miyosen), Malatya Volkanitleri (Alt Miyosen?-Pliyosen) ve bunlarla girik durumdaki gösel çökeller (Alt Miyosen?-Pliyosen) (Miyo-Pliyosen) yüzeylemektedir (Şekil 2.1., 2.2.).



Şekil 2.1. Çalışma alanının stratigrafik kesiti (Türkmen ve diğ., 1998).



Şekil 2.2. Çalışma alanının jeolojik haritası (Kürüm ve diğ. 1999'dan sadeleştirilerek)

2.1.Keban Metamorfileri

2.1.1.Tanım

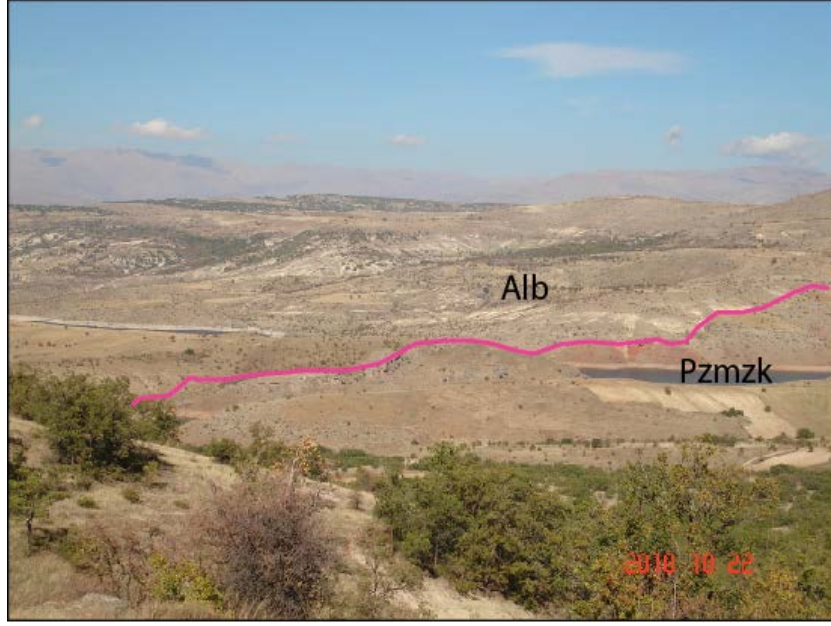
İnceleme alanındaki istifin temelini oluşturan metamorfite ilk defa Özgül (1976) tarafından Keban Metamorfileri adıyla adlandırılmış ve Batı Toroslar'da görülen Alanya Birliği'ne dahil edilmiştir. Özgül ve Turşucu (1984) Ovacık yöresinde yapmış oldukları çalışmada Jura-Kretase yaşlı kireçtaşlarını da dahil ederek tüm metamorfik topluluğa Keban Birimi adını vermişlerdir.

2.1.2.Dağılım ve Konum

Keban Metamorfitleri'nin büyük bir bölümünü oluşturan bölgesel metamorfik kayalar genelde bölgenin temelini oluşturmakla birlikte (Keban civarı), yer yer Elazığ Magmatitleri üzerine tektonik dokanakra geldiği yerler de vardır. Pertek civarı ve Elazığ-Keban yolu üzerinde bu tektonik ilişki açıkça gözlenebilmektedir Elazığ batısında Meryem Dağı ve Pulutlu Dağı ile Elazığ-Keban karayolunun kuzeyinde kalan bölgede Keban Metamorfitleri'nin Elazığ Magmatitleri'ne ait granitler tarafından kesildikleri gözlenmektedir Genç Tersiyer çökelleri Keban Metamorfitleri'ni açılı uyumsuzlukla örterler (Kürüm,1999). Birim çalışma alanının güneydoğu ve kuzeybatı sında çok dar bir alanda gözlenmektedir (Şekil 2.3.).

2.1.3.Litoloji ve Petrografi

Kipman (1981), Keban Metamorfitleri'ni esas yayılımını gösterdiği Keban çevresinde mermerler, rekristalize kireçtaşı - kalkşist ve metakonglomera – kalkfillit olmak üzere üç birime ayırıp incelemiştir. Kuvars-serizit şist, kalkşist ve ince taneli metapelitlerle bunlar içinde bulunan rekristalize kireçtaşı blok ve bantlarından oluşan tabandaki rekristalize kireçtaşı-kalkşistler, Keban mermeri adı verilen beyaz renkli, sert, masif ve karstik boşluklu mermerlerden meydana gelir. Keban yöresinde bu mermerlerle alttaki şistler arasındaki ilişki tektoniktir. Keban Metamorfitleri yaygın biçimde bölgesel metamorfik kayalarla temsil edilmekle birlikte, Elazığ Magmatitleri ile magmatik dokanak oluşturduğu yerlerde kontak metamorfik kayalara da rastlanmaktadır. Formasyon inceleme alanında karstik boşluklu mermer ve az oranda şistlerden oluşmaktadır (Şekil 2.3., Şekil 2.4.).



Şekil 2. 3. Keban Metamorfitleri ve üzerine uyumsuzlukla gelen Alibonca Formasyonu'ndan bir görünüm, Demirçarık Köyü 3 km doğusu, Keban Baraj Gölü kıyısı, Bakış yönü güneyden kuzeye doğrudur.

2.1.4. Fosil Topluluğu ve Yaş Tayini

Fosil içeriği bakımından oldukça yoksun olan Keban Metamorfitleri'nin tabandaki rekristalize kireçtaşı-kalkışistler içerisinde Glomospira, Ammodiscus ve Hemigordius fosillerini bulan Kipman (1981) bu birime Permiyen yaşını vermiştir. Araştırmacı, stratigrafik olarak en altta bulunan metakonglomera- kalkfillitlerin yaşını da olası olarak Triyas kabul etmektedir ve bütün metamorfik birim için metamorfizma yaşı olarak da Jura –Alt Kretase'yi önermiştir. Akgül (1987) ise Keban Metamorfitleri'ni metamorfizmanın, Elazığ Magmatitleri'ni oluşturan yitime bağlı olarak Geç Kretase'de meydana geldiğini kabul etmektedir. Özgül ve Turşucu (1984) ise metamorfizma yaşını Alt Maastrichtiyen olarak kabul etmiştir.

2.2. Alibonca Formasyonu

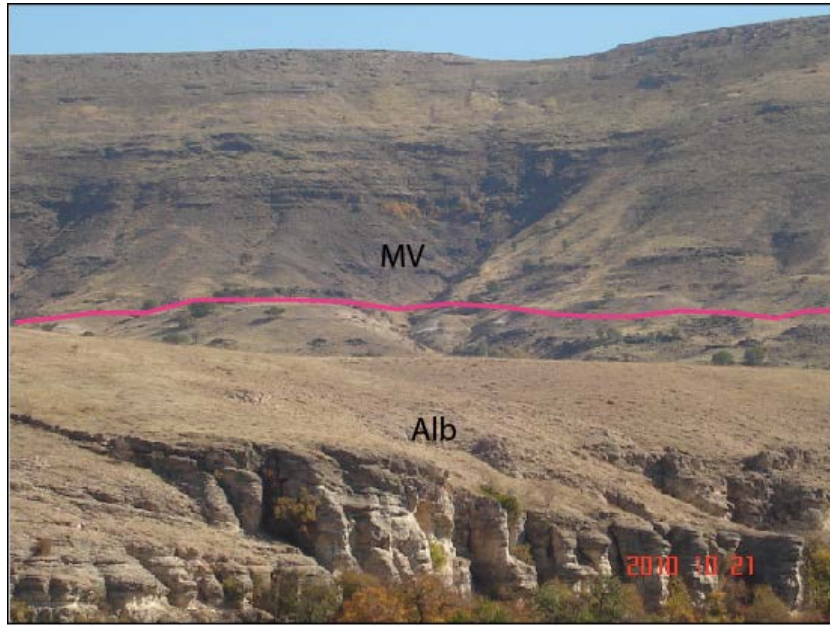
2.2.1. Tanım

Formasyon ilk defa Soyutürk (1973) tarafından Muş İli'nin kuzeybatısında Alibonca yöresinde denizel birimler tanımlanmıştır. Bu tez kapsamında kireçtaşı ve marnlarla temsil edilen birim Elazığ, Arapgir ve Arguvan alanında Alibonca Formasyonu adı ile incelenmiştir (Turan ve Bingöl, 1991; Kürüm, 1994). Alpaslan ve Terzioğlu (1996), inceleme alanı ve yakın çevresinde birimi Akaya Tepe Kireçtaşı olarak adlandırmıştır. Bu tez çalışmasında

Alibonca Formasyonu, olarak adlandırılan birimler Bingöl-Karlıova ve Muş dolaylarındaki Adilcevaz Kireçtaşı (Şaroğlu ve Yılmaz ,1986), Karayazı ve Tekman yöresindeki Haneşdüzü Formasyonu (Erdoğan, 1966) ve Hınıs yöresindeki Güzelbaba kireçtaşı ile (Sungurlu, 1967 ve Tütüncü, 1967) stratigrafik yönden deneştirilebilir.

2.2.2.Dağılım ve Konum

Birim Doğu Anadolu Bölgesinde oldukça geniş yayımlıdır. En geniş ve en iyi yüzleklerini inceleme alanının kuzeyinde kalan Keban, Ağın, Çemişgezek ve Pertek yörelerinde sunan formasyon, genellikle Keban Metamorfite ve yer yer de Elazığ Magmatitleri ve Kırkgeçit Formasyonu üzerine açıl uyumsuzlukla gelir. İnceleme alanında Permo-Triyas yaşlı Keban Metamorfiteğini açılı uyumsuzlukla örter (Şekil 2.3.). İnceleme alanında Dibekli, Yedibağ, Şıhlar ve Modanlı yörelerinde yayılım göstermektedir (Şekil 2.4).



Şekil 2. 4. Malatya Volkanitleri (MV)göl çökellinin alt kesimlerinde Alibonca Formasyonu'un tüfitli seviyelerinden (Alb) bir görünüm, Yedibağ 750m kuzeyi, Bakış yönü , doğudan batıya doğrudur.

2.2.3. Litoloji ve Petrografi

Birim genel olarak tabanda kalın tabakalı ve yer yer masif yapıllı kireçtaşları ile başlar, üst düzeylerine doğru kumtaşı ara seviyeleri içeren marnlara geçer. Arguvan ve Çemişgezek civarında birimin tabanında kırmızı renkli konglomeralar yer alır. Alüvyal yelpaze fasiyeslerini karakterize eden bu konglomeralar kireçtaşları ile yanıl-düşey ilişkilidir

(Türkmen ve Aksoy, 1998). Biriminin inceleme alanındaki litolojik özelliklerine bölüm 4 'de değinilecektir.

2.2.4. Petrojenez

Alibonca Formasyonu'nun çökeldiği ortam başlangıçta sığ ve hareketli bir ortamı simgelemektedir. Bu ortam giderek derin ve sakin bir ortama dönüşmüş ve bu ortamda türbidik akıntılarla kumtaşı-marn ardalanmalı çökeller oluşmuştur (Kürüm ve diğ., 1999).

2.2.5. Fosil Topluluğu ve Yaş

Turan, (1984) formasyona ait kireçtaşı örneklerinde *Miogyopsisinoides* sp., *Miogyopsisina* spp., *Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Operculina* sp. fosillerini, Perinçek (1979) ise değişik seviyelerden aldığı örneklerde *Heterostegina* sp., *Robulus* sp., *Amphistegina* sp., *Miogyopsisina* sp., *Globorotalia robulus*, *Globorotalia cf. Nana*, *Globorotalia obesa*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerina praebulloides*, *Globigerina venezuelana*, *Globigerina immaturus*, *Rotalia viennoti*, *Catapidiax dicsimilis* fosillerini bularak formasyona Alt Miyosen yaşını vermişlerdir.

2.3. Malatya Volkanitleri

2.3.1. Tanım

Birim bu adla ilk defa Ercan ve Asutay (1993) tarafından tanımlanmıştır. Birim, Gürer (1994) tarafından Hekimhan ve Hasançelebi (Malatya) dolaylarında Yamadağ Formasyonu adı altında incelenmiştir.

2.3.2. Dağılım ve Konum

İnceleme alanının doğu kesiminde Arguvan ve Arapgir dolaylarında yüzeyleyen bu birim, tabanında Alibonca Formasyonu ile geçişlidir (Türkmen ve diğ., 1998). İnceleme alanında Eski Arapgir, Karagez Dağı, Dibekli ve Yedibağ civarında yayılım göstermiştir (Şekil 2.4.).

2.3.3. Litoloji ve Petrografi

İnceleme alanında altta tüflerle başlayıp, tüf-çamurtaşı ardalanmasıyla devam eden istif, bazaltik lav akıntıları ve en üstte gölsel çörtlü kireçtaşları ile sona erer. Bazaltik akıntıları ile ilgili bilgiler bu bölümde anlatılmış olup göl çökellerine ait bulgulara Bölüm 4'de değinilecektir.

İnceleme alanında volkanik kayaçların petrografisi Kürüm ve diğ . (1999) tarafından incelenilmiş olup, bu çalışmada elde edilen veriler anlatılacaktır. Lav akıntılarında petrografik incelemesi sonucunda bunların tamamen bazaltik bileşimde olup ve hemen bütün kesitlerde kayaç esas olarak plajiyoklas, klinopiroksen, olivin ve daha az olarak da ortopiroksen minerallerinden oluşmaktadır. Ayrıca zeolit, klorit, serpantin ve daha az olarak da karbonatlaşma ve serizitleşme türü alterasyon sonucu oluşmuş ikincil minerallerde rastlanmaktadır (Kürüm ve diğ ., 1999) .

Plajiyoklaslar değişik boyutlu, düzgün prizmatik şekilli ve albit ikizli olup genellikle zonlu yapı gösterirler. Kırık ve çatlakların yoğun olarak geliştiği plajiyoklaslarda bu zonlar boyunca serizitleşme ve karbonatlaşma türü alterasyonlar gözlenmektedir. Optik yöntemle plajiyoklasların andezin-labrador bileşiminde oldukları saptanmıştır Piroksenler genellikle yarı özşekli ve değişik tane boyutuna sahip olup, fenokristalleri plajiyoklas lataları ile birlikte subofitik dokuyu oluşturmaktadır. Piroksenlerde kloritleşme ve daha az olarak da serpantinleşme türü alterasyonlar görülmektedir. İyi dilinimlenme gösteren kristallerde ölçülen 37-44°'lik sönme açılarına göre klinopiroksenlerin ojit bileşimli olduğu belirlenmiştir. Olivin kristalleri değişik boyutlu olup, çoğunlukla kırık ve çatlaklıdır. Genellikle minerallerin kenarları boyunca iddingsitleşme, yer yer de kırık ve çatlaklar boyunca serpantinleşme izlenir. Yapılan mikroskopik incelemeler sonucu esas olarak intersertal, intersertal+subofitik ve daha az olarak da porfirik doku gösteren örneklerin olivinli bazalt olduğu saptanmıştır Kürüm ve diğ . (1999).

2.3.4. Jeokimya ve Petrojenez

Doğu Anadolu'da üç volkanizma evresi ayırt edilmiştir (Kürüm, 1994).

1.Zayıf alkali volkanizma; Neomagmatizmanın ilk ürünleridir (Solhan Volkanitleri).Mantonun sığ sayılabilecek derinliğinde kısmi ergimesinden oluşmuştur.

2.Kalkalkalen volkanizma; Neomagmatizmanın yaygınca görülen bir orta ürünüdür. Neotektonik dönemde kıta kabuğunun kalınlaştığı evrede alt kabuktan gelen malzemelerle veya doğrudan bu magmanın ürünüdür.

3. Alkalen volkanizma; neomagmatizmanın yaygın son dönem ürünüdür. Gelişiminin başlangıç döneminde kalkalkalen volkanizma ile üstlenmiştir.

İnceleme alanındaki lav akıntılarında alınan örneklerde Kürüm ve diğ., (1999) tarafından yapılan çalışmada gerek petrografik gerekse jeokimyasal parametrelere göre Malatya Volkanitleri'ne ait lav akıntılarının bazaltik bileşimde olduğu görülmüştür. Kürüm ve diğ., (1999) kimyasal parametreler göre sınıflandırarak jeoteknik ortamı belirlemek için

kullandıkları diyagramlarda volkanitlerin toleyitik özellikte olduğu ve magmanın yüzeye çıkarken kalın kıtasal kabuk materyali ile bir miktar kirletilmiş olduğunu ortaya çıkarmıştır.

2.3.5. Fossil Topluluğu ve Yaş

Leo ve diğ. (1974) yaptıkları radyometrik çalışmalardan, ilk evresini temsil eden bazaltik ve andezitik lavlar için Orta Miyosen, ikinci evresini temsil eden dasitik lavlar için ise Orta-Geç Miyosen yaşını elde etmişlerdir. Aynı araştırmacılar, son evreyi oluşturan bazaltik lavların ise üst Miyosen yaşlı olduğunu belirtmişlerdir. Ercan ve Asutay (1993), Malatya Volkanitleri adı altında inceledikleri aynı birimin üç farklı evrede oluştuğunu savunurlar. Araştırmacılar ilk evrenin Orta Miyosen yaşlı son evrenin ise Üst Miyosen de oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Yalçın ve diğ. (1989), Yazıhan-Malatya civarında Malatya volkanitlerinin alttaki litolojilerle ilişkilerine göre yaşının Erken Miyosen'e inebileceğini belirtmişlerdir. Aynı şekilde İnceleme alanı için de stratgrafik ilişkilere göre Aksoy ve Türkmen (1998) Alt Miyosen'de volkanizmanın başlama olasılığını yüksek olduğunu belirtmişlerdir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

Çalışma dört aşamada gerçekleştirilmiştir:

- Literatür çalışmaları,
- Arazi çalışmaları,
- Laboratuvar çalışmaları,
- Sonuçların değerlendirilmesi ve rapor yazımı.

3.1 Literatür ve Arazi Çalışmaları

Literatür çalışmaları arazi çalışmalarından önce başlatılmış ve çalışmaların her aşamasında devam etmiştir. Bu çalışmada inceleme alanı ve yakın çevresinin jeolojisini konu alan ilgili rapor, makale, kitap vs. gibi çalışmalar derlenilmiştir. Ayrıca havza oluşukları yerli ve yabancı makalelerle birlikte tartışılmıştır. Arazi çalışmalarında inceleme alanındaki birimler makroskobik olarak incelenilmiş, fotoğraflanmış, incelemenin konusu hedefi doğrultusunda Böğürlü ve Dibekli Dağ kesitlerinden analizler için örnekleme yapılmıştır (Şekil 4.1.).

3.2 Laboratuvar Çalışmaları

İnceleme alanından alınan Alibonca ve Malatya Volkanitleri birimlerinden alınan örneklerde 38 adet XRD, 18 kil fraksiyonu , 5 optik mikroskop, 25 örnekte toplam kayaç jeokimyasal, 3 SEM analizleri yapılmıştır. Örnekler mineralojik ve makroskobik özelliklerine göre Alibonca Formasyonu karbonatlı örnekler (Akk), Alibonca Formasyonuna ait tüfitler (Alt), Malatya Volkanosedimalarına ait tüfitler (Mlt) olarak gruplandırılmış ve incelenmiştir. Yapılan analizler ve örnek noları (Tablo 1) verilmiştir. Analiz yöntemleri aşağıda anlatılmıştır.

Tablo 1. Çalışmada yapılan analizler ve örnek numaraları

Örnek No	Optik Mikroskop	XRD Tümükaçaç	XRD Kil Frak.	SEM	Kimyasal Analiz
A1		+	+		+
A2		+			+
A3		+		+	+
A5		+	+		+
A6		+			
A7		+			+
A9		+	+		
A10	+	+			
BD3		+	+		
BD5		+	+		
BD6		+			
BD8		+			+
BD9		+			
BD10		+	+		
BD11		+	+		+
BD14	+	+			+
BD15		+			+
BD16		+	+		
BD17		+	+		+
BD19		+			+
BD22		+			+
BD23	+	+	+	+	+
BD24		+			+
BD29		+			+
Di1		+	+		+
Di2	+	+			+
Di6		+	+		+
Di7		+	+		+
Di8		+	+	+	+
Di9		+	+		+
Di10		+	+		
Di11		+			
Di12		+			+
Di13	+	+			+
Di14		+	+		
Di15		+	+		+
Di17		+			
Di18		+			+

3.2.1 Optik Mikroskop Yöntemleri

Optik mikroskop incelemeleri, F.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında hazırlanan ince kesitler üzerinde gerçekleştirilmiştir ve optik mikroskop incelemeleri killi karbonatlı ve tüfit örneklerine uygulanmıştır. Kayacı oluşturan bileşenler ve bunların dokusal ilişkileri tanımlanarak kayaç adlamaları yapılmıştır. İncelemelerde James Swift marka polarizan mikroskop kullanılmıştır.

3.2.2 XRD Çözümleme Yöntemleri

XRD çözümlenmeleri M.T.A. Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesinde (Ankara) Rigaku D-MAXIII model X-Işınları difraktometresinde (Anot: Cu K α = 1.541871 Å), Filtre: Ni, Gerilim: 40 kV, Akım: 15mA, Gonyometre hızı TK 2°/dk.) çekilmiştir.

3.2.2.1. Tüm Kayaç Çözümlenmeleri

Çalışma alanında yer alan birimlerin mineralojik bileşimlerinin saptanması için tüm kayaç X- ışınları difraksiyonu (XRD) çalışmaları yapılmıştır.

3.2.2.2. Kil Fraksiyonu Çözümlenmeleri

Kil Fraksiyonu Çözümlenmeleri : Kil fraksiyonunun tüm kayaç içerisindeki diğer minerallerden ayrılmasını sağlamak için More ve Reynolds (1989), Gündoğdu ve Yılmaz (1984) tarafından önerilen kimyasal çözme, santrifüjleme-dekantasyon-yıkama ve sedimentasyon-sifonlama santrifüjleme işlemleri uygulanmıştır. Bu uygulamaya başlamadan önce kayaca kırma ve öğütme işlemleri uygulanmıştır. Öğütme işleminden sonra 20-30 gr örnek 1 litrelik behere alınmış ve üzerine 100 ml saf su eklenerek aşağıdaki işlem sırası takip edilmiştir.

Kimyasal çözme: Kil ayırma işlemi yapılırken kil dışı minerallerin kimyasal çözme yolu ile atılması işlemine denir. Karbonat minerallerinin atılması için 1N'lik asetik asit kullanılır. 1-10 gr arasında 10 μ öğütülmüş örnek (tane boyu) 100 ml'lik behere koyulur ve daha sonra üzerine 40 ml 1N'lik asetik asit eklenir ve 30 dakika bekletilir. Örnek santrifüj tüplerine alınır ve 2000 devirde 5 dakika süre ile santrifüjlenir ve sıvı ile örnek ayrılır. Bu işleme

karbonatlar atılınca, bir başka ifade ile CO₂ gaz çıkışı duruncaya kadar devam edilir (More ve Reynolds, 1989). Öğütme işleminde tane boyunun 10 µ'nin altına düşmemesine özen gösterilmiştir. Öğütme işleminden sonra 20-30 gr örnek 1 litrelik behere alınmış ve üzerine 100 ml saf su eklenerek aşağıdaki işlem sırası takip edilmiştir.

Organik maddenin atılması: H₂O₂ (hidrojen peroksit) ile oksidasyon vasıtası ile sağlanır. Karbonatların atılması işlemi uygulanmış ve minimum miktardaki saf su ile 100 ml'lik behere alınmış olan örnek üzerine %30'luk H₂O₂ 'dan 5 ml eklenir ve ara sıra karıştırılarak örnek bekletilir. Bu işleme örnekte organik maddeden kaynaklanan koyu renk gidene kadar devam edilir. Örnek santrifüj tüpüne alınır ve 2000 devirde 5-10 dakika süre ile santrifüjlenerek örnek ile asitin ayrılması sağlanır ve asitli sıvı atılır (More ve Reynolds, 1989).

Kararlı süspansiyon elde edilmesi: Yıkama-dekantasyon-santrifüjleme işlemlerinden oluşur. Asitleme işleminin ardından örnek saf su ile birlikte behere alınır ve karıştırılır. Daha sonra dinlenmeye bırakılır. Bu işleme dekantasyon denilir. Dekantasyon sonucunda kil ve kil dışı malzeme beherin dibine çöker ve üstte yabancı katyon ve anyonları (Örneğin Ca, Mg, ve Cl gibi) içeren berrak kısım atılır. Bu işlemin daha hızlı yapılabilmesi için santrifüjlemeden yararlanılabilir. Kilin süspansiyonda kalmasını sağlayan bazı özellikleri vardır. Bunlar; kilin ağırlığı (yer çekimi etkisi) ve suyun kaldırma kuvveti, kilin yüzey yükünün değeridir. Kilin yüksek yüzey yüküne sahip olması durumunda topaklanma olmaz ve çökme yavaş olarak gerçekleşir. Kilin bu özelliğinden yararlanılarak saf su ile karıştırılır ve kum ve silt boyundaki materyal kilden daha hızlı çökeceğinden üstte kalan killi kısım alınır ve altta kalan kısım atılır. Sedimentasyon olarak tanımlanan bu işlem birkaç kez tekrarlanır. İstenilen kil boyutu malzeme alınır.

XRD kil fraksiyonu (KF) çözümlenmeleri için 4 adet cam lam üzerine sıvama ile yönlendirilmiş örnekler hazırlanmış ve hazırlanan bu örneklerin normal (N), fırınlı (F) ve etilen glikollü (EG) difraktogram çekimleri yapılmıştır. Normal çekimler doğrudan lamlara yapılan çekimlerdir. Fırınlı çekimlerde, yönlendirilmiş örnekler 300 ve 550 °C fırında 4 saat süre ile bırakılmış ve daha sonra XRD çekimine tabi tutulmuştur. EG çekiminde ise kil minerallerinin şişmesi sağlanmıştır. Bu amaçla lama sıvanmış örnek etilen glikol buharı bulunan desikatörde 12 saat süre ile bekletildikten sonra XRD çekimi yapılmıştır.

3.2.3.ICP-AES ve ICP-MS Yöntemleri

Çalışma sahasından derlenen volkanik kayaç örneğinde ana, iz ve nadir toprak element analizleri gerçekleştirilmiştir. Örnekleri analize hazırlama ve analiz (asitle çözme ve filtrleme) işlemleri ACME Analytical Laboratories Ltd. (Kanada) analitik kimya laboratuvarında yaptırılmıştır.

Örneklerin ana element analizleri; İndüktif Eşleşmiş Plazma (Inductively Coupled plasma) Atomik Emisyon Spektrometre (ICP-AES) yöntemi ile yapılmıştır. Bu yöntemde, bir numunede bulunan elementler atomlaştırma denilen işlemle buhar halinde atomlarına dönüştürülür ve daha sonra buhar içindeki atomik türlerin emisyon ölçümü yapılır (Thompson ve Walsh, 1983). Ana element analizleri için 0.2 gr örnek 1.5 LiBO 'de eritilmiş ve %5'lik 100 ml HNO içinde çözündürülmüştür. Cihaza standartlar okutulduktan sonra örnekler analiz edilmiştir. İz ve nadir toprak element (REE) analizleri ise İndüktif Eşleşmiş Plazma, Kütle Spektrometre (ICP-MS) yöntemiyle 0.25 gr toz örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemin esasında analiz edilecek numuneler atomlaştırılır ve iyonlaştırılır ve kütle/yük oranına göre ayrılan iyonların sayımı ile veri elde edilir (Jenner vd., 1990). Örnekler, karbon içeriklerinin uçurulması için 200°C'de 100 ml HClO-HNO -HCl-HF çözeltisinde gaz çıkışı sonlanıncaya kadar bekletilmişlerdir. Metalleri çözmek amacıyla 10 ml kral suyu (HNO+HCl) ile sulandırılarak seyreltikten ve filtre edildikten sonra analiz edilmişlerdir.

3.2.4.Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) Analizi

Bu incelemeler, Fırat Üniversitesi Fizik Bölümü laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. JEOL JSM-840 A Model Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM: Scanning Electron Mikroskope), 300.000 büyütme, 3.5 nm ayırma gücüne, Tracor Marka TN-502 model Enerji dağılımlı X ışınları Mikroanaliz Spektrometresine (EDS: Energy Dispersive Spektrometer) 150 ev ayırma gücüne sahiptir.

X ışınları Çözümleme Analizi sonuçlarına göre seçilen örnekler SEM incelemeleri için Öner (1996)'ya göre hazırlanmıştır. Buna göre aşağıdaki işlemler gerçekleştirilmiştir.

1-Örneklerin boyutlandırılması

2-Nem ve Hidrokarbondan arındırılması

3-Kaplanması

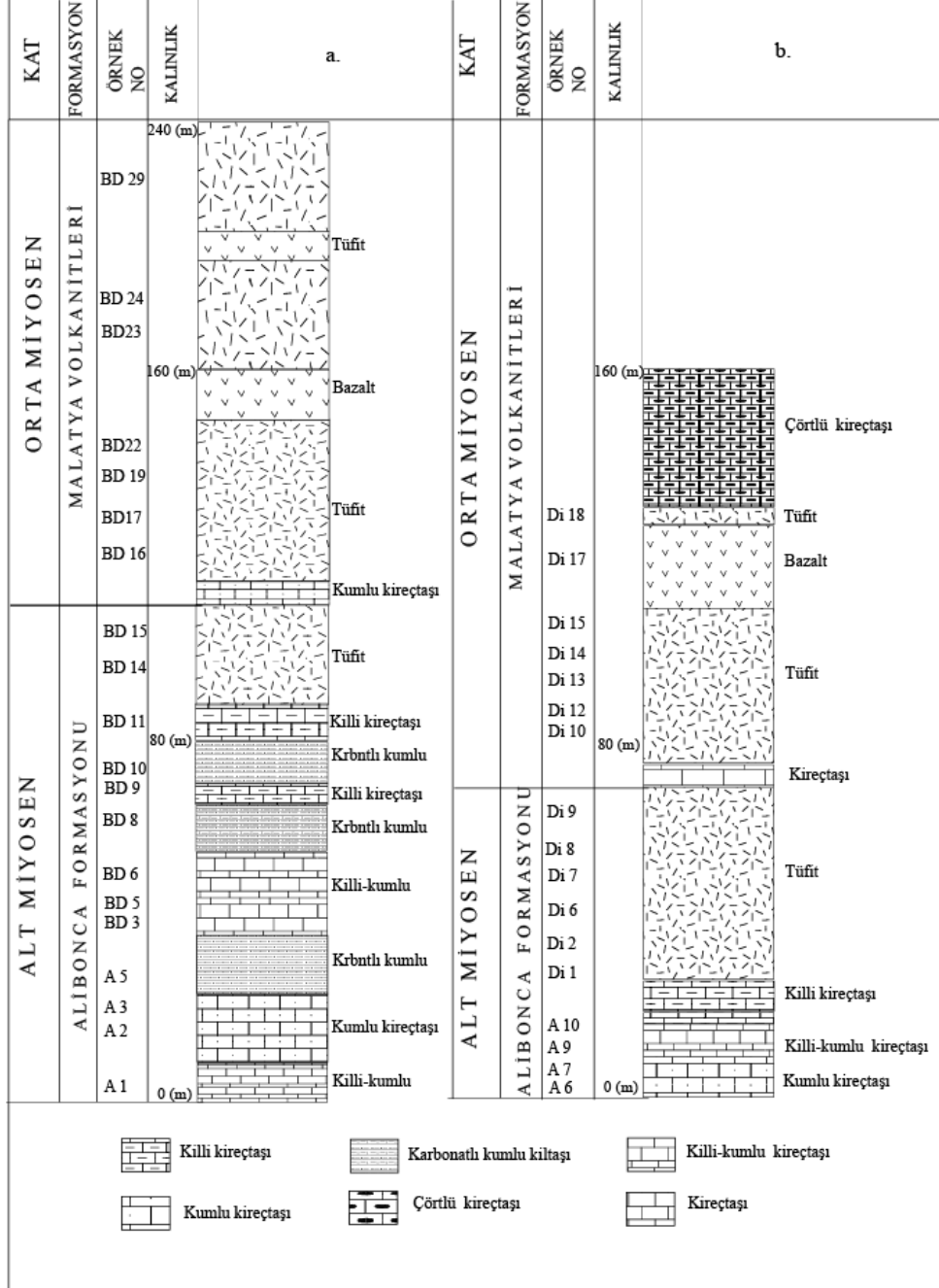
İlk olarak örnekler yaklaşık 0.5 cm³'lük parçalara ayrılmıştır. Kaplama işleminde bu küçük parçaların engebeli doğal yüzeyi altınla kaplanmıştır. Titiz bir şekilde hazırlanan örnekler, incelenilmek üzere elektron mikroskobu odacığına konulmuş, taranarak elde edilen görüntüler yorumlanmıştır. Böylece karbonatlı kil

örneklerindeki önemli ana minerallerin şekil, biçim, boyut gibi morfolojik özellikleri olası mineral dönüşümleri ve diğer bileşenlerle dokusal ilişkilerin belirlenmesine çalışılmıştır. Minerolojik ya da kimyasal tanımlama gerektiğinde EDS ile nokta, çizgi ve alan analizleri yapılmıştır.

4. İNCELEME KONUSU STRATİGRAFİK KESİTLERİN LİTOLOJİSİ ve PETROGRAFİSİ

4.1. Litoloji

Sahada Böğürlüdağı ve Dibekli Kesitlerinden örnekleme yapılmış olup bu kesitler birbirinin yanal devamı niteliğinde olduğu anlaşılmıştır (Şekil 4.1.).



Şekil 4.1. Örnekleme yapılan a-Böğürlüdağ b-Dibekli kesitlerinin litolojisi ve örnek alım yerleri.

Böğürlüdağ kesitin tabanını Erken Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu oluşturur (Şekil 4.1.). Alibonca Formasyonu'nun alt düzeyleri düzgün tabakalı-kumlu kireçtaşları ile

karakterize edilir. Bu kireçtaşlarını tüfit arakatlı kırmızı renkli killi kireçtaşları ve gri renkli kumlu, karbonatlı kiltaşları, killi kumlu kiltaş, killi kireçtaşları izler. Tüfitler ise en üst seviyelerde yer alır. Tüfitler açık sarı ve kirli beyaz olup, yer yer organik malzemeli çamurtaşı ara seviyeleri içerir. Böğürlü Dağı kesitinin üst seviyelerinde turba ara katkıları içermektedir (Foto4). Bazaltik lav akıntıları ise siyah renkli, masif, yer yer akma yapıları ve boşlukludur. (Foto5).

Üzerine *Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Textulariidae*, *Miliolidae* ve *Rotaliidae* gibi fosiller içeren tabakalı kireçtaşları gelir. Bu kireçtaşlarında belli düzeyler boyunca *Lamellibras* yoğunlaşmaları izlenir. İstifin daha üst seviyelerini oluşturan 50-60 m kalınlığındaki marnları, tüfit düzeyleri üzerler. Bu tüfitleri örten masif kireçtaşları *Miogypsina* sp., *Miogypsinoides* sp., *Borelis* sp., *Miliolidae*, *Textulariidae* ve *Ekinid-pelesipod* kavkı parçaları içerir. Daha üst düzeylere doğru marn ara seviyeleri içeren tüfitlere geçilir.

Erken Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonunun üst düzeylerini oluşturan killi kireçtaşı- ve tüfitler Malatya Volkanitleri'ne ait bazaltik lav akıntıları ve piroklastiklere geçer. Malatya Volkanitleri kumlu kireçtaşı ile başlar ve kalın tabakalı tüfitlerle ardalanmalı bazalt seviyelerine geçer. İstifin en üst kesiminde çörtlü kireçtaşları yer alır. Bu kireçtaşları killi kum içerir. Tabanı Alibonca Formasyonu ile yanal –düşey ilişkili olan bu volkanitli birim (Malatya Volkanitleri) , üst seviyelere doğru bazalt-kireçtaşı ardalanması ile temsil edilir. Bu kireçtaşları küçük boşluklar ve kuruma breşleri içerir. Sözkonusu breşlerin arası ve küçük boşluklar çörtle doldurulmuştur.

Arapgir güneybatısındaki Yoncalı (Arguvan) dolaylarında ise Neojen çökellerinin tabanı gözlenememiştir. İstifin tabanını Erken Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu oluşturur. Bu formasyon alt düzeyleri kırmızı renkli, karasal kökenli konglomera ve kumtaşlarıyla karakterize edilir. Bunların üzerinde yer alan kalın tabakalı kireçtaşları arasında 15-10 cm kalınlığında çört bantları ile, yer yerde çört yumrularının geliştiği gözlenir (Türkmen ve diğ.,1998). İstifin üst seviyelerine doğru bu yoğun silisli düzeyler aniden kaybolur. Silisli düzeyleri üzerleyen karbonatlarda *Echinid* ve *Bryzoa* 'dan başka *Archaias* cf. *Kirkukensis* Henson, *Miliolidae* *Rotaliidae*, *Peneroplidae* gibi bentik foraminiferlerin yoğunluğu dikkat çeker. Bu kireçtaşlarının üst seviyelerinde bunlarla geçişli oldukça kalın bazaltik lav akıntıları içeren piroklastikler yer alır.

Bu kesitte Alibonca Formasyonunu oluşturan bentik foraminiferli, tabakalı kireçtaşları sığ deniz karbonatbantlarını temsil etmektedir. Görür (1979), Karaisalı kireçtaşlarında bentik foraminiferlerin baskın olduğu benzer fasiyesleri, bank çökelleri olarak yorumlamıştır. İnceleme alanındaki *Miliolidli* düzeylerin bank içerisinde korunmuş alanlarda diğer bentik

foraminiferli düzeylerin ise bank önü ve çevresinde olduğu söylenebilir (Davies 1970). Ancak Demirçarık Köyü (Ağın) çevresinde olduğu gibi bazı yüzeylemelerde bol alg ve mercan fosilleri içeren kireçtaşları ise, resif fasiyesini karakterize ettiğini, istifin üst seviyelerinde kırmızı çamurtaşı ara seviyeleri içeren tüfit ve marnların gözlenmesi ise ortamın gittikçe sıkıştığını ifade etmektedir.

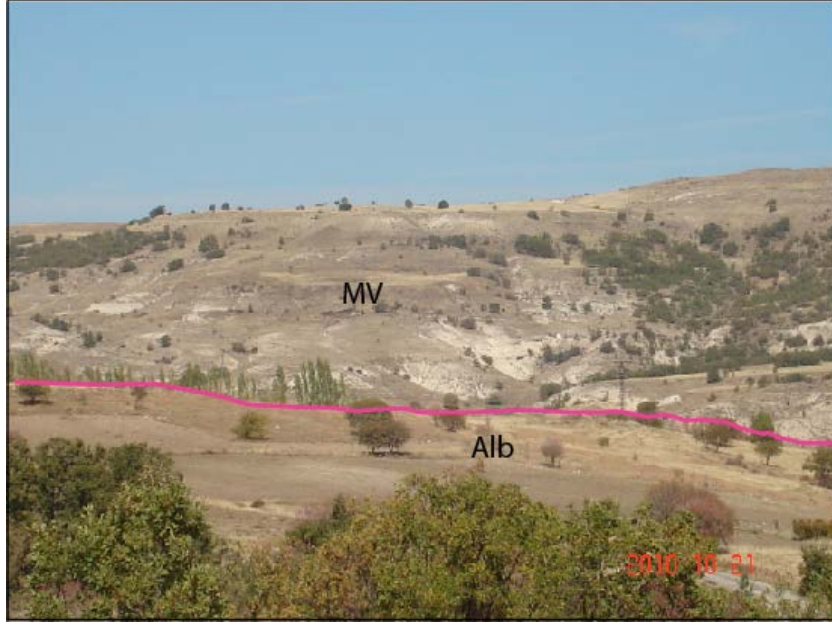


(a)



(b)

Şekil 4. 2. Örnek alınan a.Böğürlüdağ b.Dibekli kesitlerinin fotoğrafik görüntüsü ve dikme kesitleri.



Şekil 4. 3. Malatya Volkanitleri (MV) göl çökelleri'nin tabanında yer alan Alibonca Formasyonu (Alb) üst seviyelerinden bir görünüş , Böğürlü Dağı Kesiti, bakış yönü, Kuzeydoğu.



Şekil 4.4. Malatya Volkanitleri göl çökellerinin üst seviyelerinde bazalt ve turba oluşumlarından bir görünüm , Böğürlü Dağı, bakış yönü, Güneybatı.



Şekil 4. 5. Böğürlü Dağı kesiti üst seviyelerinde bazaltlardan görünüm, bakış yönü, Kuzeydoğu.

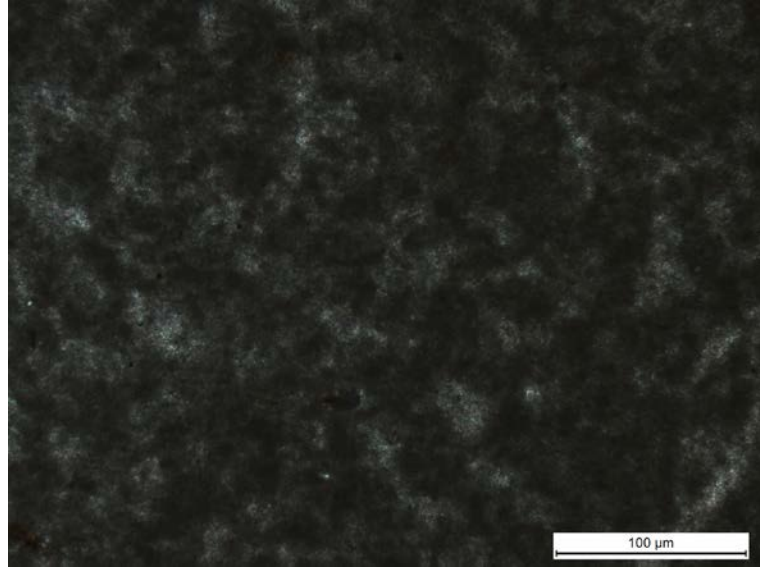
Tablo 2. Örneklerin makroskobik tanımlamaları

LOKASYON	ÖRNEK NO	MAKROSKOBİK TANIM	LOKASYON	ÖRNEK NO	MAKROSKOBİK TANIM
BÖĞÜRLÜ DAĞI KESİTİ	A1	Gri renkli killi karbonat	DİBEKLİ KESİTİ	A6	Beyazımsı rekli kumlu karbonat
	A2	Krem renkli killi karbonat		A7	Beyazımsı –gri renkli kumlu karbonat
	A3	Krem renkli killi karbonat		A9-10	Gri renkli kumlu karbonat
	A4	Beyazımsı tuf		Di 1	Gri renkli tuf
	A5	Kırmızı renkli karbonatlı kumlu kil		Di2	Açık krem renkli tuf
	Bd1	Sarımsı killi karbonat		Di5	Açık krem renkli tuf
	BD 2-3-4-5-6	Gri renkli killi kumlu karbonat		Di 6	Gri renkli tuf
	BD8	Beyazımsı –gri renkli karbonatlı kumlu kil		Di7	Beyazımsı gri renkli tüflü karbonat
	BD9	Beyazımsı killi karbonat		Di8	Beyazımsı gri renkli tüflü karbonat
	BD11	Beyazımsı gri renkli, tüflü karbonat		Di9	Yeşilimsi gri renkli tuf
	BD14	Grimsi-beyazımsı renkli tuf		Di10	Beyazımsı gri renkli tüflü karbonat
	BD29	Grimsi-beyazımsı renkli tuf		Di13	Beyazımsı gri renkli tüflü karbonat
		Di14	Gri renkli tuf		
		Di15,16,17	Yeşilimsi gri renkli tuf		
		Di18	Gri renkli tuf		

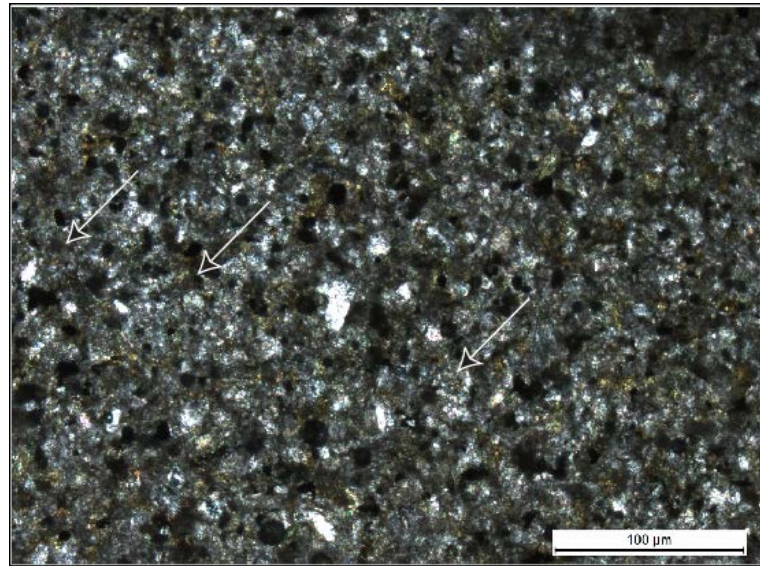
4.2.Petrografi

Piroklastikler Schmid (1981) sınıflamasına göre tüflü kumtaşı (tüfit), Pettijohn (1957) sınıflamasına göre vitrik ve litik tuf olarak adlandırılmışlardır. Epiklastik kayaçlar, XRD verileriyle beraber değerlendirilmiş, Fütchbauer (1970) ve Schmid (1981) sınıflamasına göre adlandırılmıştır.

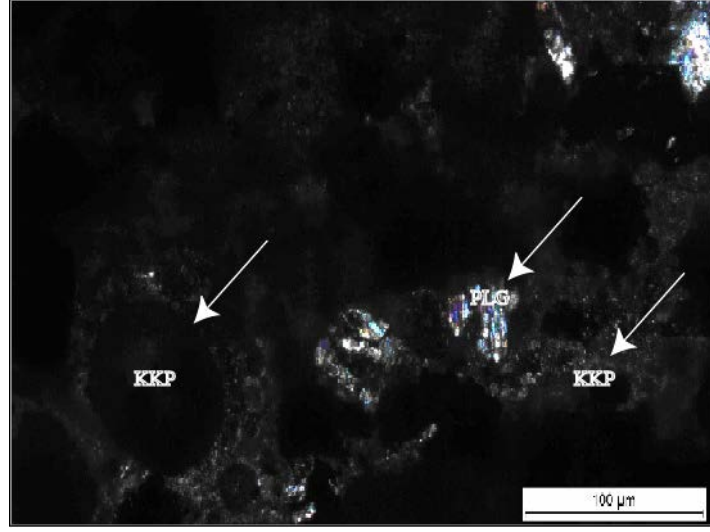
Alibonca Formasyonu killi kireçtaşlarının bağlayıcı malzemesini kalsit, dolomit ve kilden oluşan matriks oluşturmaktadır (4.6.). Tüfit örnekleri litik ve vitrik tüften oluşmakta olup, vitrik tüf kalsit, dolomit ve kilden oluşan matriks içerisinde kuvars, plajiyoklaz, biyotit ana bileşenleri içerir (Şekil 4.7.). Litik tüfte ayrıca yer yer karbonat ve volkanik kayaç parçaları gözlenmektedir (Şekil 4.8.). Malatya volkanitleri killi kireçtaşı, vitrik ve litik tüfit örnekleri Alibonca örneklerine benzemektedir, ancak litik tüf özelliğindeki kayalarda bazaltik kayaç parçalarına daha fazla rastlanılmaktadır.



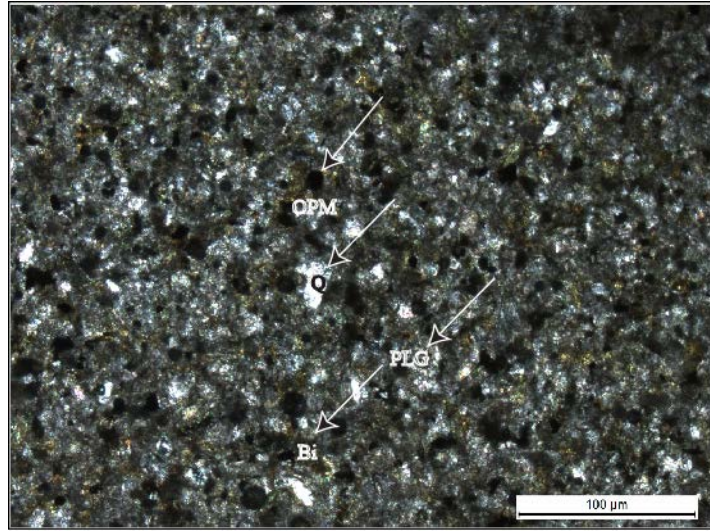
Şekil 4. 6. Alibonca Formasyonu göl çökellerine ait killi kireçtaşlarından bir görünüm, ÇN., Örnek No: A10



Şekil 4. 7. Alibonca Formasyonuna ait vitrik tüf , ÇN, Örnek No: BD14



Şekil 4. 8. Alibonca litik tuf yuvarlak karbonat kayaç parçaları(KKP), karbonatlaşmış, altere olmuş plajiyoklas (plg), Ç.N., Örnek No: Di2

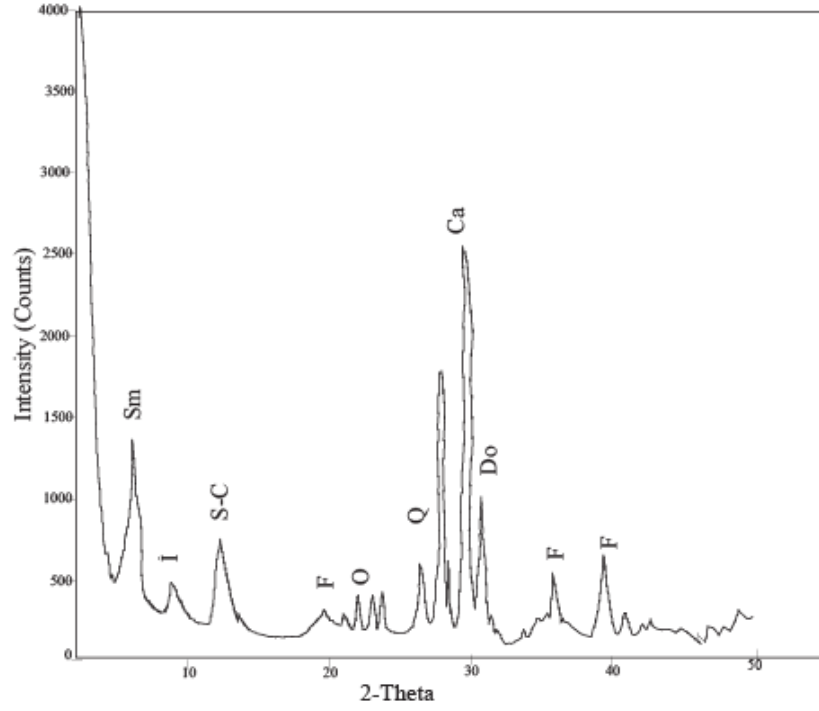


Şekil 4. 9. Malatya Volkanitleri vitrik tuf, koyu renkli camsı killi hamur matriks içerisinde küçük plajiyoklas lataları (plg) , kuvars (beyaz Q), biyotit (Bi), opak mineraller (OPM) Ç.N., Örnek No: Di13

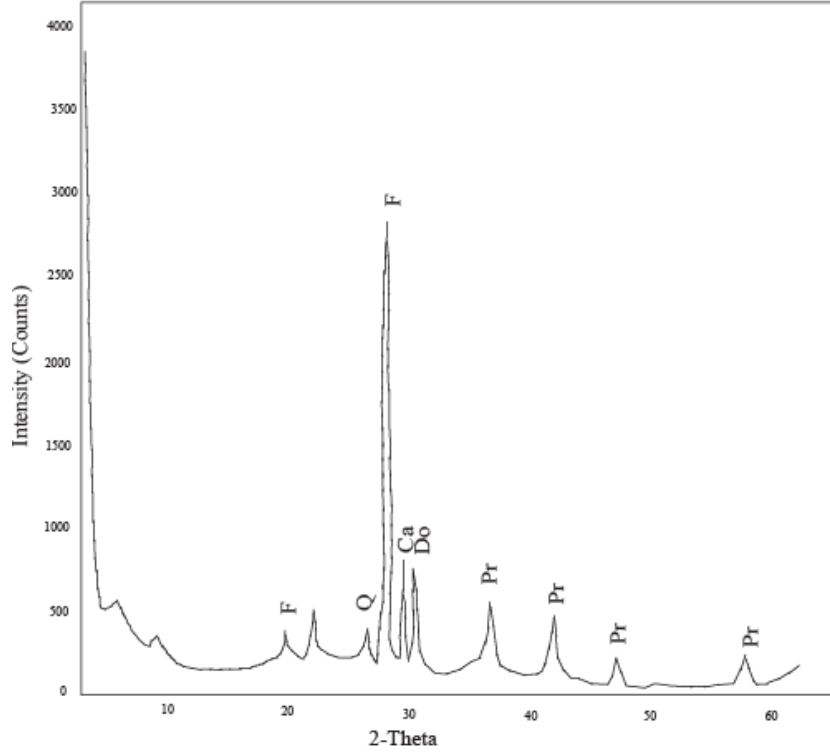
4.3.XRD İncelemeleri

4.3.1. Tüm Kayaç Çözümlemeleri

Tüm kayaç çözümlerinde kullanılan minerallerin pik değerleri şekil 4.10. ve 4.11’de verilmiştir. Feldspat 3.18 - 3.20 Å ve 3.22 Å, dolomit 2,89 Å, kalsit 3.04 Å, kuvars 3.34 Å, daki pikleri, sülfür minerali olan pirit 1,63 Å, 1,91 Å, 2,21 Å, 2,42 Å ile tanınmıştır.



Şekil 4. 10. Dibekli kesiti Di15 örneği X- ışınları kırınım profilleri, Sm:Smektit, İ:İllit, F:Feldspat, Q:Kuvars, O:Opal, Ca:Kalsit, Do:Dolomit (Tüm kayaç, normal çekim).



Şekil 4. 11. Böğürlüdağ kesiti BD29 örneği, X- ışınları kırınım profilleri F:Feldispat, Q:Kuars, Ca:Kalsit, Do:Dolomit , Pr:Pirit (Tüm kayaç, normal çekim).

Karbonat minerallerinin $d(104)$ değerleri Å (Milliman, 1974) tanımlanmalarına göre 3.025-3.032 arasında olup düşük Mg-kalsit olarak değerlendirilmiştir. Ayrıca Di1, Di6, Di7, Di8, Di10, Di11, Di12, Di13, BD16, BD29 örneklerinde birkaç pikin birleşmesiyle yansıma değerleri 2.94-2.96 Å arasında değişim gösteren Mg kalsit mineraline ait piklere de rastlanılmıştır. XRD profillerinde dolomitin (104) yansıması değerlerinin BD3, BD5, BD6, BD10, BD11, BD16, BD17, BD19, BD22, BD23 örneklerinde 2.882-2.891 arasında olduğu ve bileşimlerinin ideal dolomite uygun (Goldsmith ve Graf, 1958) olduğu görülmüştür.

Elde edilen difraktogramlardan kil minerallerinin tanımlanması (001) yansımaları Grim (1968), Brindley (1980), Velde (1985), Moore and Reynolds (1989)'a göre değerlendirilerek, yarı nicel yüzdeleri hesaplanmıştır.

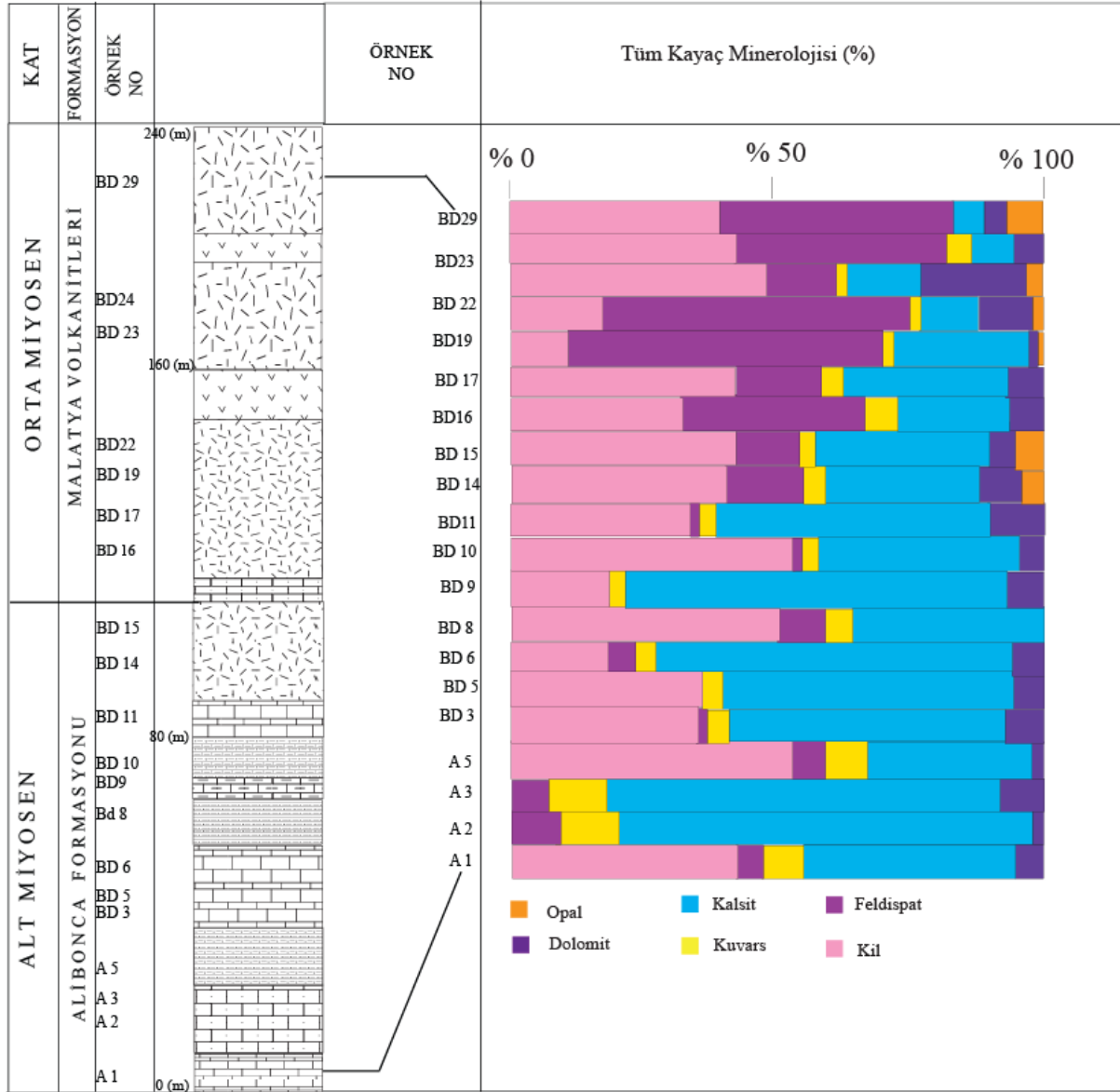
Killi karbonat ve tüfit örneklerindeki başlıca mineraller aritmetik ortalama esas alındığında Tablo3, Dibekli ve Böğürlüdağı kesitleri örneklerinin tüm kayaç mineralleri ve ortalamaları Tablo 4 ve Şekil 4.12., Şekil 4.13.'de verilmektedir. Akk örneklerinde sırasıyla kalsit, kil, feldispat, kuvars, dolomit, opal varken Alt ve Mlt örneklerinde feldispat, kil, kalsit, opal, dolomit, kuvars mevcuttur.

Tablo 3. a. Dibekli kesiti örneklerinin tüm kayaç mineralleri ve aritmetik ortalamaları

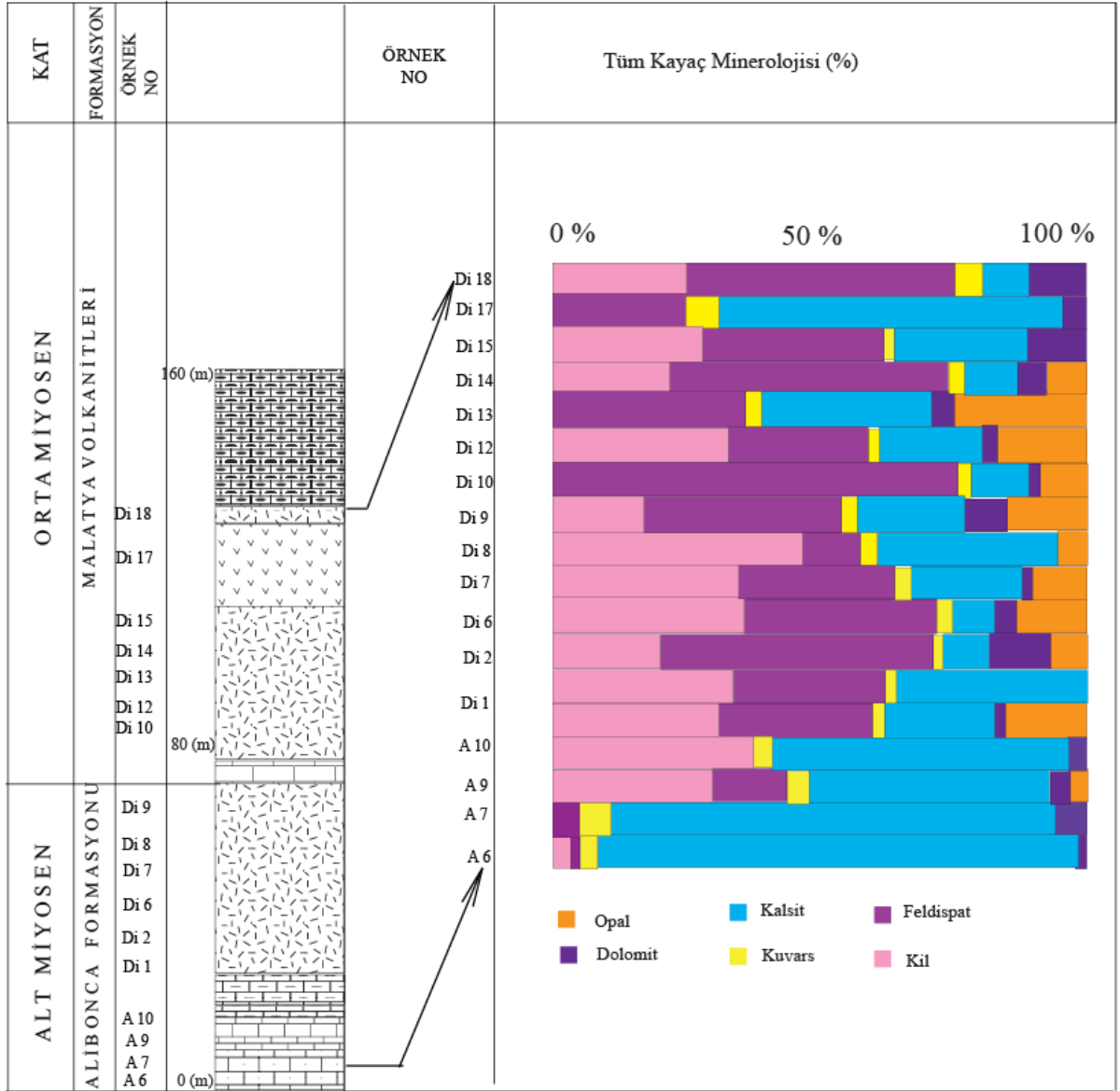
Örnek No	Kayaç Adı	Kil	Feldisat	Kuvars	Kalsit	Dolomit	Opal	Formasyon Adı
A6	Kumlu kireçtaşı	3	2	3	93	2	-	ALİBONCA FORMASYONU KARBONATLI (Akk)
A7	Kumlu kireçtaşı	-	5	6	83	6	-	
A9	Killi-kumlukireçtaşı	30	14	4	45	4	3	
A10	killikireçtaşı	38	-	3	56	3	-	
Di1	tüfit	31	29	2	21	2	15	ALİBONCA FORMASYONU (Alt)
Di2	tüfit	34	28	2	36	-	-	
Di6	tüfit	20	51	2	9	11	7	
Di7	tüfit	36	36	3	8	4	13	
Di8	tüfit	35	29	3	21	2	10	
Di9	tüfit	47	11	3	34	-	5	
Di10	tüfit	17	37	3	20	8	15	MALATYA VOLKANİTLERİ (Mlt)
Di11	tüfit	-	76	2	11	2	9	
Di12	tüfit	33	26	2	19	3	17	
Di13	tüfit	-	36	3	32	4	25	
Di14	tüfit	22	52	3	10	5	8	
Di15	tüfit	28	34	2	25	11	-	
Di17	tüfit	-	25	6	65	4	-	
Di18	tüfit	25	50	5	9	11	-	
Ortalama		28,50	31,82	3,17	33,17	5,19	11,55	

Tablo 3. b. Böğürlüdağı kesiti örneklerinin tüm kayaç mineralleri ve aritmetik ortalamaları

Örnek No	Kayaç Adı	Kil	Feldispat	Kuvars	Kalsit	Dolomit	Opal	Formasyon Adı
A1	Killi-kumlukireçtaşı	42	5	8	40	5	30	ALİBONCA FORMASYONU (Alt)
A2	Kumlu kireçtaşı	-	8	12	78	2	-	
A3	Kumlu kireçtaşı	-	7	11	74	8	15	
A5	Karbonatlı kumlukiltaşı	53	6	8	31	2	-	
BD3	Killi-kumlukireçtaşı	35	2	4	52	7	7	
BD5	Killi-kumlukireçtaşı	36	-	4	55	-□	13	
BD6	Killi-kumlukireçtaşı	18	5	4	67	6	10	
BD8	Karbonatlı kumlukiltaş	50	9	5	36	-	5	
BD9	killikireçtaşı	18	-	3	72	7	15	
BD10	Karbonatlı kumlukiltaş	53	2	3	38	4	9	
BD11	Killikumlukireçtaşı	33	2	3	52	10	17	
BD14	tüfit	40	15	4	2□	8	25	
BD15	tüfit	42	12	3	33	5	8	
BD16	tüfit	32	35	6	21	6	-	
BD17	tüfit	42	16	4	31	7	-	
BD19	tüfit	11	60	2	26	-□	-	
BD22	tüfit	17	58	2	11	10	11,55	MALATYA VOLKANİTLERİ (Mlt)
BD23	tüfit	48	13	2	14	20	-	
BD24	tüfit	42	40	5	8	5	-	
BD29	tüfit	39	44	1	5	4	-	



Şekil 4. 12 . Bögürlü Dağı kesiti örneklerinin tüm kayaç mineral dağılımları



Şekil 4. 13 . Dibecli kesiti örneklerinin tüm kayaç mineral dağılımları

Tablo 4. a.Killi karbonat ve b.Tüfit örneklerindeki minerallerin aritmetik ortalama miktarları

a.

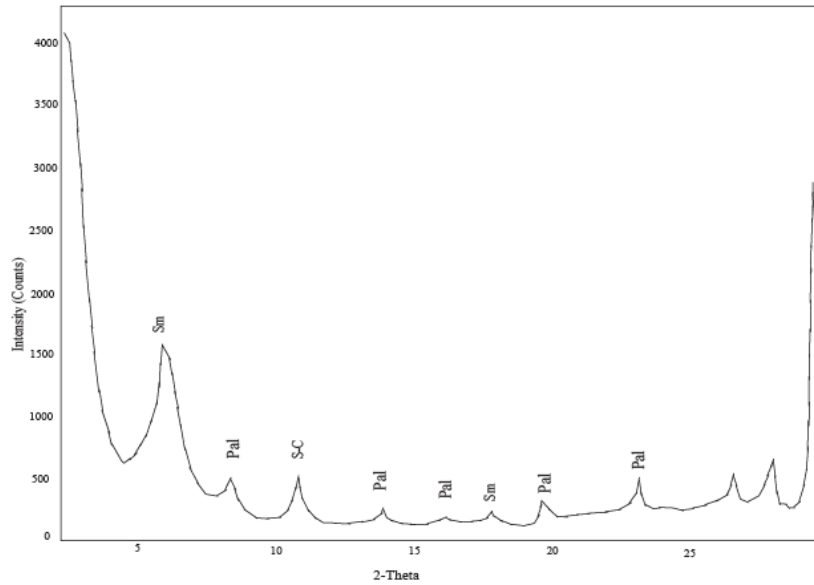
Killi kar (Akk)		Kil	Feldisat	Kuvars	Kalsit	Dolomit	Opal
1	A1	24	32	16	24	4	-
2	A2	-	7	13	78	2	-
3	A3	-	5	11	81	3	-
4	A5	33	25	12	30	-	-
5	A6	-	-	3	95	2	-
6	A7	11	10	12	65	2	-
7	A9	32	2	4	55	3	4
8	A10	25	-	4	67	4	-
9	Bd3	35	2	4	52	7	-
10	Bd5	41	-	3	51	5	-
11	Bd6	15	6	6	67	6	-
12	Bd8	39	12	3	46	-	-
13	Bd9	-	-	4	85	11	-
14	Bd10	53	1	3	38	5	-
15	Bd11	36	2	2	55	7	-
Ortalama		31,2727	9,4545	5,20	59,27	5,54	4

b.

Tüfit (Alt,Mlt)		Kil	Feldisat	Kuvars	Kalsit	Dolomit	Opal
1	BD14	47	12	6	29	6	-
2	BD15	44	25	3	27	1	-
3	Bd16	33	36	4	21	-	6
4	Bd17	49	14	4	28	5	-
5	Bd19	11	60	2	25	2	-
6	Bd22	19	56	2	11	10	2
7	Bd23	48	17	2	14	16	3
8	Bd24	42	22	4	12	14	6
9	Bd29	39	47	1	3	3	7
10	D1	36	35	3	25	1	-
11	D2	30	23	4	37	6	-
12	D6	26	51	3	9	11	-
13	D8	35	29	3	19	2	12
14	D7	38	36	3	9	3	11
15	D9	43	12	3	32	5	5
16	D10	17	37	5	20	8	13
17	D11	5	50	6	25	2	8
18	D12	40	34	2	21	3	-
19	D13	-	47	5	44	4	-
10	D14	23	60	2	10	5	-
21	D15	33	13	2	29	11	12
22	D17	34	23	5	33	5	-
23	D18	24	54	3	12	7	-
Ortalama		31,64	33,61	3,35	23,26	5,86	7,73

4.3.2. Kil Fraksiyonu Çözümlemeleri

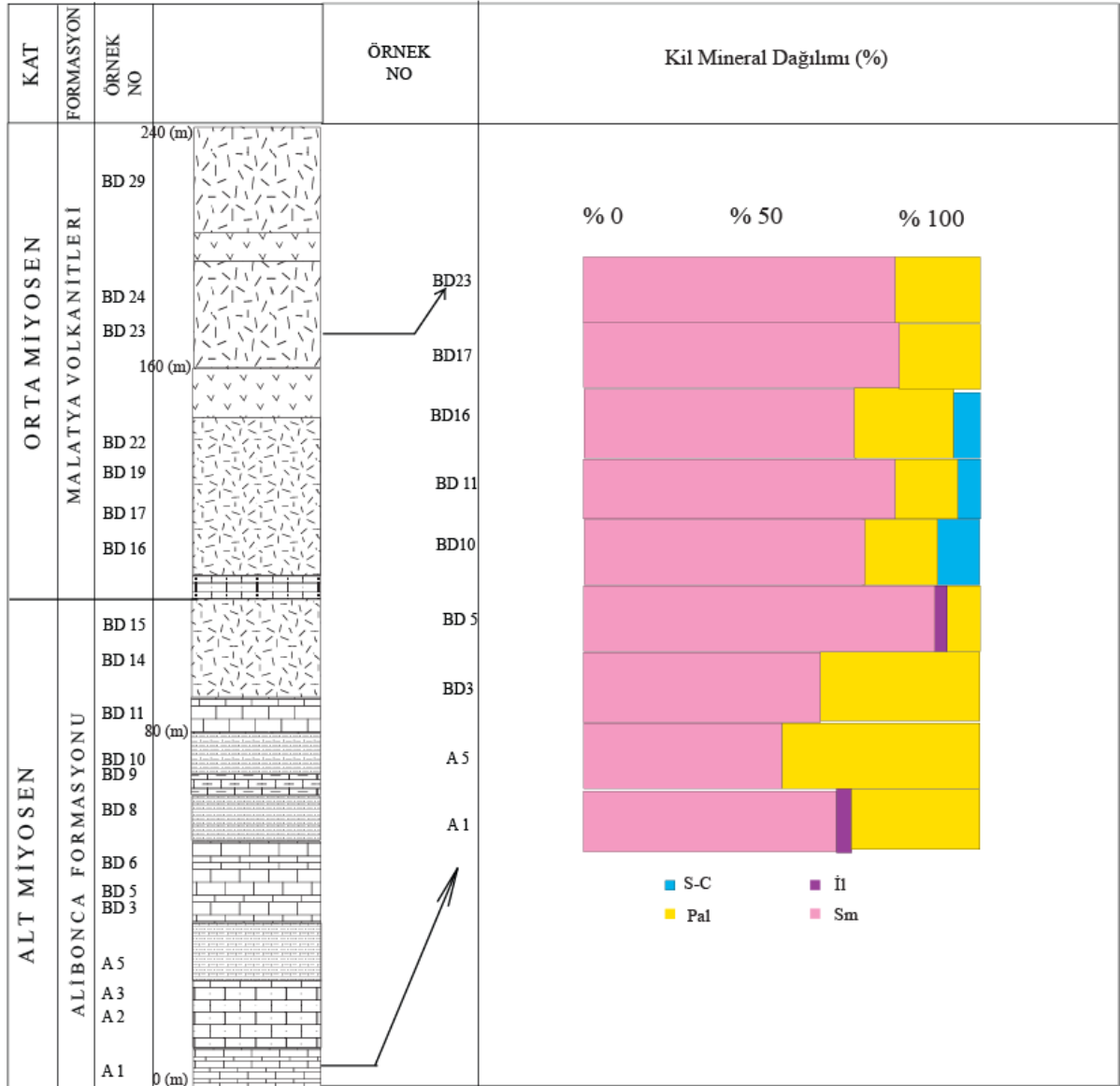
İnceleme alanında örneklerin kil fraksiyonu incelemelerinde egemen kil minerali smektit olup, bunu paligorskit, S-C ve illit izlemektedir (Tablo 4, şekil 4.15. ve şekil 4.16.). Smektitler, kil fraksiyonu çekimlerinde (001) en şiddetli piki ile tayin edilmiştir. Bu yansıma yüzeyine ait pikler örneklerde $14.5\text{ A}^\circ - 15.5\text{ A}^\circ$ arasındadır. Etilen glikol ile muamele sonucu (001) yansıması 17.01 A° ve 17.61 A° değere doğru kaymıştır. Bununla birlikte daha yüksek 2θ değerleri yönünde 5.06 A° , 4.49 A° , 2.56 A° daki pikler de smektit mineralinin tanınmasına yardımcı olmuştur. Ayrıca, ilk bazal refleksiyon olan (001) pikinin şiddetli, geniş ve asimetrik olduğundan bu mineralin kötü kristalize olduğu anlaşılmaktadır (Hem ve Lind, 1974; Jones,1986). Smektit minerali (001) olan yansıma değerlerine göre Ca tipi smektit olarak belirlenmiştir (Brindley ve Brown, 1980; Wilson, 1987, Moore ve Reynolds, 1997) (Şekil 4.14.). Paligorskitler $10.4\text{ A}^\circ - 10.5\text{ A}^\circ$, illitler $10\text{ A}^\circ - 10.18\text{ A}^\circ$ pikleri, S-C, $28-29\text{ A}^\circ$ arasındaki pikler ile tanımlanmış olup, ayrıca bu minerallerin glikollü ve ısıtılmış çekimlerdeki 2θ değerleri yönünde (001), (002), (003), (004) daki piklerine de rastlanılmıştır (Şekil 4.14.).



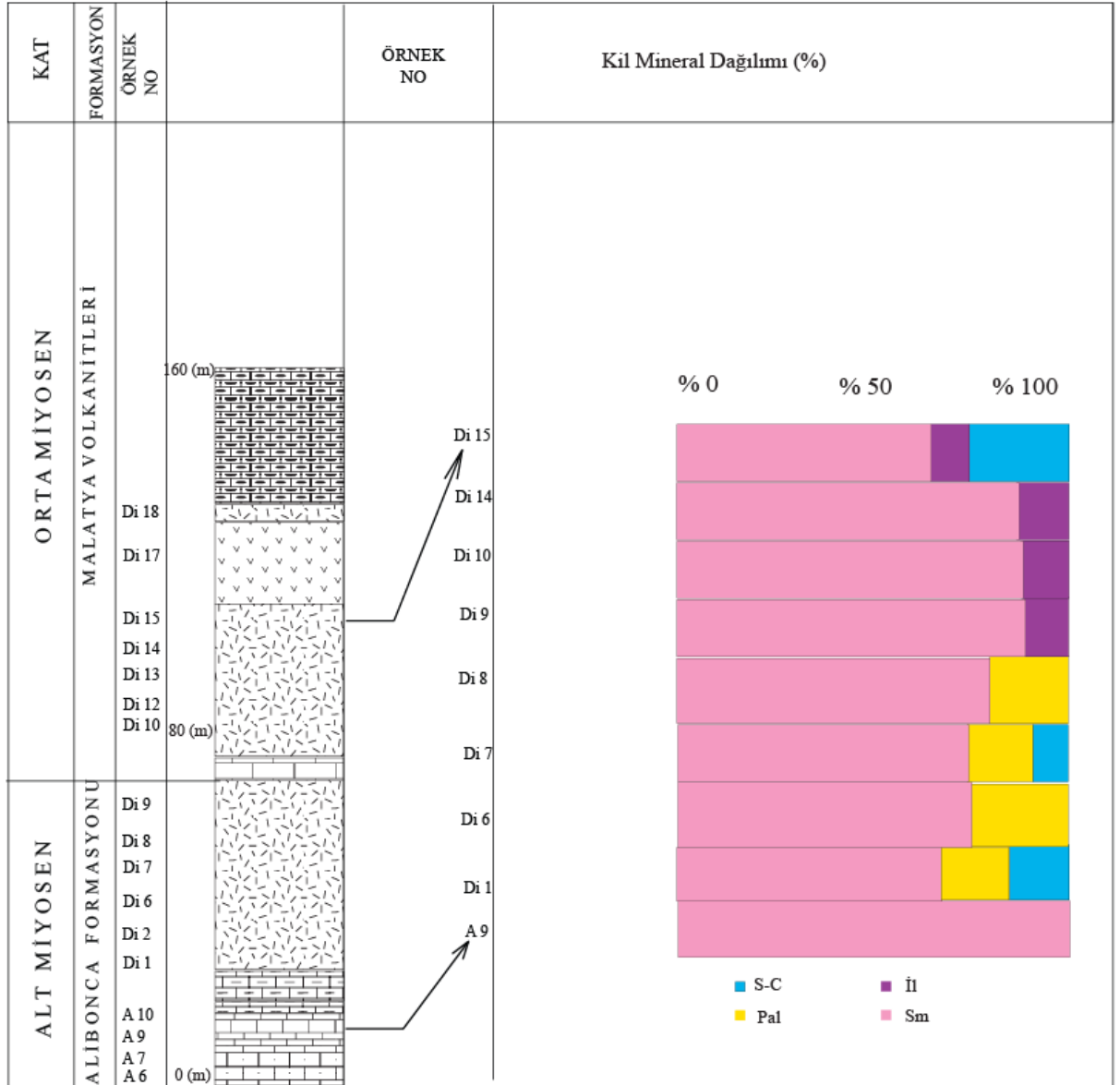
Şekil 4.14. Dibekli kesiti, Örnek No:Di1, X- ışınları kırınım profilleri Sm:Smektit, Pal: Paligorskit. Kil Fraksiyonu normal çekimi

Tablo 5. Örneklerin kil mineralleri ve aritmetik ortalamaları

Örnek No	Sm	İl	Pg	S-C
A1	64	4	32	-
A2	-	-	-	-
A3	-	-	-	-
A5	50	-	50	-
A6	-	-	-	-
A7	-	-	-	-
A9	100	-	-	-
A10	-	-	-	-
BD3	60	-	40	-
BD5	89	3	8	-
BD6	-	-	-	-
BD8	-	-	-	-
BD9	-	-	-	-
BD0	71	-	19	10
BD11	79	-	16	5
BD14	-	-	-	-
BD15	-	-	-	-
BD16	69	-	25	6
BD17	80	-	20	-
BD19	-	-	-	-
BD22	-	-	-	-
BD23	79	-	21	-
BD24	-	-	-	-
BD29	-	-	-	-
D1	68	-	17	15
D2	-	-	-	-
D6	75	-	25	-
D7	74	-	17	9
D8	80	-	20	-
D9	89	11	-	-
D10	88	-	12	-
D11	-	-	-	-
D12	-	-	-	-
D13	-	-	-	-
D14	87	13	-	-
D15	65	10	-	25
D17	-	-	-	-
D18	-	-	-	-
Ortalama	75,94444	8,2	23	11,66667



Şekil 4.15. Böğürlü Dağı kesiti örneklerinin kil mineral dağılımları



Şekil 4.16. Dibekli kesiti örneklerinin kil mineral dağılımları

4.3.3. Taramalı Elektron Mikroskop (SEM)

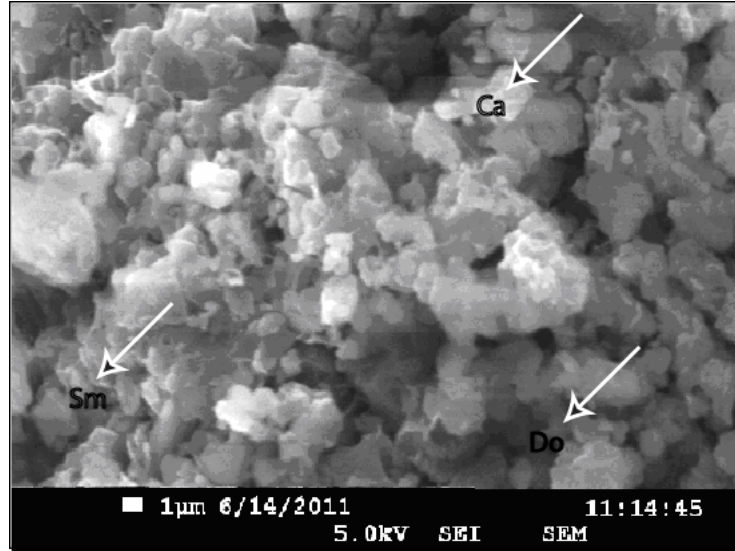
Tablo 1’de görüldüğü üzere A3, Di8, BD23 örneklerinde gerçekleştirilen SEM çalışmalarında XRD’de belirlenen submikroskobik minerallerin şekil, biçim ve boyut gibi morfolojik özellikleri, olası mineral değişimleri ve diğer bileşenler olan dokusal ilişkiler belirlenmiştir.

A3 tüfit örneğinde karbonat minerallerinden dolomit, özşekilli altıgen sferülitler şeklinde gözlenmektedir (şekil 4.17.). Bu sferülitler oldukça düzgün yüzeylere sahip olup, büyüklükleri 1-3 µm arasında değişmekte ve gözeneklerde büyüyenlerin daha iri oldukları görülmektedir. Bunların özşekilli olmaları ideal bileşime ulaşmış olmalarından kaynaklanmaktadır.

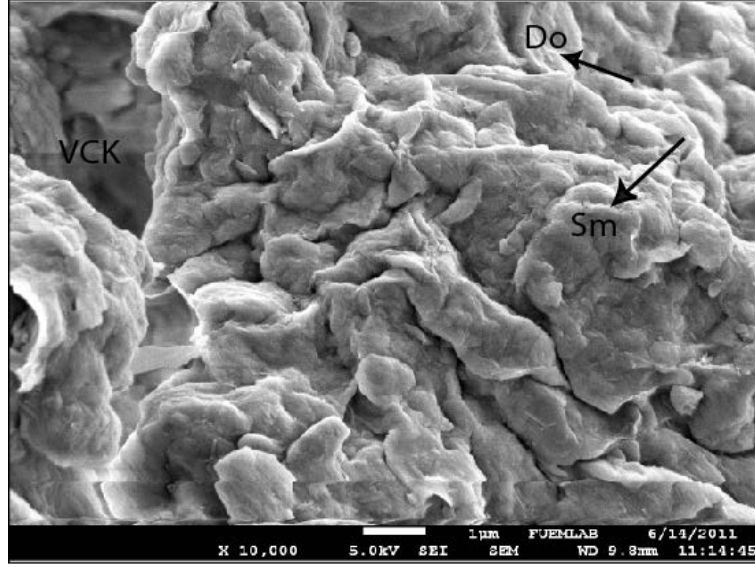
Bu örnekte karbonat kayaçların boşluklarında ve/veya bağlayıcı malzemedeki 1-3 µm arasında tipik trigonal simetriyle kolayca tanınan genellikle bitişik yada ayrı bulunan kalsit kristallerine de rastlanılmıştır. Yer yer büyük kristaller halinde ve küçük altıgen levhalar halinde tebeşirimsi kalsitik çamur niteliğinde kalsit yığınları da gözlenmektedir (Şekil 4.17.).

BD23 ve Di8 örneğinde smektitler kıymıklı ve boşluklu volkanik cam üzerinde büyümüş, hiyaloklastların yüzeyini dolduran süngersi cornfleks doku gösteren kabarık levhalar halinde veya ağsı smektit levhaları ve yer yer kuş tüyü, gözenekli otijenik smektit oluşumları gözlenmiştir. Tüflerde smektit oluşumu esnasında meydana gelmiş olan küresel bozunmalar ve volkanik cam kıymıkları saptanmıştır (Şekil 4.18., şekil 4.19, şekil 4.20., şekil 4.21.).

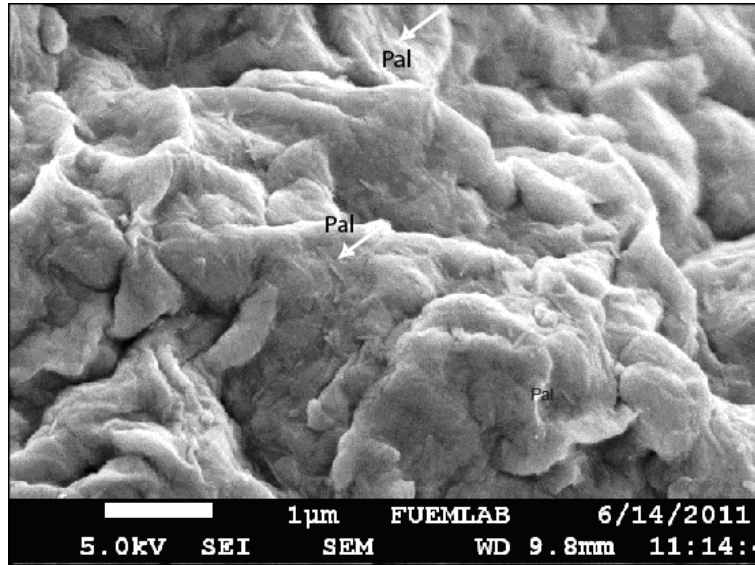
Bunun dışında Di8 ve BD23 örneğinde gerek volkanik cam üzerinde (Şekil 4.21., Şekil 4.22.) gerekse dolomitler üzerinde gelişmiş lifsi çubuksu paligorskite rastlanılmıştır (Şekil 4.23.).



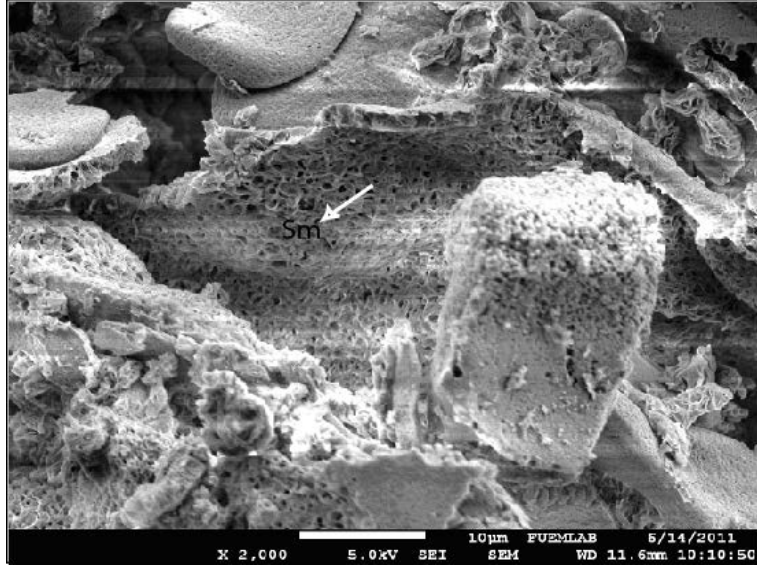
Şekil 4.17. Gül şekilli dolomitler, yüksek gözenekli kalsit kristallerinin mozayığı , yapraksı smektitler (Sm) yarı özşekilli ve altıgen dolomit (Do), özşekilli otijenik kalsit kristalleri (Ca), örnek No: A3.



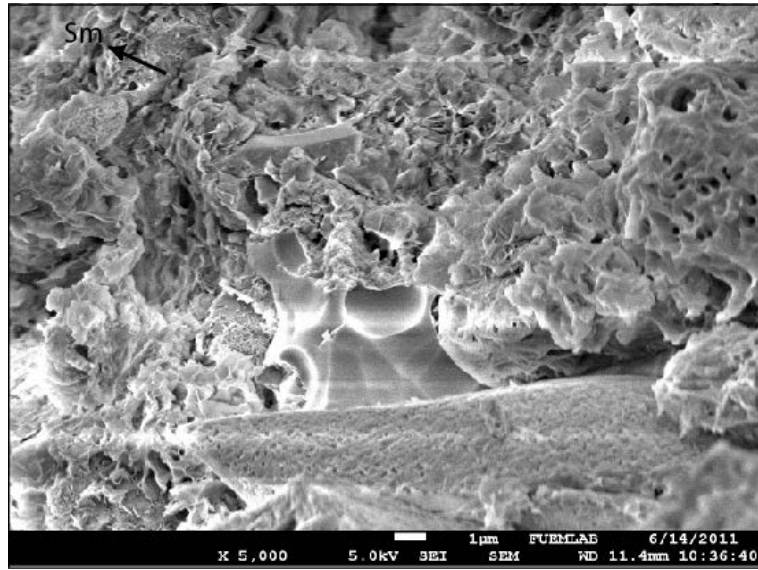
Şekil 4.18. Volkanik cam alterasyonu ile oluşmuş kuş tüyü smektit (Sm) ve dolomit sferülitleri (Do), volkanik cam kıymıkları (VCK) Örnek No: Di8



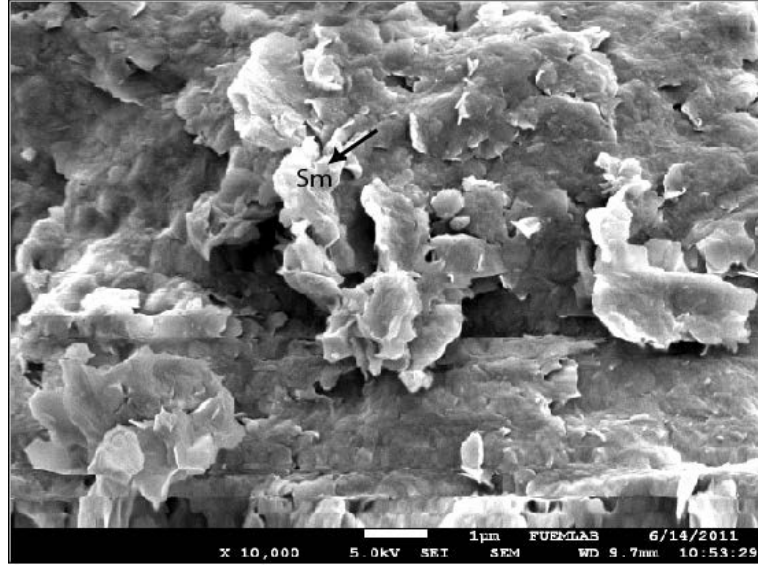
Şekil 4.19. Dolomit üzerinde gelişmiş paligorskit lifleri (Pal) Örnek No: Di 8



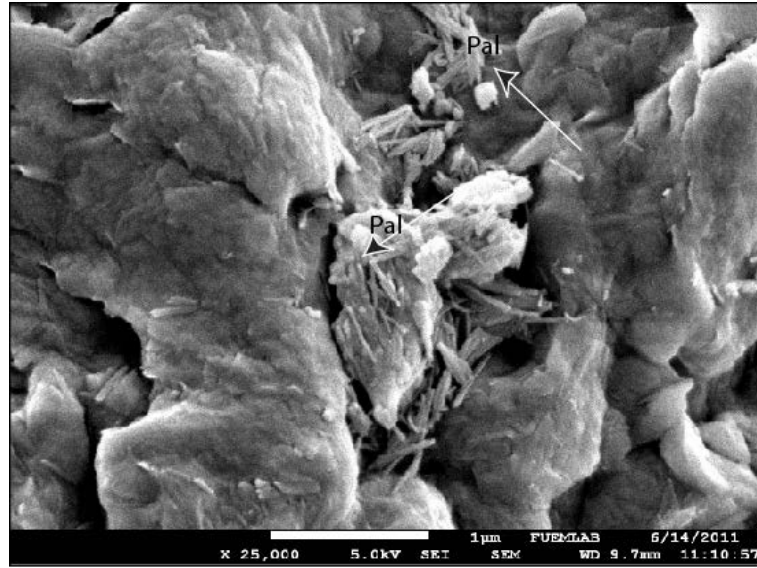
Şekil 4.20. Volkanik camın alterasyonu ile gelişmiş otijenik bal peteği dokulu smektit oluşumları (Sm)
Örn No: BD23



Şekil 4.21. Volkanik cam üzerinde gelişmiş otijenik smektitler (Sm) Örn No: Di8



Şekil 4.22. Volkanik cam üzerinde gelişmiş olan smektit (Sm) Örnek No:Di8



Şekil 4.23. Volkanik cam alterasyonu ile gelişmiş otjenik paligorskitler (Pal) Örn : Di8

5. JEOKİMYA

Magmatik kayaçların ana, iz ve nadir toprak elementleri kayaçların bileşimleri ve oluştuğu tektonik ortamı açıklamak için yaygın olarak kullanılmaktadır. Son yıllarda smektitce zengin kayaçların da ana, iz ve nadir toprak elementleri kayaçların bileşimleri ve oluştuğu tektonik ortamı açıklamada sıkca kullanılmaya başlanılmıştır (Christidis ve diğ., 1995; Berry, 1999). Bu çalışmada 25 adet tüfit ve killi karbonatlı kayaçlardan seçilen örneğin jeokimyasal analizi yapılmıştır (Tablo 6 a,b,c). $\alpha < 0.05$ anlamlılık düzeyinde korelasyon analizleri yapılarak elementlerin birbirlerine göre davranışları böylece element dağılımlarında kil, karbonat ve aksesuar fazların rolü belirlenilmiştir (Tablo7 ve 8). Örnekler mineralojik bileşimlerine göre Alibonca killi karbonatlı kayaç (Akk), Alibonca tüf (Alt) ve Malatya Volkanitleri göl çökelleri tüf (Mlt) olarak ayrılmış ve bunların ortalamaları karşılaştırılarak element dağılımları yorumlanmaya çalışılmıştır.

Tablo 6. Örneklerin a: Ana Oksit (%), b: İz element (ppm), c: REE (ppm) tümkayaç jeokimyasal analiz sonuçları

a.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI	Sum
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
A1	36,76	9,55	4,88	2,64	20,05	0,33	1,49	0,5	0,06	0,06	0,032	23,5	99,86
A2	26,52	5,71	2,82	1,5	31,79	0,54	0,71	0,32	0,05	0,17	0,026	29,7	99,9
A3	28,72	5,67	2,57	1,36	31,18	0,65	0,67	0,29	0,04	0,16	0,025	28,6	99,91
A5	44,07	10,85	5,33	3,5	13,66	0,2	1,9	0,58	0,05	0,06	0,04	19,6	99,83
A7	27,38	6,97	3,05	2,15	28,66	0,4	0,91	0,32	0,07	0,12	0,03	29,8	99,82
BD8	30	8,14	4,39	3,87	23,96	0,47	1,21	0,44	0,1	0,06	0,031	27,1	99,81
BD11	26,56	7,32	4,46	4,21	25,9	0,21	1,35	0,37	0,1	0,05	0,03	29,2	99,77
BD14	40,94	9,91	3,8	4,35	16,08	0,78	1,46	0,39	0,11	0,06	0,042	21,9	99,8
BD15	43,81	10,99	3,79	4,15	14,32	1	1,27	0,47	0,11	0,05	0,03	19,8	99,8
BD17	38,83	9,54	3,43	3,78	18,69	1,14	1,15	0,44	0,09	0,06	0,033	22,6	99,83
BD19	39,3	11	2,56	2,05	21,53	2,33	0,91	0,35	0,06	0,09	0,027	19,6	99,85
BD22	40,23	10,76	4,46	6,35	13,71	1	1,52	0,49	0,08	0,08	0,021	21,1	99,76
BD23	37,9	11,93	2,98	4,55	18,44	2,29	1,03	0,41	0,07	0,09	0,021	20,1	99,78
BD24	47	15,86	8,46	3,19	7,02	2,13	1,19	1,27	0,15	0,04	0,036	13,5	99,84
BD29	47,84	14,23	10,29	2,33	8,84	2,16	0,51	1,27	0,14	0,06	0,034	12,1	99,86
DI1	38,33	10,72	2,84	3,16	19,68	1,4	0,82	0,44	0,07	0,04	0,022	22,3	99,85
DI2	31,99	9,42	2,4	2,15	26,01	1,59	0,81	0,34	0,07	0,02	0,014	25	99,85
DI6	56,42	19,71	3,58	2,15	6,21	4,27	1,26	0,54	0,09	0,03	0,011	5,6	99,85
DI7	52,24	15,94	3,84	2,75	9,41	3,04	1,34	0,65	0,12	0,03	0,022	10,4	99,83
DI8	42,33	12,15	4	2,92	15,89	1,7	1,25	0,52	0,09	0,05	0,023	18,9	99,85
DI9	36,69	9,17	3,85	2,79	21,23	0,97	1,21	0,42	0,08	0,05	0,021	23,4	99,86
DI12	44,46	13,83	3,4	2,37	15,9	2,6	1,08	0,48	0,1	0,03	0,023	15,6	99,84
DI13	37,47	13,15	1,71	1,03	23,89	3,29	0,61	0,26	0,05	0,13	0,009	18,3	99,88
DI15	36,21	10,93	3,32	4,34	19,54	1,82	1,08	0,43	0,07	0,05	0,012	22	99,78
DI18	51,67	17,14	4,17	3,11	9	3,49	1,19	0,64	0,1	0,04	0,015	9,2	99,81

	Ni	Sc	LOI	Sum	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Ti	Se	
	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A1	20	1	-5,1	0,01	1	1	0,2	0,1	0,5	0,1	0,1	0,1	1	0,5	0,1	0,2	0,1	8	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	1	0,1	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	0,01	0,1	0,5	
A2	143	13	23,5	99,86	217	<1	18,8	3,3	10,3	2,5	8,3	53,4	1	290	0,7	5,2	1,4	98	1	90,1	16,9	0,3	26,2	9,6	52	141,3	19,9	0,4	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	1,2	<0,01	0,2	<0,5
A3	79	8	29,7	99,9	161	<1	12,4	1,4	5,9	1,9	4	23,1	<1	311,1	0,2	3	0,8	64	0,6	65	15,4	0,2	15,7	6,1	30	76,6	18,7	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	0,7	<0,01	0,1	<0,5	
A5	71	8	28,6	99,91	126	<1	10,9	1,3	5,5	1,9	4,1	20,5	<1	302,8	0,2	2,2	0,8	58	<0,5	59,6	14,9	0,3	15,6	5,8	28	65,9	16,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	1,5	<0,01	<0,1	<0,5	
A7	175	13	19,6	99,83	367	1	20,5	4	11,8	2,9	9,6	66,3	1	257,5	0,7	6,9	1,3	107	1,1	105,8	16,6	0,2	26,3	11,4	55	168	21,3	0,2	<0,1	0,2	<0,1	<0,5	<0,01	0,2	<0,5	
BD8	117	7	29,8	99,82	645	<1	15	2,2	6,7	2	6	30,7	<1	374,8	0,4	4,4	1,1	45	0,7	73,6	11,6	<0,1	12,5	5,6	25	109,6	6,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	2,1	<0,01	<0,1	<0,5	
BD11	178	11	27,1	99,81	153	<1	18,5	3,4	8,8	1,8	6,2	42,8	<1	699,6	0,4	3,8	1,7	79	0,7	68,2	12,3	0,3	26,7	9,5	59	176,7	5	0,3	0,1	0,1	<0,1	1,8	0,01	0,2	<0,5	
BD14	205	11	29,2	99,77	224	<1	17	3,6	7,8	1,8	6,1	43,9	<1	882,1	0,4	3,8	2	94	0,7	64,9	12,1	0,3	14,4	8	56	190,4	6,4	0,2	<0,1	0,1	<0,1	<0,5	<0,01	0,2	<0,5	
BD15	128	10	21,9	99,8	297	1	13,7	4,5	9,8	2,7	6,5	58,5	1	545,3	0,5	5,7	1,7	61	1	95,6	13,7	0,1	17,4	9,7	47	109,9	4,2	0,2	<0,1	0,2	<0,1	<0,5	<0,01	0,2	<0,5	
BD17	105	9	19,8	99,8	224	2	15,7	4,3	11,6	2,7	6,9	54,9	2	670,4	0,7	7,2	1,6	84	0,9	97,8	12,5	<0,1	15,7	10,8	42	79,8	2,8	0,2	<0,1	0,3	<0,1	<0,5	<0,01	0,3	<0,5	
BD19	100	9	22,6	99,83	204	<1	14,2	4	10,6	2,6	5,8	48,5	1	543,3	0,6	6,8	1,5	66	0,8	77,5	12,2	0,2	14,6	11,5	42	64,6	4,8	0,2	<0,1	0,2	<0,1	<0,5	<0,01	0,2	<0,5	
BD22	56	7	19,6	99,85	214	2	8	2	10,5	1,9	4	32,8	1	605,9	0,3	4	0,9	48	<0,5	72,7	12,8	0,3	9,8	10	26	52,2	4,2	0,2	0,1	0,1	<0,1	<0,5	<0,01	0,2	<0,5	
BD23	113	11	21,1	99,76	192	<1	16,8	4,3	12,1	2,2	6,2	65,9	1	771,9	0,6	6	1,7	73	0,9	76,6	12,7	0,2	19,7	10,4	48	101,6	4,6	0,2	<0,1	0,3	<0,1	<0,5	<0,01	0,2	<0,5	
BD24	69	8	20,1	99,78	218	<1	11,6	2,4	12,8	1,8	4,5	37	1	896,8	0,4	3,2	1,4	56	0,5	66,6	10,6	0,2	13,1	6,8	32	54,6	2,7	0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,5	<0,01	0,1	<0,5	
BD29	97	28	13,5	99,84	182	<1	40,1	1,7	16,1	3,1	6,8	33,7	1	373,2	0,5	4	3,3	182	0,9	112,3	16,6	0,8	45,4	5,6	43	87,3	45,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	<0,01	<0,1	<0,5	
Di1	142	24	12,1	99,86	118	1	30,3	7,9	15,5	2,8	5,7	24,5	1	385,9	0,4	2,3	1,1	117	<0,5	108,3	17,6	0,2	48,2	4	66	141,6	7,6	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5	<0,01	0,1	0,6	
Di2	78	8	22,3	99,85	169	1	12,1	3,9	11,3	1,7	5,2	45,9	1	506,2	0,4	5,2	1,1	61	0,8	66,8	10	<0,1	8,9	7,5	27	54,6	3,5	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,5	<0,01	0,2	<0,5	
Di6	49	7	25	99,85	176	1	7,1	2,6	10,2	1,7	4,5	29,8	1	667,8	0,3	4,3	1,3	41	0,6	62,4	8,6	<0,1	11,8	5,5	28	38,4	3,3	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,8	<0,01	0,2	<0,5	
Di7	48	9	5,6	99,85	229	2	10,4	3	20,9	3,1	6,2	54,5	2	648,7	0,5	5,2	0,8	51	<0,5	103,8	9,2	0,2	12	5,8	37	41,4	1,4	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,5	<0,01	0,2	<0,5	
Di8	55	10	10,4	99,83	268	2	11	6	16,5	4,3	7,1	78,5	2	610,5	0,6	6,7	1,3	68	0,9	148,6	10,7	0,2	11,4	7,6	35	46,9	1,6	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,5	<0,01	0,3	<0,5	
Di9	88	10	18,9	99,85	171	<1	12,3	3,6	12,6	2,4	6,1	51,8	1	479,6	0,5	5,5	1,1	70	1	92,2	12,8	0,1	13,6	8,8	41	73,1	2,1	0,2	<0,1	0,2	<0,1	<0,5	<0,01	0,2	<0,5	
Di12	91	10	23,4	99,86	163	<1	11,9	3,3	10,9	2	5,2	47	<1	445,8	0,5	4,8	1	68	1,1	63,3	12,5	0,1	12,4	6,3	39	77,8	2,3	0,2	<0,1	0,2	<0,1	<0,5	<0,01	0,2	<0,5	
Di13	60	9	15,6	99,84	201	1	10,1	2,9	15,3	2,8	5,7	43,1	2	615,1	0,5	4,9	1,5	56	0,5	107	12	0,2	13	7,4	38	53,3	2,9	0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,6	<0,01	0,2	<0,5	
Di15	266	5	18,3	99,88	159	2	4,4	0,9	13,2	1,1	2,8	15,3	<1	681,9	0,2	1,4	4,7	32	<0,5	42,8	11,4	0,2	6,4	3,6	16	18,4	2,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5	<0,01	<0,1	<0,5	
Di18	66	8	22	99,76	206	1	10,9	3	11,9	2,1	5,1	44,4	1	925,1	0,4	3,8	1,5	59	0,7	69,7	11,8	<0,1	12,7	6,4	38	54,6	2,7	0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,5	<0,01	0,2	<0,5	
	57	11	9,2	99,81	236	2	12	3	19,4	3	6,7	45,8	2	748,7	0,5	5	1,3	76	<0,5	115,6	11,6	0,2	14,7	7	41	47	1,7	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,5	0,01	0,2	<0,5	

b.

C.

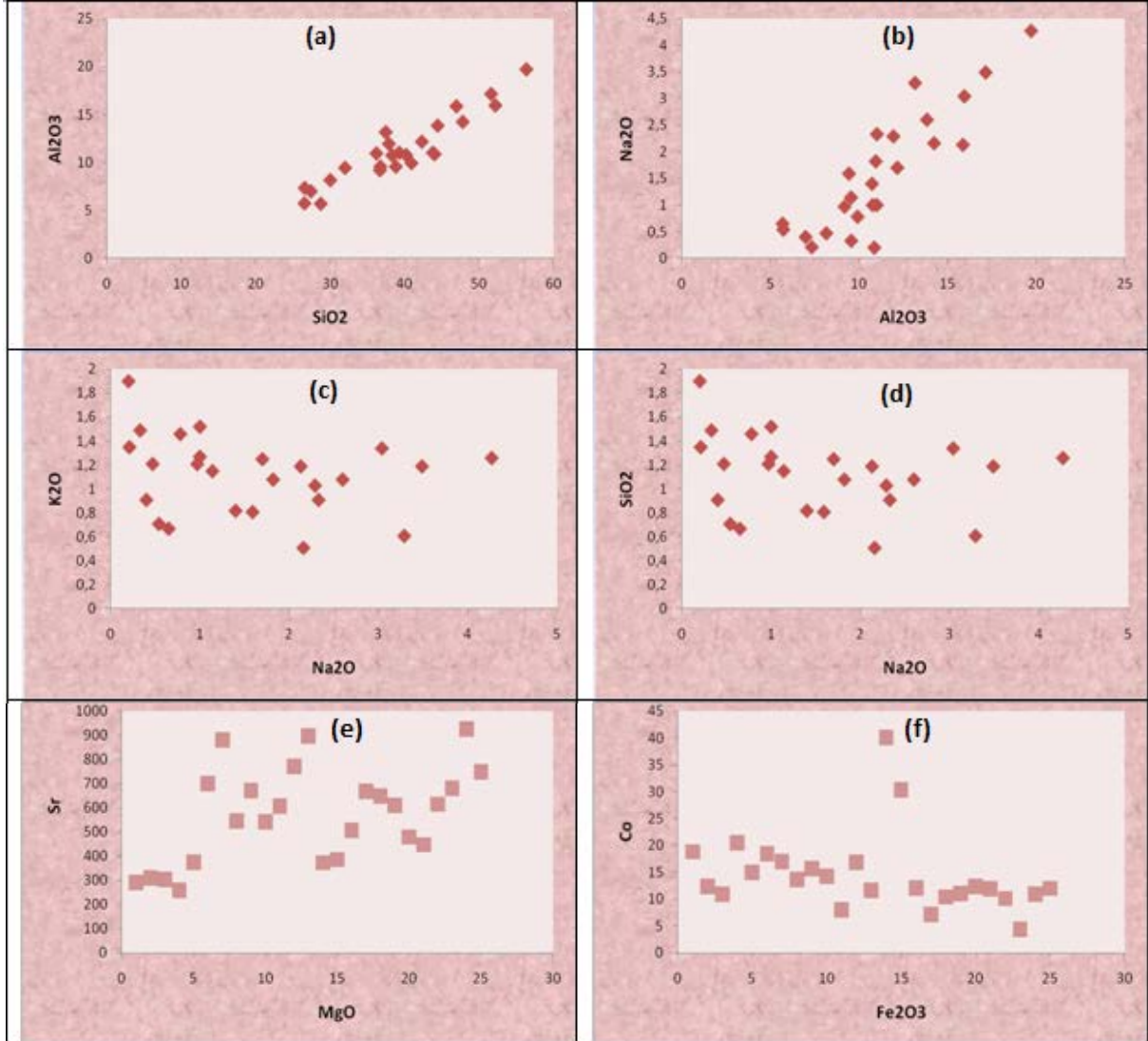
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A1	16,3	32,5	3,86	15,2	2,86	0,76	2,99	0,51	2,9	0,61	1,67	0,26	1,72	0,27
A2	11,2	22,8	2,7	11,1	2,35	0,62	2,4	0,44	2,37	0,51	1,48	0,22	1,47	0,23
A3	10,2	21,7	2,53	10,7	2,09	0,58	2,34	0,41	2,39	0,49	1,44	0,23	1,43	0,22
A5	16,9	34,5	4	14,9	3,1	0,75	2,68	0,48	2,77	0,56	1,71	0,27	1,64	0,25
A7	13,4	27	2,95	11,9	2	0,6	1,93	0,32	1,73	0,36	1,15	0,17	1,09	0,17
BD8	11,4	22,8	2,66	10,9	2,07	0,57	1,96	0,35	1,94	0,41	1,14	0,18	1,15	0,17
BD11	11,7	22,2	2,6	10,2	1,92	0,49	1,92	0,33	1,88	0,38	1,11	0,17	1,07	0,17
BD14	12,8	24,5	2,97	10,7	2,28	0,66	2,28	0,4	2,17	0,47	1,37	0,21	1,35	0,21
BD15	13,5	28,8	3,21	12,4	2,37	0,63	2,19	0,38	1,97	0,41	1,22	0,17	1,16	0,17
BD17	14,3	28,9	3,21	13	2,42	0,64	2,18	0,37	1,99	0,39	1,19	0,18	1,13	0,18
BD19	15	27,8	3,17	11,8	2,29	0,82	2,28	0,37	2,02	0,41	1,16	0,18	1,08	0,16
BD22	15,5	34,2	3,65	14,1	2,64	0,68	2,48	0,41	2,2	0,42	1,23	0,18	1,19	0,18
BD23	12,6	24,3	2,75	10,8	2,14	0,86	2,19	0,34	1,9	0,37	0,98	0,16	0,91	0,14
BD24	13,8	33,1	3,51	15,1	3,04	1,12	3,11	0,56	3,22	0,67	1,91	0,29	1,85	0,29
BD29	8,8	24,1	2,61	11,5	2,69	1,04	3,11	0,54	3,29	0,64	1,77	0,28	1,65	0,25
DI1	14,4	28,7	3,21	12,5	2,34	0,75	2,2	0,35	1,83	0,33	0,97	0,16	0,94	0,14
DI2	10,9	22,7	2,6	10	1,95	0,68	1,85	0,29	1,59	0,3	0,83	0,12	0,76	0,11
DI6	14,6	30,4	3,46	14,3	2,84	1,32	2,54	0,4	2,11	0,35	1,01	0,14	0,83	0,13
DI7	15,3	32,8	3,77	15,1	3,09	1,08	2,79	0,41	2,19	0,4	1,1	0,16	0,96	0,15
DI8	14,7	31	3,49	13,8	2,73	0,87	2,62	0,41	2,3	0,45	1,25	0,2	1,25	0,18
DI9	12,9	27,5	3,05	12	2,46	0,7	2,43	0,39	2,14	0,44	1,3	0,19	1,21	0,18
DI12	14,3	30,4	3,39	13,3	2,72	1,01	2,54	0,41	2,22	0,43	1,19	0,18	1,1	0,16
DI13	11,7	21,5	2,34	8,8	1,92	1,01	2,03	0,34	1,9	0,38	1,11	0,17	1,1	0,17
DI15	13,5	25,5	3	11,3	2,38	0,84	2,31	0,38	2,07	0,42	1,16	0,17	1,1	0,17
DI18	15,7	35,1	3,88	16,1	3,34	1,29	2,94	0,45	2,46	0,45	1,22	0,18	1,08	0,16

Tablo 7. Ana oksit element korelasyon analizi

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3
SiO2	1										
Al2O3	0,938217	1									
Fe2O3	0,525179	0,459376	1								
MgO	0,361121	0,227547	0,316279	1							
CaO	-0,29075	-0,41254	-0,28197	-0,03591	1						
Na2O	0,68355	0,853307	0,086062	-0,10868	-0,36428	1					
K2O	0,566502	0,397487	0,317991	0,701738	-0,04511	-0,03601	1				
TiO2	0,638673	0,630576	0,940631	0,216981	-0,41978	0,331867	0,226663	1			
P2O5	0,661773	0,633785	0,748573	0,435127	-0,31518	0,344523	0,369727	0,791273	1		
MnO	-0,19823	-0,29503	-0,1535	-0,17626	0,685011	-0,19046	-0,20077	-0,23381	-0,36503	1	
Cr2O3	0,257057	0,011183	0,591693	0,387379	0,176334	-0,40518	0,521563	0,430328	0,458037	0,155631	1

5.1 Ana Element Dağılımı

Tablo 6 (a) Ana oksit element korelasyon analizleri görülmektedir. Şekil 5.1.' de ise önemli korelasyon grafikleri görülmektedir.



Şekil 5.1. Ana oksit elementlerle bazı elementlerin önemli korelasyonları

İnceleme alanında SiO₂ miktarı tüm kayaç örneklerinde % 56,42-26,52 arasındadır ve MnO ve CaO dışında diğer major oksitlerle pozitif korelasyon göstermektedir (Tablo 6a). Silis elementi tüm kayaç örneklerinde esas silikat mineralleri olan kuvars, feldispat ve kil mineralleri, olivin, piroksen, mika, hornblend ve zirkon gibi aksesuar minerallerden gelmektedir. (Hall, 1996). Mlt ve Alt grup örneklerinde benzer olmakla birlikte Akk

örneklerinde nispi olarak düşük olması bu örneklerdeki karbonat minerallerinin nisbi yüksekliğinden ve seyreltme etkisinden (dillution effect) kaynaklandığı düşünülmektedir..

Al_2O_3 yüzdesi % 5,67-9,71 arasında değişmektedir. Al_2O_3 miktarının A1, A2 ve A7 kumlu kireçtaşı örneklerinde düşük olması bu örneklerde karbonat mineralinin fazla miktarda bulunmasından kaynaklanmaktadır. Al miktarı genellikle kil, feldispat ve mika (biyotit ve muskovit) minerallerine bağlıdır (Hall, 1996; Best and Christiansen, 2001). Tablo 6a 'dan görüldüğü üzere Al-Ti ve Al-Na arasında kuvvetli pozitif korelasyon söz konusudur. Bu pozitif ilişki özellikle Na elementinin alüminosilikatlara bağlı olduğunu ifade etmektedir. Al ile Ca elementinin negatif korelasyon göstermesi, Al' un feldispat ve kil minerallerine, Ca' un karbonata ağırlıklı olarak bağlı olduğunu silikat-karbonat ayrımını işaret etmektedir. (Tablo 6a)

Fe_2O_3 miktarı örneklerde %1,71-10,29 arasında değişmektedir. Fe, Al elementine benzer şekilde mika (biyotit) ve olivin, piroksen, amfibol (hornblend) gibi ferromagnezyen minerallerde ve bunların alterasyonu sonucu oluşan alüminyumsilikatlarda, ayrıca Fe-oksit minerallerinde (hematit) bulunabilmektedir (Hall, 1996; Best and Christiansen, 2001). Fe ile Co elementleri pozitif ilişkisi bu iki elementin mineralde yerdeğiştirme özelliğinden kaynaklanmaktadır (Mason and Moore, 1982; Dabard, 1990;). Fe ve TiO_2 elementleri arasında pozitif korelasyon bazik bir kaynağın göstergesidir .

MgO miktarı % 1,03-10,29 arasında tespit edilmiştir. BD22 bazalt seviyeleri arasından alınan ve bazaltik kayaç parçaları içeren örnekte rastlanılmıştır. Bu element dolomit, mika ve kil minerallerinde özellikle olivin, piroksen, mika (biyotit), amfibol (hornblend) minerallerinde bulunması (Hall, 1996; Best and Christiansen, 2001) bunu açıklar, olivin, piroksen veya alterasyon ürünlerinin girdisi bu elementin yüksek çıkmasına neden olmuştur.

CaO miktarı tüm kayaç örneklerinde %6,21-31,79 arasındadır. En fazla değerler karbonatca zengin Akk örneklerinde tespit edilmiştir. Ca elementi kalsit mineralinde, az miktarda kil minerallerinde bulunabilmekte ayrıca feldispat, klinopiroksen, hornblend ve apatit minerallerinde gözlenebilmektedir (Hall, 1996; Best and Christiansen, 2001). Analiz edilen örneklerde CaO ile REE arasındaki negatif korelasyon ve Ca elementinin ağırlıklı olarak kalsite bağlılığını, karbonat-silikat ayrımını ortaya koymaktadır. Sr elementi Ca elementi gibi feldispat, killer (smektitlerde) ve karbonatlarda bulunabilmekte (Hall, 1996; Brindley and Brown, 1980), volkanik-magmatik kökenli malzemeye de bağlı olabilmektedir (Bellon et. al., 1994, Langmuir, 1998). Sr ile MgO, Al_2O_3 ve Na_2O arasındaki pozitif korelasyon Sr 'un feldispat, killer ve karbonatlarla ilişkili olabileceğini yansıtmaktadır (Şekil

5.1.e). Kalsit minerali Sr içeriği açısından önemli olmasına rağmen yüksek miktarda kalsit içeren Akk örneklerinde Sr elementinin tüfitlere göre düşük olması da bu elementin magmatik kaynaklı olduğunu ve magmatik ayrışım ürünü killere bağlılığını gösteren bir başka veridir.

Örneklerde Na_2O miktarı % 0,20-4,27 arasında değişmektedir. En düşük miktar karbonatca zengin Akk örneklerinde belirlenmiş olup, kil mineralleri feldispat, klinopiroksen ve hornblend minerallerinde de gözlenebilmektedir (Hall, 1996, Best and Christiansen, 2001). Na, Ca elementi ile negatif ilişki gösterirken, Si, Al elementleriyle pozitif korelasyon göstermektedir ve bu da bu elementin ağırlıklı olarak feldispat ve kil mineralleri ile ilişkisini yansıtır.

Tüm kayaç örneklerinde K_2O miktarları % 0,51-1,90 arasındadır. K elementi feldispat ve kil minerallerinden ise özellikle illitin yapısında bulunmaktadır (Hall, 1996). Al, Si, Na ile pozitif korelasyonu olması illit ve feldispat minerallerindeki birlikteliği yansıtır. A1-A5 örneklerinde yüksek karbonat içeriğine rağmen K_2O miktarlarının yüksek olması bu elementin detritik özelliğinin de önemli olduğunu, tabandaki metamorfitlerden detritik illit minerali gelmiş olabileceğini yansıtır.

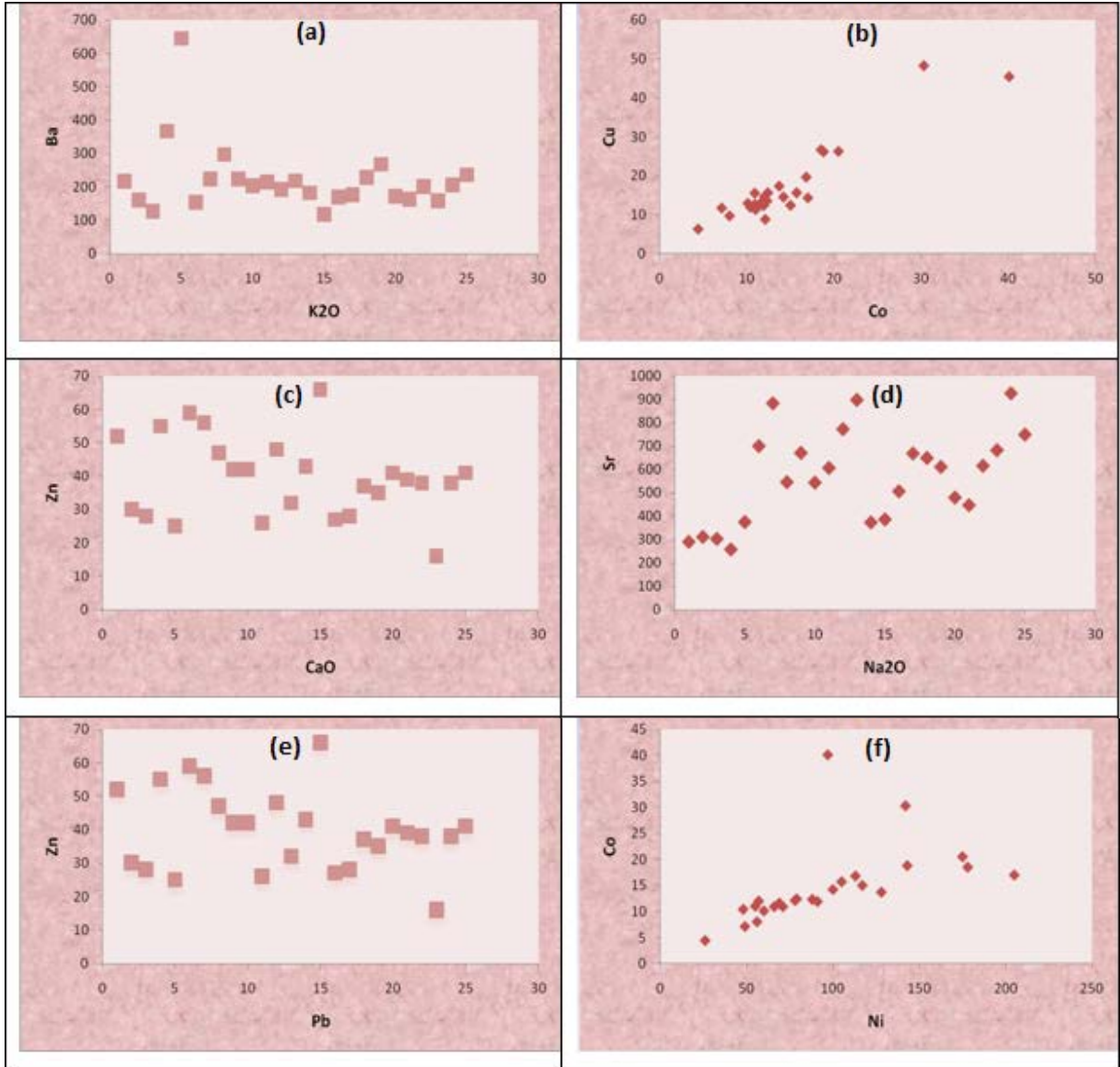
TiO_2 miktarı örneklerde 0,26-1,27 arasında olup feldispat, kil ve mika (biyotit) gibi minerallerde (Brindley and Brown, 1980), bulunabilmekte, piroksen, epidot gibi litik tanelerden oluşan volkanik malzemeyi de yansıtmakta (Bhatia and Crook, 1986), titanit ve rutil gibi ağır minerallerde bulunabilmektedir (Dabard 1990). Ti elementinin Mg, Co ile yüksek pozitif korelasyonu ferromagnezyum minerallerindeki birlikteliği yansıtır.

P_2O_5 elementi tüm kayaç örneklerinde %0,04-0,15 arasındadır. Bu element genellikle apatit minerallerinde ve fosil kavrıklarında gözlenmektedir (Hall, 1996, Tucker, 2001, Fuji, 1991). P elementi Si, Al, Fe, Mg, Na, Ti elementleri ile pozitif ilişki gösterirken, Ca ile negatif ilişki göstermesi bu elementin ağırlıklı olarak apatit mineraline bağlılığını, apatitin de alterasyon sırasında fillosilikatlardan ayrılmadığını gösterir. P ve Fe ile Ti pozitif korelasyonu apatit ve Fe-Ti oksitlerin ayrılaşmadığını ve beraberliğini yansıtır.

Örneklerde Mn miktarları 0,02 ile 0,17 ppm arasında değişir ve en yüksek A1-A3 örneklerinde tespit edilmiştir. Feldispat, kil ve mika gibi minerallerin yanı sıra oksit - hidroksitli, sülfidli ve karbonatlı bileşenlere ve olivin, klinopiroksen, mika ve apatit gibi minerallerde bulunabilmektedir (Hall, 1996; Brindley and Brown, 1980). Mn elementi Si, Al, Fe, Mg, Na, K, Ti, P ile negatif Ca ile pozitif ilişki göstermektedir. Karbonatlarda dolomit mineralinde Mn zenginleşmesi söz konusu olabilmektedir (Govett, 1985; Weaver and

Pollard, 1973; Brindley and Brown, 1980). Bu da fillosilikat apatitten çok karbonatlara bağı olduğunu göstermektedir.

Cr_2O_3 miktarı tüm kayaç örneklerinde %0.025-0.03 arasında değişmektedir. Cr_{+3} elementi Fe elementinin yerine geçebilmekte, ferromagnezyenve minerallerden özellikle piroksen, olivin, hornblend ve mika (biyotit) minerallerinde bulunmaktadır (Hall, 1996, Best and Christiansen, 2001). Cr ve Ni elementleri uyumlu olduğundan ferromagnezyen minerallerin yapısına girer ve ultramafik kaynak kayaçların kimyasal bozunması sonucunda serbestleşir.Hareketliliği az olduğundan bozunma ürününde kalır (Wronkiewicz and Condie, 1989). CaO ile değişmeyip NaO ile negatif korele olması, onun dışında tüm elementlerle pozitif korele olması mafik bir kaynak kayaca bağı olduğunu gösterir.



Şekil 5.2. İz elementlerle bazı elementlerin önemli korelasyonları

5.2. İz elementler

Tablo 8’de elementler arası korelasyon analizi görülmektedir. Ba miktarı 118-615 ppm arasındadır. Ba⁺² elementi K ile yer değiştirerek feldispat, biyotit yapısında bulunabilmektedir (Hall, 1996; Best ve Christiansen, 2001). Diğer major oksitlerle korelasyon göstermeyip sadece K₂O ile pozitif korelasyonu bu özelliği yansıtmaktadır. Ayrıca REE’ lerle zayıf pozitif ilişki göstermesi, major oksitlerle korelasyon göstermemesi ve özellikle A5 ve A7 Alibonca Formasyonu’nun tabanından alınan örneklerde yüksek oranlarda rastlanması Ba elementinin organik maddeye de bağlı olabileceğini göstermektedir. Organik maddece zengin denizel çökellerde bol miktarda gözleendiği (Calvert ve diğ., 1985) tarafından da açıklanmıştır.

Cu miktarı örneklerde 6,4 - 48,2 ppm arasında belirlenmiştir. Cu sülfid fazında yoğunlaşan S’e karşı duyarlı (Zhang ve diğ., 2011), Fe ve Na major elementinin yerine geçebilmekte, diyajenetik transformasyona bağlı olarak kil minerallerinde gözlenebilmektedir (Dinelli et. al., 1999; Temel, 2001). Özellikle bazaltik kayaç parçaları içeren BD24 ve BD29 bazalt seviyelerine yakın örneklerde yüksek olması, Co ile yüksek pozitif korele olması, bazik detritiklere bağlı olduğunu göstermektedir. Ayrıca bu seviyelerde turba oluşumuna bağlı indirgen sülfidlerce zengin zon mevcut olup bu örneklerde Cu sülfidlere de bağlı olarak bulunabilir.

Kayaç örneklerinde Zn miktarı 16-66 ppm arasındadır. En fazla BD 29 bazaltik kayaç parçaları içeren örnekte mevcuttur. Zn elementi ince taneli kil, mika ve feldispat gibi alüminosilikatlarda bulunabilmekte, Fe ve Mg⁺² major elementleri ile yer değiştirebilmektedir (Govett, 1985; Hall, 1996; Brindley and Brown, 1980). Zn’nin Fe ve Mg ile pozitif, Na ile negatif korelasyon göstermesi bu elementin feldispattan çok mafik detritik silikatlara bağlı olma olasılığının yüksek olduğunu göstermektedir. Ayrıca Zn sülfid fazında da bulunabilmektedir (Heikki ve diğ., 1979) ve BD29 kömür oluşumuna yakın indirgen ortamda bulunan örnekte de sülfid fazı olarak da bulunması olasıdır. Zn elementinin Ca ve Sr ile negatif korelasyon göstermesi sülfid-karbonat fazı ayrımını göstermektedir .

Ni miktarı tüm kayaç örneklerinde 18.4-190.4 arasında değişmektedir. Özellikle bazik kayaç parçalarının yüksek olduğu BD8, BD11, BD29 örneklerinde yüksektir. Bu element mika ve kil minerallerinde major element Mg²⁺’un yerini alabilmektedir (Mellinger, 1983). Ni elementi genelde olivin, piroksen, amfibol (hornblend), mika (biyotit) minerallerinde bulunurken, bozunma ile kil minerallerinde gözlenebilmektedir (Webber, 1972; Brindley and Brown 1980). Ni elementinin Si, Al ve Na ile negatif korelasyonu Fe, Mg, Ti, Co, Sc pozitif korelasyonu, bu elementin feldispatlardan çok detritik ferromagnezyum mineraller ve

bunların ayrışması ile oluşan killere bağlı olduğunu gösterir. Cu, Pb, Zn pozitif korelasyonu da sülfid fazında da bulunma olasılığını gösterir (Tang ve diğ., 2002). A1 ve A5 kil oranı, A7 kalsit oranı, BD11 killi kumlu kireçtaşı örneğinde yüksektir.

Örneklere Co miktarı 4,4-40,16 ppm arasında saptanmıştır. BD24 ve BD29 örneğinde yüksek miktardadır. Co genellikle olivin, piroksen, amfibol (hornblend) ve mika (biyotit) minerallerinde bulunmaktadır (Hall, 1996; Best and Christiansen, 2001). Fe-Co yüksek pozitif korelasyonu Co^{+2} elementinin Fe^{+2} elementi ile sedimanlarda yer değiştirebilmesi özelliğini (Mason and Moore, 1982), BD24 ve BD29 örneklerinde yüksek olması, bu elementin bazalt seviyelerine yakın alınan ferromagnezyen minerallerce zengin bazaltik kayalarından kaynaklandığını yansıtır.

Sr miktarı 257 – 925 ppm arasında değişmektedir. En fazla Di15 örneğinde belirlenmiştir. Sr^{2+} elementi Ca^{2+} ve Na^{+} major elementlerinin yerine geçebilmekte ve K^{+} ve Ca^{2+} ile birlikte feldispatlarda bulunabilmekte olup (Govett, 1985) karbonatlarla da ilişkilidir (Bellon et al., 1994). Örneklere Sr elementi CaO 'dan çok Na_2O ile pozitif korelasyonu da bu elementin feldispatlarda Na_2O yerine geçtiğini gösterir. Sr Eu pozitif korelasyonu bunu desteklemektedir. Di 15 örneğinde ana mineraller ve feldispat, kalsit mevcut olup dolomitdir. Dolomitte de Sr mevcuttur ve bu ortamın pH, alkalinite ve tuzluluk miktarının da yüksek olduğunu yansıtmaktadır.

Çalışma alanında Zr miktarı örneklerde 42,8-148,6 ppm arasındadır. Bu element mika, feldispat ve kuvars mineralleri ile sedimanların içinde zirkon minerali olarak bulunabilmektedir. Ayrıca piroksen ve apatitin yapısında Ca, Fe^{+2} ve Ti elementleri ile yer değiştirebilmektedir (Bellon et al., 1994; Osea et.al., 2005). Enyüksek Di-7 tuf örneğinde mevcut olup Al içeriği yüksek olan örneklerde fazla miktarda bulunmaktadır. CaO ve MnO dışında diğer elementlerle pozitif korelasyonu plajiyoklaslar haricinde detritik ferromagnezyen mineraller, feldispatlarla birlik oluşturduğunu ve bazik silikat karbonat ayrımını gösterir.

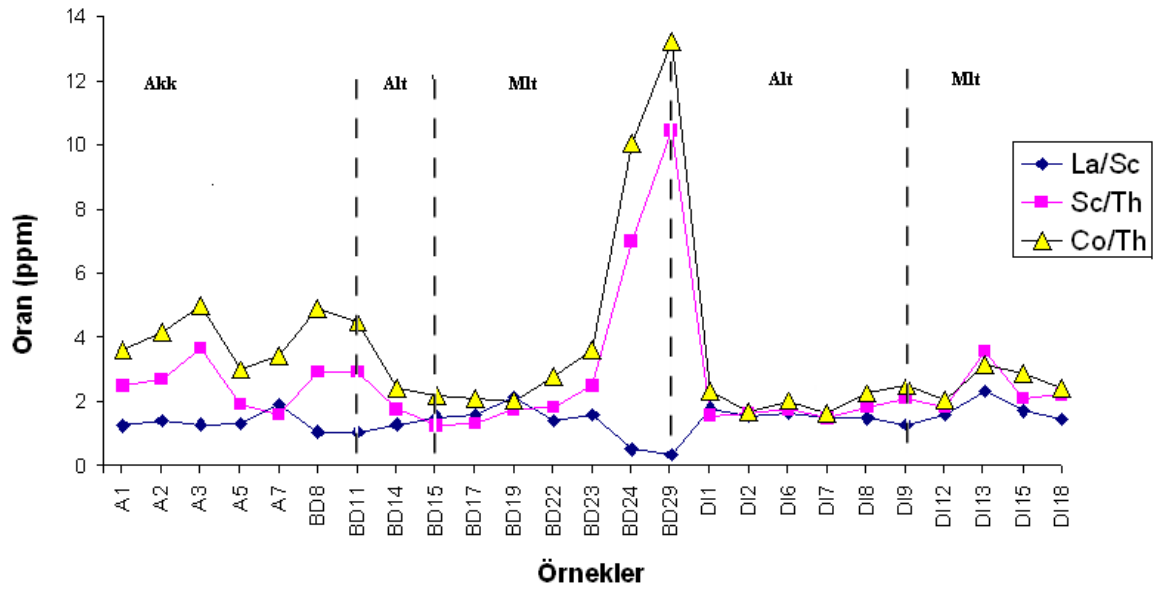
Çalışma bölgesinde Y miktarı tüm kayalar örneklerinde 8,6-17,6 ppm arasındadır. Y elementi feldispat, kuvars minerallerinde bulunabilmektedir (Bellon et al.,1994). Y^{3+} elementi Ca^{+2} major elementinin yerini alabilmektedir (Çağatay ve Erler, 1993).Ancak örneklerde Na ile negatif Fe, Ti, Cr, Ni, Co ile pozitif korelasyonu, bu elemntin feldispattan çok mafik detriklere bağlı olduğunu göstermektedir.

Nb miktarı örneklerde 2,8-9,6 arasında saptanmıştır olup zirkon, rutil ve titanit gibi minerallerin bünyesinde bulunmakta (Best and Christiansen, 2001), ayrıca feldispatlardan gelebilmektedir (Stüben et. el., 2002). Nb ile CaO ve Na_2O 'mun negatif korelasyon, Zr ve

TiO₂ ile pozitif, diğer oksitlerle pozitif korelasyonu feldispatlardan çok mafik fazlar ve aksesuar minerallere bağlı olduğunu göstermektedir.

Sc miktarı 5-28 ppm arasında değişmektedir. En yüksek Di13 örneğinde görülmektedir. Sc elementi Mg²⁺ major elementinin yerini alabilmektedir (Çağatay ve Erler, 1993). Bu element genelde piroksen, amfibol (hornblend), titanit ve mikalarda (biyotit) (Hall, 1996; Best and Christiansen, 2001), kil minerallerinden özellikle klorit ve simektit-klorit minerallerinde bulunabilmektedir. Sc'un Co ve Fe₂O₃ ile pozitif korelasyonu mafik detritikleri yansıtır.

Örneklerin La/Sc, Sc/Th, Co/Th kaynak kayacı belirtmede önemli hareketsiz elementlerdir (Mc Lennan ve diğ., 1983, 1990, Taylor ve Mc Lennan, 1985, Cullers, 1994). Akk örneklerinde Sc ve Co yüksek olup Alibonca alt seviyelerindeki killi karbonatlı örneklerde mafik detritiklere bağlı olarak bulunmaktadır. Co/Th ve Sc/Th Bd23-Bd24-örneklerinde belirgin miktarda yüksek olup bu seviyeden alınan örneklerde bazaltik lavlardan detritik katkının yüksekliğini gösterir.



Şekil 5.3. Örneklerin La/Sc, Sc/Th, Co/Th Oranları

5.3. Nadir Toprak Elementleri

Analizi yapılan üç grup örneğin Toplam Nadir Toprak Elementleri (Σ REE), Hafif Nadir Toprak Elementleri (LREE) ve Ağır Nadir Toprak Elementleri HREE değerleri tablo 9'da verilmiştir. Σ REE Akk örneklerinde kil ve karbonat miktarı yüksek olmasına rağmen Σ REE Alt ve Mlt örneklerine yakın olması bu örneklerin de sığ denizel ortamda Malatya

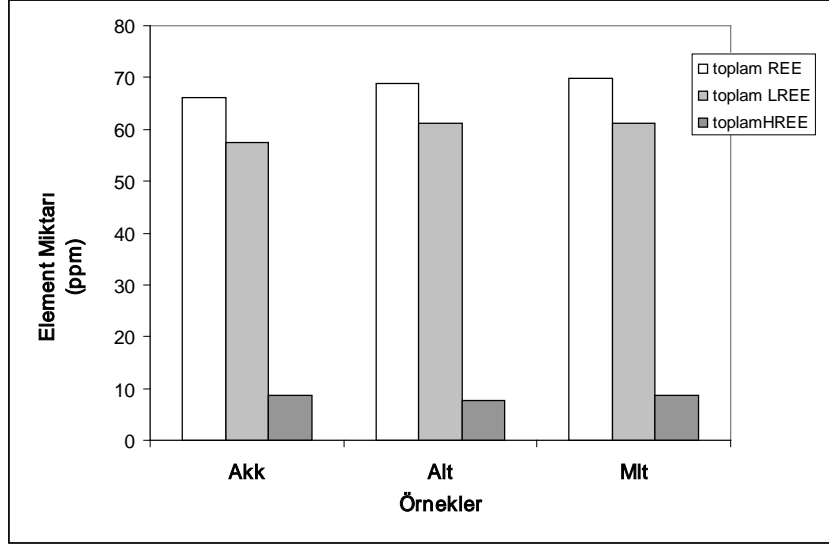
Volkanitlerine ait tüflerden malzeme aldığı, killeşme ve karbonatlaşma sırasında REE elementlerinin kil ve karbonat fazından uzaklaşmadığını göstermektedir. (Tablo 9, Şekil 5.4.). Volkanik cam, tüf gibi volkanik kayaların ayrışması sırasında REE'nin eriyebilir bileşenlerivolkanik cam içinde, erimeyen bileşenleri ise daha çok manyetit, zirkon, apatit, allanit gibi aksesuar mineraller içerisinde bulunur, ayrıca bozuşma sırasında erimeyen aksesuar mineraller kile dönüşüm sırasında HREE kalıntı fazda kalabilmektedir (Zielinski, 1982; Delano ve diğ., 1990; Christidis, 1998). REE içeren aksesuar minerallerin örneklerde bulunması ancak HREE'lerin kile dönüşüm esnasında kaynaktan kalması nedeniyle pozitif LREE anomalisine neden olmuştur (Mongelli, 1997).

Şekil 5.6.'daki kondrite normalize edilmiş diyagramda görüldüğü gibi Akk örneklerinde LREE elementlerinde belirgin miktarda artış mevcuttur. Her üç kayaç grubunda Σ REE benzer olmakla birlikte La_N/Yb_N oranının Akk örneklerinde düşük olması, HREE 'lerin burada daha yüksek olduğunu gösterir. LREE elementleri HREE 'ne göre daha hareketli davranmış ve zenginleşme derecelerinde HREE daha yüksek olmuştur. HREE zenginleşmesinin kalıntı fazların etkisiyle gerçekleştiği düşünülmektedir. Aynı şekilde Yıldız ve Kuşcu (2006) Kütahya Bentonitlerinin ayrışmasını incelemiş ve aynı şekilde ayışma sırasında element zenginleşme derecelerinde HREE nin daha yüksek olduğunu belirtmişlerdir. Alt örneklerinde Mlt örneklerine göre La_N/Yb_N oranının düşüklüğü yani LREE 'nin nispi düşük olması doğaldır, Malatya tüfitlerinde üst bazaltik karakterli ara katkılar HREE nin zenginleşmesine neden olmuştur (Şekil 5.4.). Ayrıca LREE zenginleşmesi, negatif Eu anomalisi ve yaklaşık düz HREE anomalisi yaygın metasedimanter komponent ve bağlı olarak ağır metallerin daha düşük içeriğini kapsadığını ve bunun da kratonik kaynağı gösterdiği belirtilmektedir (Das et al., 2006).

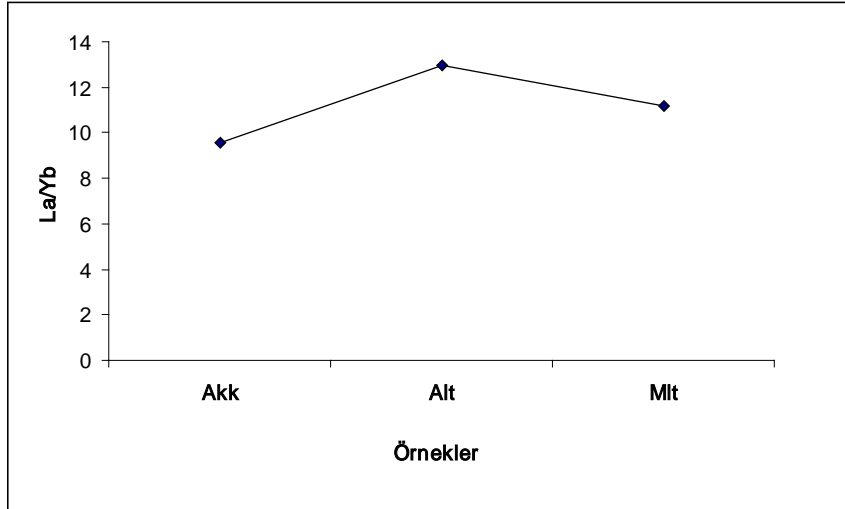
Şekil 5.6.'da gözlenen hafif derecede Eu^{+2} anomalisi diğer REE 'lere göre Eu^{+2} 'nun feldispatta zenginleşmesi ve büyük oranda kalıntı karaktere sahip olmasından kaynaklanmaktadır (Zielinski, 1982). Bu element alterasyonun başlangıcında ortamda zenginleşirken, ileri derece alterasyonda ortamdan uzaklaşır (Wood, 1990a and Bau,1991). Özellikle tüfit örneklerinde ileri alterasyon olmaması, feldispat minerallerinin tamamen ayrışmaması Eu^{+2} 'nin belirgin bir negatif anomali göstermesini engellemiştir.

Tablo 9. Örneklerin Toplam REE, HREE ve LREE oranları

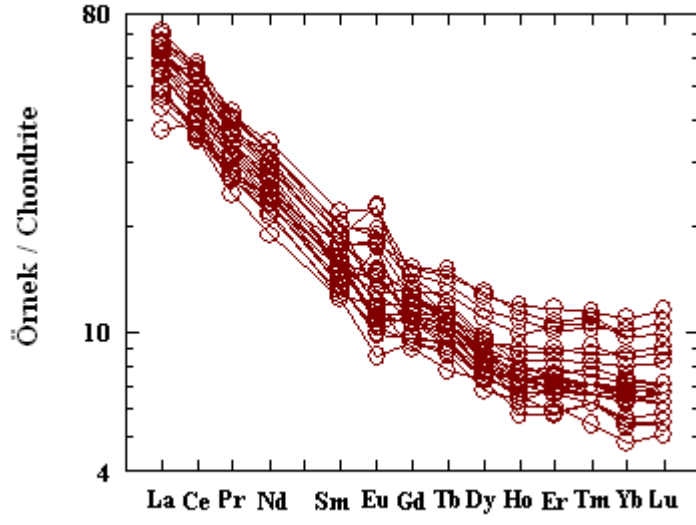
	Akk	Alt	Mlt
Toplam REE	66,02	68,81	69,74
Toplam HREE	57,36	61,12	61,13
Toplam LREE	8,65	7,68	8,61



Şekil 5.4. Örneklerin Toplam REE, HREE ve LREE oranları



Şekil 5.5. Örneklerin La/Yb oranları



Şekil 5.6. Örneklerin REE'nin kondrite normalize edilmiş diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve Mc Donough (1989) verilerine göre normalize edilmiştir)

6. GENEL DEĞERLENDİRME VE MİNERALLERİN OLUŞUM MEKANİZMALARI

CaCO_3 'ın azalması, alüminyum silikatlardan kaynaklanan Si, Mg, Al ve Fe elementlerinin artışı ile doğru orantılıdır (Alzeni et al., 1981; Keller et al., 2002, Stüben et al., 2002). Al, Mg, K, Na, Ca ve Si gibi önemli litofil elementler oksijenle kuvvetli birliktelik göstererek özellikle silikat minerallerinde hornblend, piroksen, feldispat, kil ve mika gibi mineraller ile beraber bulunurlar. Ti, Fe, Cr, Co ve Ni siderofil elementleri ise bazik detritiklerin belirteci olup benzer jeokimyasal davranış gösterirler (Shaw, 1954).

Çalışma alanında Alibonca Formasyonu içerdiği fosil topluluklarına göre sığ denizel olarak belirlenmiştir (Aksoy ve Türkmen, 1998). Sedimanlarda kil mineralleri detritik (erozyon sonucu), neoformasyon ve transformasyon (kıtasal bozunma ürünü) olmak üzere üç şekilde oluşmaktadır. Detritik killer önceden başka bir ortamda oluşmuştur ve şimdiki ortama taşınarak gelmiştir. Detritik killer olasılıkla ortamdaki iklim ve çökellerin provenansı ile ilgili bilgi vermektedir.

Neoformasyon sonucu oluşan killer eriyiklerden çökerek veya şekilsiz silikat malzemesinden (insitu) yerinde oluşmuşlardır. Transformasyon killer detritik killerin iyon değişimi ile tanımlanmaktadır. Transform killer örneğin maruz kaldığı kimyasal ortam, kaynak alanın detritik mineralleri hakkında bilgi taşırlar (Weaver and Pollard, 1973; Chamley, 1989; Brown, 1961; Millot, 1970). Denizel sedimanlarda kil minerallerinin ağırlıklı olarak detritik kökenli olduğu çeşitli araştırmacılar tarafından ileri sürülmüştür (Friedman, 1953; Vernhet, 1956; Riviere and Visse, 1954). Alibonca Formasyonu alt seviyelerinde Akk örneklerinde özellikle Al örneğinde K_2O miktarının yüksek olması buradaki detritik katkının Alibonca üst seviyeleri ve Malatya Volkanitleri Neojen göl sedimanlarına göre daha fazla olabileceğini akla getirir. Buna göre özellikle illit minerallerinin detritik kökenli olması ve çevre kayalardan Keban Metamorfikleri içerisinde bulunan metamorfik şistlerden ilitin gelmesi olasıdır. Genel olarak bu mineralin magmatik kayalar ile metamorfik şistlerden türediği ve muskovitin kil boyu bileşeninin de bulunduğu belirtilmektedir (Millot, 1970, Chamley, 1989; Madhavaraju et al., 2002). Alibonca'nın üst seviyeleri ve Malatya Volkanitleri göl çökerlerindeki killerin yoğun olarak Malatya Volkanitlerinden malzeme alması ile ve bu malzemenin ayrışması feldispat ve ferromagnezyen minerallerin yerinde transformasyonu ile simektit ve simektit-klorit minerallerinin oluştuğunu göstermektedir. Ayrıca; smektit mineralleri feldispatların ve ferromagnezyen minerallerin yerinde alterasyon veya neoformasyonu ile de oluşabilmektedir (Millot, 1970).

Pirit, sadece göl çökeline bulunmaktadır. Silisiklastik kayalarda egemen olan minerallerden kuvars ve feldispat çoğunlukla volkanik kökenlidir. Volkanojenik ürünler, özellikle volkanik camın diyajenetik evrede bozuşmasından açığa çıkan katyonlardan Si ve Al, silikat minerallerinin Fe ve kömürleşmeden açığa çıkan S, piritin; karbonat kayalarından taşınan Ca, kalsit ve dolomitin; volkanik camın bozuşması ile oluşmuş Mg ise smektit ve Ca Mg karbonat (dolomit, düşük-ortaç Mg-kalsit) gelişmesine olanak sağlanmıştır.

Kömür damarlarında ve/veya organik maddece zengin tabakalarda gözlenen diyajenetik minerallerden pirit, ortaç-asidik ve indirgen koşullarda oluşmuştur. İnceleme alanında Alibonca Formasyonu ve Malatya Volkanitleri göl çökellerinin ortam farklılığına rağmen, mineralojik ve jeokimyasal değişimlerin sınırlı olması, buradaki volkanosedimanların kaynak kayalarının aynı volkanitler olduğunu düşündürmektedir. Bu durumda Alibonca ya volkanitlerden genç ya da volkanitlerle eş yaşı olmalı.

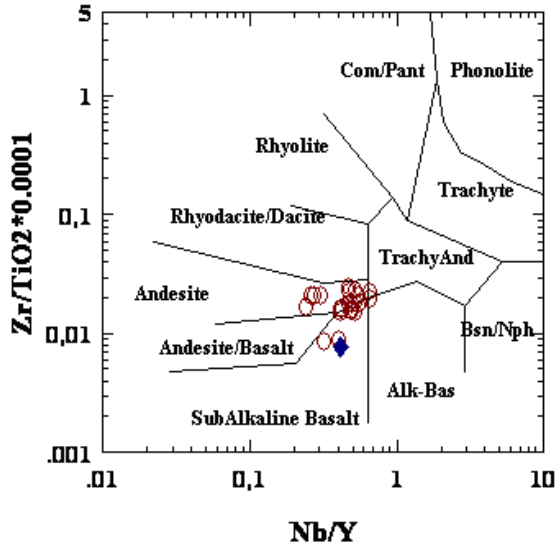
7. PETROJENEZ

Kürüm ve diğ. (1999) tarafından sahadaki volkanik kayaç örneklerinin jeokimyasal verileri bu çalışmadaki tüfit ve karbonatlı killi örnekler Winchester ve Floyd (1976) tarafından geliştirilen diyagram üzerine yerleştirilmiştir. Genel olarak aynı bölgedeki volkanik kayaçların incelenen epiklastit ve piroklastitlerle benzer bileşimler sunmadığı Ti düşüklüğünden dolayı andezit bileşimine uyduğu belirlenmiştir (Şekil 7.1.a). Bu da aynı bölgede volkanik bazalt akıntılarının yanında ya denizel ve gölsel oluşukların andezitik karakterli malzemeden ayrıştığını ya da bazaltlarda Ti azalması meydana geldiğini göstermektedir. Ancak sadece BD24 ve BD29 örneklerinde TiO_2 'nin yüksek olması, Ti azalmasından çok kaynak malzemenin andezitik olduğuna işaret etmektedir. Bu iki örnek diğer örnekler ile aynı ortamda ayrışmasına rağmen, bazaltik karakterli kayaçların ayrışması bu örnekte Ti yüksekliğine neden olmuştur.

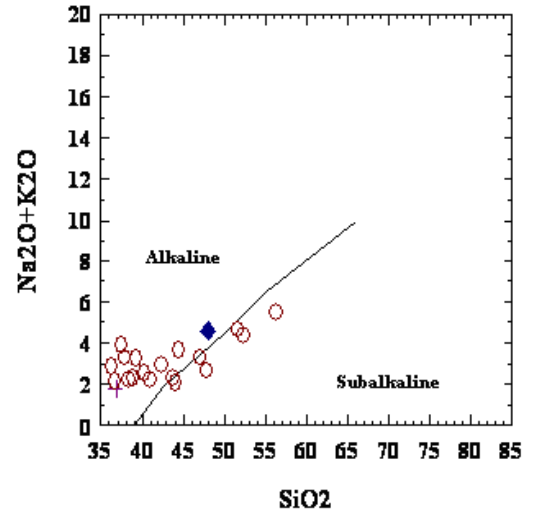
Irvine ve Baragar (1971) 'ın Alkali-Silis diyagramında hem volkanik kayaçların hem de incelenen örneklerin alkalin alanına düşmesi Si, K, Na elementlerin belirgin bir değişim olmadığını gösterir (Şekil 7.1. b). SiO_2 elementinin daha düşük olduğu tespit edilmiştir (ne demek). Bu da SiO_2 elementinin denizel ve gölsel bazik, alkalin şartlarda ayrışma özelliğinin önemli olmasından kaynaklanmıştır.

Meschede (1986) tarafından geliştirilen Nb, Zr, Y diyagramında Kürüm ve diğ. (1999) tarafından analizi yapılan volkanitlere ait örnekler ağırlıklı olarak levha içi toleyitlere düşmekte iken, inceleme konusu örnekler levha içi toleyitik ve volkanik yay bazaltları bölgesine düşmektedir (Şekil 7.1.c). Levha içi toleyitik özellik magmanın yüzeye çıkarken kalın kıtasal kabuk materyali ile bir miktar kirletilmiş olmasından kaynaklanmış olduğunu yansıtır. Ancak incelenen örneklerin volkanik yay bazaltları özelliği de göstermesi detritik katkı alan göl ve deniz çökelimine bölgesel ölçekte çevreden gelebilecek volkanik yay karakterli detritik malzemenin katkıda bulunabileceğini ve/veya ayrışma ile jeokimyasal değişimin olduğunu düşündürmektedir.

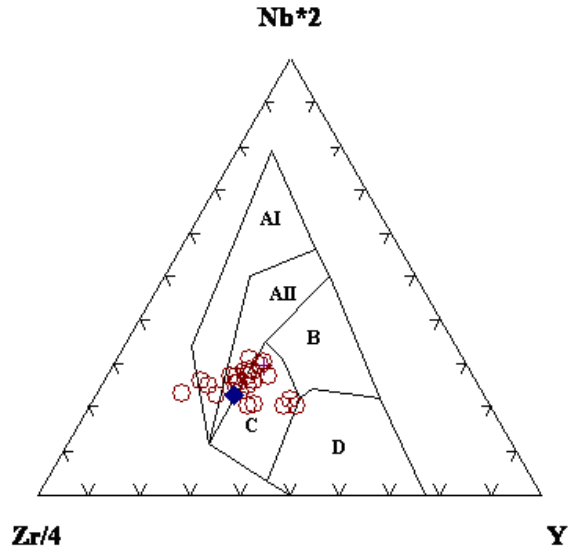
Görüldüğü gibi aynı bölgeden alınmasına rağmen alterasyona uğramamış volkanik kayaç bulguları ile deniz, göl ve nehir sedimanlarında altere olmuş olan örneklerin farklı jeokimyaya sahip olabileceği ve tektonik ortam ayırma diyagramlarının kullanımında element hareketliliği ve kristal-sıvı fraksiyonlaşması proseslerinin de dikkate alınması gerekliliğini ortaya koymaktadır (Arculus, 1987).



a



b



c

Şekil 7.1. a: Nb/Y-Zr/TiO₂, b: SiO₂-Na₂O+K₂O, c: Zr/4-Y-Nb Diyagramları

(AI, AII: Levha içi alkali, B: Pulum tipi okyanus ortası sırt bazaltları, D: Normal okyanus ortası sırt bazaltları, C: Volkanik yay bazaltları)

8.SONUÇLAR

Eski Arapkir (Malatya) ve Şıhlar (Elazığ) köyleri arasında geniş yüzeylemeler sunan Alibonca formasyonu ve Malatya Volkanitleri' ne ait gölsel çökellerden alınan örneklerin kil mineralojisi ve jeokimyası incelenmiş aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

1- Çalışma alanında yaşlıdan gence doğru Permo-Triyas yaşlı Keban Metamorfite, Alt Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu ve Alt Miyosen ?-Pliyosen yaşlı Malatya Volkanitleri yüzeylemektedir. En altta yer alan Keban Metamorfite dolomitik mermer litolojisi ve az olarak şistlerle temsil edilmektedir. Keban Metamorfitlerini uyumsuzlukla örten Alibonca Formasyonu inceleme alanında geniş bir yayılım sunmakta olup sığ deniz ortamında çökelmiş olan killi karbonatlı kayalar ve altere tüfler ile temsil edilmektedir. Alibonca Formasyonu ile yanal ilişkili olarak bulunan Malatya Volkanitleri ise altta kalın bir tuf seviyesi ile başlayıp, bazaltik bileşimli lav akıntıları ve en üst seviyelerde çörtlü gölsel kireçtaşları ile son bulmaktadır.

2- Sahada Böğürlüdağı ve Dibekli Kesitlerinden örnekleme yapılmış olup bu kesitler birbirinin yanal devamı niteliğindedir.

3-Optik mikroskop verilerine göre Alibonca Formasyonu killi kireçtaşlarının bağlayıcı malzemesini kalsit, dolomit ve kilden oluşan matriks oluşturmaktadır. Tüfit örnekleri litik ve vitrik tüften oluşmaktadır.

4- Tüfit örnekleri litik ve vitrik tüften oluşmakta olup vitrik tuf kalsit, dolomit ve kilden oluşan matriks içerisinde kuvars, plajiyoklaz, biyotit ana bileşenleri içerir. Litik tüfte ayrıca yer yer karbonat ve volkanik kayaç parçaları gözlenmektedir. Malatya volkanitleri killi kireçtaşı (Mkk), vitrik ve litik tüfit örnekleri Alibonca örneklerine benzemektedir, ancak litik tuf özelliğindeki kayalarda bazaltik kayaç parçalarına daha fazla rastlanılmaktadır.

5- Mkk örneklerinde sırasıyla kalsit, kil, feldispat, kuvars, dolomit, opal varken Alt ve Mlt örneklerinde feldispat, kil, kalsit, opal, dolomit, kuvars mevcuttur. İnceleme alanında örneklerin kil fraksiyonu incelemelerinde egemen kil minerali smektit olup, bunu paligorskit, S-C ve illit izlemektedir .

6-SEM incelemelerinde dolomit, volkanik camın alterasyonu ile oluşmuş olup özşekilli sferülitler şeklinde rastlanılmıştır. Kalsit bağlayıcı malzemedeki tipik trigonal simetrik kalsit yığınlarına rastlanılmıştır. Smektitler kıymıklı ve boşluklu volkanik cam

üzerinde büyümüş, hiyaloklastların yüzeyini dolduran süngersi cornfleks dokulu kabarık levhalar halinde veya ağsı smektit levhaları ve yer yer kuş tüyü, gözenekli otijenik smektit oluşumları gözlenmiştir. Gerek volkanik cam üzerinde gerekse dolomitler üzerinde gelişmiş lifsi çubuksu paligorskite rastlanılmıştır.

7- Al-Ti ve Al-Na arasında kuvvetli pozitif korelasyon söz konusudur. Bu pozitif ilişki özellikle Na elementinin alüminosilikatlara bağlı olduğunu ifade etmektedir. Al ile Ca'elementinin negatif korelasyon göstermesi, Al' un feldispat ve kil minerallerine, Ca' un karbonata ağırlıklı olarak bağlı olduğunu silikat-karbonat ayrımını gösterir. Fe ve TiO₂ elementleri arasında pozitif korelasyon bazik bir kaynağın göstergesidir. CaO ile REE ile negatif korelasyonu ve Ca elementinin ağırlıklı olarak kalsite bağlılığını karbonat silikat ayrımlığını desteklemektedir. Ca elementi ile Sr 'un pozitif ilişki göstermemesi, Sr elementinin Ca'ca zengin plajiyoklas ve onların alterasyon ürünleri olan Ca'ca zengin kil minerallerine de bağlılığını gösterir. Na, Ca elementi ile negatif ilişki gösterirken, Si, Al elementleriyle pozitif korelasyon göstermektedir.

8- A1-A5 örneklerinde yüksek karbonat içeriğine rağmen K₂O miktarlarının yüksek olması bu elementin detritik özelliğinin de önemli olduğunu, tabandaki metamorfitlerden detritik illit minerali gelmiş olabileceğini, Ti elementinin Mg, Co ile yüksek pozitif korelasyonu ferromagnezyum minerallerindeki birlikteliği, P ve Fe ile Ti pozitif korelasyonu apatit ve Fe-Ti oksitlerin ayrılaşmadığını ve beraberliğini yansıtır. Mn elementi Si, Al, Fe, Mg, Na, K, Ti, P ile negatif Ca ile pozitif ilişki göstermektedir. BD24 ve BD29 bazalt seviyelerine yakın örneklerde yüksek olması, Co ile yüksek pozitif korele olması, bazik detritiklere bağlı olduğunu göstermektedir. Ayrıca bu seviyelerde turba oluşumuna bağlı indirgen sülfidlerce zengin zon mevcut olup bu örneklerde Cu sülfidlere de bağlı olarak bulunabilir.

Zn elementinin Ca ve Sr ile negatif korelasyon göstermesi sülfid-karbonat fazı ayrımlığını göstermektedir. Cu, Pb, Zn pozitif korelasyonu da Pb ve Zn'nin de sülfid fazında bulunma olasılığını gösterir. CaO ve MnO dışında diğer elementlerle pozitif korelasyonu bazik detritik ve feldispatlarda bulunduğunu ve silikat karbonat ayrımını gösterir. Nb ile CaO ve Na₂O 'mun negatif korelasyon, Zr ve TiO₂ ile pozitif, diğer oksitlerle pozitif korelasyonu feldispatlardan çok mafik fazlar ve aksesuar minerallere bağlı olduğunu göstermektedir. Sc'mun Co ve Fe₂O₃ ile pozitif korelasyonu mafik detritikleri yansıtır. Akk örneklerinde Sc ve Co yüksek olup Alibonca alt seviyelerindeki killi karbonatlı örneklerde

mafik detritiklere bağlı olarak bulunmaktadır. Co/Th ve Sc/Th BD23-BD24 örneklerinde belirgin miktarda yüksek olup bu seviyeden alınan örneklerde bazaltik lavlardan detritik katkının yüksekliğini gösterir.

9. Toplam REE elementlerinin Akk örneklerinde kil ve karbonat miktarı yüksek olmasına rağmen Nadir Toprak Elementlerinin Alt ve Mlt örneklerine yakın olması bu örneklerin de sığ denizel ortamda Malatya Volkanitlerine ait tüflerden malzeme aldığı, killeşme ve karbonatlaşma sırasında REE'lerin kil ve karbonat fazından uzaklaşmadığını göstermektedir. Akk örneklerinde LREE'de belirgin miktarda artış mevcuttur. Her üç kayaç grubunda toplam REE benzer olmakla birlikte La_N/Yb_N oranının Akk örneklerinde düşük olması HREE lerin burada daha yüksek olduğunu gösterir. LREE , HREE 'ne göre daha hareketli davranmış ve zenginleşme derecelerinde HREE daha yüksek olmuştur. HREE zenginleşmesinin kalıntı fazların etkisiyle gerçekleştiği düşünülmektedir. Hafif dercede Eu^{+2} anomalisi diğer REE 'lere göre Eu^{+2} 'nun feldispatta zenginleşmesi ve büyük oranda kalıntı karaktere sahip olmasından kaynaklanmaktadır

10- Alibonca Formasyonu alt seviyelerinde Akk örneklerinde özellikle Al örneğinde K_2O miktarının yüksek olması buradaki detritik katkının Alibonca üst seviyeleri ve Malatya Volkanitleri Neojen göl sedimanlarına göre daha fazla olabileceğini akla getirir. Buna göre özellikle illit minerallerinin detritik kökenli olması ve çevre kayalardan Keban Metamorfikleri içerisinde bulunan metamorfik şistlerden ilitin gelmesi olasıdır. Alibonca'nın üst seviyeleri ve Malatya Volkanitleri göl çökerlerindeki killerin yoğun olarak Malatya Volkanitlerinden malzeme alması ile ve bu malzemenin ayrışması feldispat ve ferromagnezyen minerallerin yerinde transformasyonu ile simektit ve simektit-klorit minerallerinin oluştuğunu göstermektedir. Paligorskit dolomitlerin ve volkanik camın ornatılması şeklinde ağırlıklı olarak otijenik kökene sahiptir. Pirit, sadece göl çökelinde bulunmaktadır. Silisiklastik kayalarda egemen olan minerallerden kuvars ve feldispat çoğunlukla volkanik kökenlidir. Volkanojenik ürünler, özellikle volkanik camın diyajenetik evrede bozuşmasından açığa çıkan katyonlardan Si ve Al, silikat minerallerinin; Fe ve kömürleşmeden açığa çıkan S, piritin; karbonat kayalardan taşınan Ca, kalsit, ve dolomitin; volkanik camın bozuşması ile oluşmuş Mg ise smektit ve Ca Mg karbonat (dolomit, düşük-ortaç Mg-kalsit) gelişmesine olanak sağlanmıştır.

11-Kömür damarlarında ve/veya organik maddece zengin tabakalarda gözlenen diyajenetik minerallerden pirit, ortaç-asidik ve indirgen koşullarda oluşmuştur. İnceleme

alanında Alibonca Formasyonu ve Malatya Volkanitleri göl çökellerinin ortam farklılığına rağmen, mineralojik ve jeokimyasal değişimlerin sınırlı olması, buradaki volkanosedimanların kaynak kayalarının aynı volkanitler olduğunu düşündürmektedir.

Bu da aynı bölgede volkanik bazalt akıntılarının yanında denizel ve gölsel oluşukların andezitik karakterli malzemedan ayrıştığını da göstermektedir. Görüldüğü gibi aynı bölgeden alınmasına rağmen alterasyona uğramamış volkanik kayaç bulguları ile deniz, göl ve nehir sedimanlarında altere olmuş olan örneklerin farklı jeokimyaya sahip olduğunu ve tektonik ortam ayırman diyagramlarının kullanımında element hareketliliği ve kristal-sıvı fraksiyonlaşması proseslerinin de etkili olduğu unutulmamalıdır.

9.KAYNAKLAR

Akkoca Bal, D. ve Kürüm, S. ve 2009. The Petrographic Properties of the Epiclastites in Neogen Volcanic Succession and Usage as Admixture in Pozzolan Cement Production (Çemişgezek/Tunceli, Turkey), OZEAN Publications, 91-101

Akkoca Bal, D. 2001.Çaybağı (Elazığ) Killerinin Minerolojisi Jeokimyası ve Ekonomik Değerlendirme Olanakları (Doktora Tezi)

Aksoy, E., 1996, Ovacık fayzonunun Arapgir-Keban Baraj Gölü arasındaki kesiminde tektonik incelemeler. F.Ü. Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 8,1,1-20

Alpaslan, M. ve Terzioğlu, N., 1996. Arguvan yöresinde üst miyosen ve Pliyosen yaşlı volkaniklerin karşılaştırılmalı jeokimyasal özellikleri. Türkiye jeol. bült, 39/2 75-87

Bellon, G., Chaqour, B., Antonicelli, F., Wegrowski, J., Claisse, D., Haye, B. and Borel, J.-P. (1994). Differential expression of thrombospondin, collagen, and thyroglobulin by thyroid-stimulating hormone and tumorpromoting phorbol ester in cultured porcine thyroid cells. *J. Cell Physiol.* 160, 75-88.

Brindley, G.W., 1980, Quantitative X-ray mineral analysis of clays. In: Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification, G.W. Brindley and G. Brown (eds), London Mineralogical Society, 125-195 p.

Brindley and Brown, G., 1980, Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification, Mineralogical Society, London, 492p.

Calvert, S.E., Mukherjee, S. and Morris, R.J. 1985, Trace metal in fulvic and humic acids from modern organic-rich sediments, *Oceanol. Acta*, 8, 167-173.

Cullers, R. L. (1994a) The chemical signature of source rocks in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the wet mountains region, Colorado, USA. *Chem. Geol.* **113**, 327– 343.

Cullers, R. L. (1994b) The controls on the major-and trace-element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediments in Kansas, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 4955–4972.

Çagatay, N., ve Erler A., 1993, Jeokimya Temel Kavramlar ve İlkeler, Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara, 291s.

Çelik, M., ve Karakaya, N., 1998, Sistematik Mineraloji, S.D. Müh. Mim. Fak.,Konya, 434s.

Dabard, M. P., 1990, Lower Brioverian formations (Upper Proterozoic) of the Massif (France): geodynamic evolution of source areas revealed by sandstone petrography and geochemistry, *Sedimentary Geology*, 69, 45-58.

Dinelli E., Lucchini F., Mordenti A. ve Paganelli L., 1999, Geochemistry of Oligocene–Miocene sandstones of the northern Apennines (Italy) and evolution of chemical features in relation to provenance changes, *Sedimentary Petrology*, volume 127, 193-207.

Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J-L» Notsu, K., Tokel, S. ve Ui, T., 1990,, Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner volkanoitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu: MTA-Berg., 110., 143-164.

Ercan,T.ve Asutay, H.J.,1993.Malatya-Elazığ-Tunceli-Bingöl-Diyarbakır dolaylarındaki Neojen Kuvaterner yaşlı volkaniklerin petrolojisi.A.Suat Erk Jeoloji Sempozyumu Bildirileri, 291-302.

Ercan, T. Vr Asutay, H.J., 1993

Fan, Q.C., Hooper, P.R., 1991. The Cenozoic basaltic rocks of eastern China: petrology and chemical composition. *Journal of Petrology* 32, 765–810.

Folk, R.L., 1968, *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's, Austin-Texas, 170p.

Friedman, R., 1953, Les mineraux argileux des vases cotieres de l'Atlantique, C.R. Acad. Sci. Fr., 236, pp. 2095-2097.

Fuji, N., 1991, Kayaçların Alterasyonu, Japon Uluslararası İşbirliği Ajansı, Ankara, 46 s.

Goldschmidt, J.R. and Graf, D.L., 1958, Structure and compositional variations in some natural dolomites, *Journal of Geology*, 66, 678-692.

Govett, G.J.S., 1985, *Handbook of exploration geochemistry*, volume 3, Elsevier Scientific publishing company, New York, 461p.

Görür, N., Tüysüz, O. and Şengör, A.M.C., 1998, Tectonic evolution of the Central Anatolian basins. *Inter. Geology Review*, 40, 831-850

Grim, R. E., 1968, *Clay Mineralogy*. Mc Graw Hill Book Comp., New York St. Louis, San Francisco, Toronto, London, Sydney, 596 p.

Gündoğdu, N., 1982, Neojen yaşlı sedimanter basenin jeolojik-mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi, Doktora tezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 386 s.

Gündoğdu, N. ve Yılmaz, O., 1984, Kil mineralojisi yöntemleri, 1. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri, Ç.Ü., 319-330.

Hall, A., 1996, *Igneous Petrology*, Longman Group Limited, England, 550p.

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.

Keller G., Adatte T., Stinnesbeck W., Luciani, V., Karoui – Yakoubi, N. And Zaghib-Turki, D., 2002, Paleocology of the Cretaceous-Tertiary mass extinction in planktic foraminifera, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178, 257-297.

Kipman, E., 1981, Keban'ın Jeolojisi ve Keban Şaryajı, İstanbul Üniversitesi, Yerbilimleri Dergisi, 1-1,2, 75-81.

Koçyiğit, A., 1991, Changing Stress Orientation in Progressive Intracontinental Deformation as Indicated by The Neotectonics of the Ankara Region (NW Central Anatolia) TP.ID.Bülteni C3/L43-55.

Kürüm, S. Ve Bingöl, A.F., 1997.Elazığ yakın kuzeybatısındaki volkanitlerin petrolojik özellikleri. F.Ü. Fen ve Müh. Bil.Derg., 8-2, 83-98.

Kürüm ve diğ., 1998, Arguvan – Arapgir (Malatya) alanında Alt Miyosen volkanizması ve bölgesel stratigrafi içerisindeki yeri

Kürüm, S., Akgül, B. Ve Erdem, E., 1999, Eski Arapgir- Şihlar (Malatya-Elazığ) Köyleri çevresindeki volkanitlerin petrografik ve petrolojik özellikleri. Yer Bilimleri /Gesound

Leo ve diğ., 1974. Geological framework of the Kuluncak- Sofular area, East- Central Turkey and K-Ar ages of igneous rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., 85, 1785-1788.

Madhavaraju J., Ramasamy S., Ruffell A., and Mohan S.P., 2002, Clay mineralogy of the Late Cretaceous and early Tertiary successions of the Cauvery Basin (southeastern India): implications for sediment source and palaeoclimates at the K/T boundary, Cretaceous Research, 23, 153-163.

Mason, B. and Moore, C.B. 1982, Principles of Geochemistry, John Wiley and Sons, Hong Kong, 344p.

Millot, G., 1970, Geology Of Clays, University of Strasbourg, Paris, 429 p.

Moore, D. M., and Reynolds, JR., 1989, X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals, Oxford University Press, New York, 332 p.

Osae S., Asiedu D., Yakubo B., Koeberl C. and Dampare S., 2005, Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Buem sandstones of southeastern Ghana: Evidence from geochemistry and detrital modes, Journal of African earth Sciences, volume 44, 85-96.

Özgül, N. ve Turşucu, A., 1984, Stratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Munzur Mountains (Eastern Taurides): Tekeli, O ve Göncüoğlu, M.C. (ed.): Geology of the Taurus Belt, 173-180, Ankara.

Özgül, N. , 1976, Torosların bazı temel jeolojî özellikleri. Türkiye Jeol, Kur. Bül. C, 19,, S. 1, Ankara.

Perinçek, D., 1978, Çelikhan-Sincik-Koçalı (Adıyaman ili) alanının jeolojî incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması: İ.Ü.F.F., Doktora tezi (yayımlanmamış).

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., and Siever, R., 1987, Sand and Sandstone. 2nd. edition, Springer-Verlag, 553 p.

Riviere A., and Visse, L., 1954, Lorigine des mineraux des sediments marins. Bull. Soc. Geol. Fr.,4, pp. 467-474.

Stüben D., Kramar U., Berner Z., Stinnesbeck W., Keller G., and Adatte T., 2002, Trace elements, stable isotopes, and clay mineralogy of the Elles II K-T boundary section in Tunisia: indications for sea level fluctuations and primary productivity, Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, Volume 178, Issues 3-4, 321-345.

Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E. Ve Naz, H., 1985, Elazığ- Hazar-Palu alanının jeolojisi. Petrol işleri Genel Müd. Derg., 29, 83-191.

Sungurlu, O., 1967, Erzurum-Hınıs bölgesinde 1:25.000 ölçekli Erzurum J47-b3,b4 paftalarına ait jeolojik petrol etüdü raporu: MTA Rap., 4176 (yayımlanmamış), Ankara.

Sungurlu, O., 1979, GD sürüklenme kuşağı Tersiyer sürüklenimleri: 33. TJK Bilimsel ve Teknik Kurultayı bildiri özetleri, 121-122.

Şaroğlu, F. Ve Yılmaz, Y., 1986. Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. MTA. Derg., 107, 73-94.

Taylor, S. R. and McLennan, S. H. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.

Temel, A., 2001, Volkanik kayaçların jeokimyasal özellikleri, Magmatik Petrojenez, TÜB_TAK Lisans Üstü Yaz Okulu, Akçakoca-Düzce, 196-219.

Tucker, M.E., 1990, Carbonate Sedimentology, Blackwell Science, Oxford, 482p.

Tucker, M.E., 2001, Sedimentary Petrology, Blackwell Science, Oxford, 262 p.

Turan, M.ve Bingöl, A.F., 1991. Kovancılar-Baskil arası bölgenin tektonostratikrafik özellikleri. Ahmet Acar Semp. Bildirileri, 213-227.

TÜRKMEN, İ., AKSOY, E., 1998. Arapgir (Malatya), Çemişgezek (Tunceli), Elazığ dolaylarındaki Neojen birimlerinin stratigrafik-sedimantolojik incelenmesi ve bölgesel korelasyonu. TPJD Bülteni, 10, 1, 15-33.

Türkmen, İ., Aksoy, E., Kürüm, S., Akgül, B. ve İnceöz, M., 1998, Arguvan-Arapgir (Malatya) alanında Alt Miyosen volkanizması ve bölgesel stratigrafi içerisindeki yeri. Yerbilimleri/Geosound, 32, 105-115.

Tütüncü, K., 1967, 1:25 000 ölçekli Erzurum J47 c1, c2, c3, c4 paftalarına ait genel jeoloji ve petrol imkânları: MTA Rap., 4120 (yayımlanmamış), Ankara.

Velde, B., 1985, Clay Minerals: A Physico-chemical Explanation of Their Occurrence. Developments in Sedimentology, 40, Elsevier Scientific Publication Company, Amsterdam, 425 p.

Vernhet, S., 1956, Etude chimique et mineralogique de quelques sediments mediterraneens de moyenne et grande profondeurs. C. R. Acad. Sci. Fr., 242, pp.1049-1052.

Weaver, C. E., and Pollard, L. D., 1973, The chemistry of clay minerals, Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 213 p.

Webber, R. N., 1972, Supergene nickel deposits, Transition Society of Min. Engn. A.I.M.E. 252, 333-347.

Wronkiewicz, D.J., and Condie K.C., 1989, Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa, Evidence for a 3.0, Ga-old continental craton, Geochim. Cosm. Act. Vol. 53, 1537-1549.

Yalçın, H., Gündoğdu, M.N ve Liewig, N., 1989, Kırka gölsel Neojen baseninin kil mineralojisi: simektit ve karbonat mineralleri arasındaki iliskiler, IV. Ulusal Kil Sempozyumu, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas, 20-23 Eylül, Bildiriler Kitabı, 41-60.

Yalçın H., Bozkaya Ö. ve Tetiker S., 2005, Kangal kömür yatağının kil mineralojisi ve kimyası, 12.Ulusal kil sempozyumu, Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Van, 16- 31.

Zhang, R., Y. Wang and R.C. Brown, 2007. Steam reforming of tar compounds over Ni/olivine catalysts doped with CeO₂. Energy Conv. Manage., 48: 68-77.

Zielinski, J., 1982. Morphology of nickel/alumina catalysts. J. Catal., 76: 157-163.

ÖZGEÇMİŞ

1985 Elazığ doğumluyum.2004 yılında Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Bölümü'ne başladım.2009 yılında mezun oldum. Aynı yıl Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Bölümü'nde Yüksek Lisans'a başladım. Şu an Özel bir şirkette Jeoloji mühendisi olarak çalışmaktayım.