

KAPIKAYA (ESKİŞEHİR) BENTONİT OLUŞUMLARININ

JEOLJİK, MİNERALJİK VE JEOKİMYASAL

ÖZELLİKLERİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

İbrahim DURLUPUNAR

DANIŞMAN

Yrd. Doç Dr. Ahmet YILDIZ

MADEN MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİMDALI

NİSAN 2008

Bu tez çalışması 104Y160 numaralı proje ile TÜBİTAK tarafından desteklenmiştir.

AFYON KOCATEPE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

KAPIKAYA (ESKİŞEHİR) BENTONİT
OLUŞUMLARININ JEOLojİK,
MİNERALojİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

İbrahim DUMLUPUNAR

DANIŞMAN
Yrd. Doç Dr. Ahmet YILDIZ

MADEN MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

NİSAN 2008

ONAY SAYFASI

Yrd. Doç Dr. Ahmet YILDIZ danışmanlığında,
İbrahim DUMLUPUNAR tarafından hazırlanan

Kapıkaya (Eskişehir) Bentonit Oluşumlarının Jeolojik,
Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri

başlıklı bu çalışma, lisansüstü eğitim ve öğretim yönetmeliğinin ilgili maddeleri

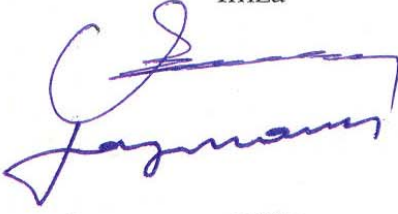

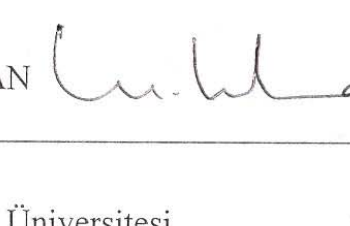
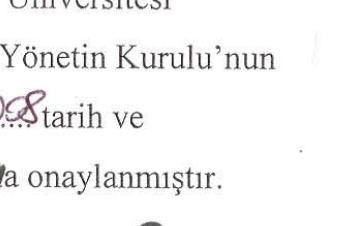

uyarınca

25/04/2008

tarihinde aşağıdaki jüri tarafından

Maden Mühendisliği Anabilim Dalında

tezi olarak oybirliği/oy çokluğu ile kabul edilmiştir.

	Ünvanı, Adı, SOYADI	İmza
Başkan	Prof. Dr. Yaşar KİBİCİ	
Üye	Prof. Dr. Fazlı ÇOBAN	
Üye	Yrd. Doç. Dr. Ahmet YILDIZ	
Üye	Yrd. Doç. Dr. Metin BAĞCI	
Üye	Yrd. Doç. Dr. Selman AYDOĞAN	

Afyon Kocatepe Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun

29.04.2008 tarih ve

2008/11-12 sayılı kararla onaylanmıştır.


Doç. Dr. Zehra BOZKURT

Enstitü Müdürü

İÇİNDEKİLER

ÖZET	iii
ABSTRACT	v
TEŞEKKÜR	vii
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	viii
ŞEKİLLER DİZİNİ	ix
RESİMLER DİZİNİ	xi
ÇİZELGELER DİZİNİ	xiii
1. GİRİŞ	1
1.1. Amaç	1
1.2. İnceleme Alanının Yeri	1
1.3. Yerleşim Merkezleri ve Ulaşım	1
2. GENEL BİLGİLER	3
2.1. Bentonit Tanımı	3
2.2. Bentonit Yataklarının Oluşumu	4
2.2.1. Deniz ve Göllerdeki Çökeltme ve Bozuşma Yoluyla Oluşan Yataklar	5
2.2.2. Yüzey Sularının Etkisiyle Oluşan Yataklar	6
2.2.3. Hidrotermal Bozuşma Yoluyla Oluşan Yataklar	8
2.3. Kil Minerallerinin Kristal Yapısı	9
2.3.1. Kil Minerallerinin Sınıflandırılması	12
2.3.2. Simektit Grubu Kil Minerallerinin Kristal Yapısı	12
2.4. Türkiye Bentonit Yatakları	16
2.5. İnceleme Alanıyla İlgili Jeolojik Çalışmalar	18
3. MATERYAL ve METOT	26
3.1. Arazi Çalışmaları	26
3.2. Laboratuvar Çalışmaları	26
3.2.1. Mineralojik İncelemeler	26
3.2.1.1. Mikroskopik İncelemeler	26
a) Polarizan Mikroskop İncelemeleri	27

b) Taramalı Elektrom Mikroskobu (SEM) İncelemeleri	28
3.2.1.2. X-Işınları Difraktoğramı (XRD) İncelemeleri	29
3.2.2. Jeokimyasal İncelemeleri	31
4. BULGULAR	32
4.1. İnceleme Alanının Jeolojisi	32
4.1.1. Stratigrafi	32
4.1.2. Yapısal Jeoloji	40
4.1.3. Volkanizma	44
4.2. Bentonit Oluşumlarının Jeolojik Özellikleri	54
4.2.1. Bozaniç Volkaniklerinin Ayrışmasıyla Oluşan Bentonitler	54
4.2.2. Bozaniç Aglomeralarının Ayrışmasıyla Oluşan Bentonitler	56
4.2.3. Kapıkaya Tüflerinin Ayrışmasıyla Oluşan Bentonitler	59
4.3. Mineralojik İncelemeler	64
4.3.1. Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) İncelemeleri	64
4.3.2. X-Işınları Difraktoğramı (XRD) İncelemeleri	66
4.4. Jeokimyasal İncelemeler	74
4.4.1. Ana Element İncelemeleri	74
4.4.2. İz Element İncelemeleri	74
5. TARTIŞMA ve SONUÇ	81
6. KAYNAKLAR	87
7. ÖZGEÇMİŞ	97
8. EKLER	
Ek1: Kapıkaya (Eskişehir) Çevresinin 1:10 000 Ölçekli Jeoloji Haritası.	

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi
Kapıkaya (Eskişehir) Bentonit Oluşumlarının Jeolojik,
Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri

İbrahim DUMLUPUNAR

Afyon Kocatepe Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Maden Mühendisliği ABD

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Ahmet YILDIZ

Kapıkaya ve Beyköy (Eskişehir) arasındaki bölgede volkanik kayaların ayrışmasıyla meydana gelmiş birçok bentonit oluşumları bulunmaktadır. Bu oluşumlar lav (Grup 1), aglomera (Grup 2) ve tuf (Grup 3) türündeki volkanik kayaların ayrışmasıyla meydana gelmişlerdir. 1. Gruptaki bentonit oluşumlarında küresel ayrışma karakteristik olarak gözlenmektedir. 3. Grup bentonit oluşumlarında ise yanal yönde zonlanma belirgindir. Bu zonlanma fiziksel, kimyasal ve mineralojik olarak ayırt edilmektedir. Bentonit yataklarının dağılımının inceleme alanındaki fayların doğrultusuna paralel olması bozuşmaya neden olan eriyiklerin faylarla ilişkili olduğunu göstermektedir. X-ışınları difraktoğramı incelemelerinde 1 ve 2. grup bentonitlerin ortaç (Na-Ca), 3. Grup bentonitlerin ise Na bileşimli olduğu ve başlıca dioktahedral simektit minerallerinden meydana geldiği belirlenmiştir. İllit bentonitlerdeki diğer kil mineralidir. Bentonitlerdeki kil harici mineraller ise jips, kristobalit/opal-CT, kuvars, feldspat, dolomit ve kalsittir. Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) çalışmalarında yapraksı şekilli simektit kristalleri ayırt edilmiştir. Bentonitlerin ve ana kayalarının kimyasal analiz sonuçlarına göre 1. ve 2. grup bentonitler ve ana kayaları andezitik, 3. grup bentonitler ve ana kayaları ise riyodasitik/dasitik bileşimlidir. Elementlerdeki zenginleşme ve fakirleşmeler ayrışma sisteminin açık sistem olduğunu gösterir. Ayrışma süresince MgO Fe₂O₃ ve TiO₂'ye göre farklı bir davranış göstermiştir. 3. grupta da SiO₂ ve Al₂O₃ hiç değişmezken, K₂O ayrışma süresince kayba uğramıştır. MgO, Fe₂O₃ ve TiO₂ elementlerinde ana kayaca göre 3 katından fazla zenginleşme görülmüş ve bu zenginleşme ikincil fazlarla birlikte çökeltme olayları için belirteçtir. Ana kayalara göre, bentonitlerdeki Fe₂O₃, MgO ve TiO₂ zenginleşmeleri ofiyolitik ve metamorfik kayalar boyunca yükselen hidrotermal çözeltilerin bileşimiyle ilgilidir. HREE ve

LREE deki ayrışma süresince davranış farklılıkları, grupların ana kayaç farklılıklarından kaynaklanmaktadır.

2008 – 96 sayfa

Anahtar Kelimeler: Bentonit, simektit, Kapıkaya, Eskişehir.

ABSTRACT

MSc Thesis

Geological, mineralogical and geochemical features of the
bentonite occurrences the Kapıkaya (Eskişehir)

İbrahim DUMLUPUNAR

Afyon Kocatepe University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Mining Engineering Division

Supervisor: Assist. Prof. Dr. Ahmet YILDIZ

Numerous bentonite occurrences derived from the alteration of volcanic rocks are found between Kapıkaya and Beyköy (Eskişehir). These occur through alteration of volcanic rocks such as lav (group 1), agglomerate (group 2) and tuff (group 3). The first group are characteristic distinguished with exfoliation alteration which is shown in the bentonite occurrences. Lateral zonation in the third group bentonite occurrences is also evident, and distinguished as physical, chemical and mineralogical properties. The concordances between distribution of bentonite deposits and strikes of faults in study area show that solutions caused by alteration are fault-related hydrothermal solutions. While first and second groups of bentonites are neutral (Na-Ca), group 3 of bentonites is Na bentonite in composition and are composed mainly of dioctahedral smectite. Illite is other clay mineral in bentonites. Non clay minerals in bentonites are gypsum, cristobalite/opal-CT, quartz, feldspar, dolomite and calcite. Cornflakes-shaped montmorillonite crystals are distinguished by means of scanning electron microscopy (SEM). The results of chemical analysis show that bentonites and parent rocks of group 1 and 2 are andesitic composition and bentonites and parent rocks of group 3 are also rhyodacitic/dacitic composition. During the alteration the MgO show differences against Fe_2O_3 and TiO_2 , while first group is not difference SiO_2 and Al_2O_3 , K_2O to decrease during alteration. According to parent rocks, the triple enrichments of MgO, Fe_2O_3 and TiO_2 indicated precipitation with secondary phases. According to parent rocks, the enrichments of MgO, CaO and Fe_2O_3 in bentonites are also related to the composition of hydrothermal

solutions ascending along ophiolitic rocks. The difference of behavior between HREE and LREE during the alteration is due to the variety of the composition of the parent rock in all groups.

2008 – 96 page

Key Words: Bentonite, simectite, Eskişehir, Kapıkaya.

TEŞEKKÜR

Tez kapsamında yapılan çalışmaların tümü 104Y160 nolu TÜBİTAK projesi tarafından desteklenmiştir. Desteklerinden dolayı öncelikle TÜBİTAK-ÇAYDAG grubuna,

Tezimin danışmanlığını üstlenerek, tez konusu seçiminden tezin bitimine kadar bana tüm çalışmalarımda sabırla yol gösteren sayın Yrd. Doç. Dr. Ahmet YILDIZ'a,

Çalışmamın her bölümünde maddi ve manevi desteğini eksik etmeyen, çalışmalarımda büyük yardımlarını gördüğüm Kütahya Dumlupınar Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi sayın Prof. Dr. Yaşar KİBİCİ'ye,

Arazi çalışmalarım sırasında ve mineralojik ve jeokimyasal analiz sonuçlarının yorumlanmasında katkı sağlayan Balıkesir Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi sayın Prof. Dr. Fazlı ÇOBAN'a,

Arazi çalışmalarımda büyük desteklerini gördüğüm Afyon Kocatepe Üniversitesi, İncehisar Meslek Yüksek Okulu öğretim üyesi sayın Yrd. Doç. Dr. Metin BAĞCI'ya, Araş. Gör. A. Ekrem ARITAN (Afyon Kocatepe Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü)'a ve Araş. Gör. Cumhuri KOCABAŞ (Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği)'a, tezimin düzenlenmesinde yardımlarını eksik etmeyen Balıkesir Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi sayın Yrd. Doç. Dr. Selman AYDOĞAN'a teşekkür ederim.

Ayrıca, lojistik desteklerinden dolayı Sarıcakaya İlçe Belediye Başkanlığı ve Kaymakamlığına çok teşekkür ederim.

Desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen aileme enderin sevgi, minnet ve şükranlarımı sunarım.

İbrahim DURLUPUNAR

Afyonkarahisar, 2008

NİSAN

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

1. Kısaltmalar

AKU	Afyon Kocatepe Üniversitesi
ÇN	Çift Nikol
EDX	Enerji Dağıtan X-Işınları Analizi
Hm	Hematit
Hrn	Hornblend
Ja	Avdan Formasyonu Jura Kireçtaşı
Kal	Kalsedon
Kk	Kayaç Kırıntısı
Mg	Manyezit
Oj	Ojit
Plj	Plajiolklas
Pzs	Sarıçay formasyonu
SEM	Taramalı Elektron Mikroskobu
Tmsa	Aglomera
Tmsv	Andezit
Tmsb	Bentonitik Zon
Tmsç	Çakmaklı Sedimanter Üyesi
Tmst₁	Litik Tüf
Tmst₂	Silisifiye Litik Tüf
Tmsb₁	Yeşil Renkli Bentonitik Litik Tüf
Tmsb₂	AçıkYeşil Renkli Bentonitik Litik Tüf
Tmsb₃	Krem Renkli Bentonitik Litik Tüf
Q	Kuvars
Qal	Alüvyon
TN	Tek Nikol
TUAM	Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi
XRD	X- Işınları Difraktoğramı

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa No	
Şekil 1.1.	İnceleme alanının yerbulduru haritası.	2
Şekil 2.1.	Göllerdeki alterasyon yoluyla bentonit yataklarının oluşumu.	7
Şekil 2.2.	Montmorillonitik kilin aşınması ve depolanması.	8
Şekil 2.3.	Yüzey sularının etkisiyle bentonitlerin oluşumu.	8
Şekil 2.4.	Hidrotermal alterasyon yoluyla bentonitlerin oluşumu.	10
Şekil 2.5.	Şematik oktahedral yapısı; (a) tek oktahedral birimi, (b) oktahedral birimlerin tabaka yapısı.	10
Şekil 2.6.	Şematik tetrahedral yapısı; (a) tek tetrahedral birimi, (b) tetrahedral birimlerinin tabaka yapısı.	11
Şekil 2.7.	Silis tetrahedrallerinin çift zincir yapısı; (a) perspektif, (b) tetrahedrallerin temel düzlemi.	12
Şekil 2.8.	Smektitin kristal yapısının şematik şekli.	15
Şekil 2.9.	Anadolu'nun tektonik birlikleri	20
Şekil 2.10.	İnceleme alanının yapısal haritası.	20
Şekil 2.11.	Batı Anadolu'daki volkanik merkezlerin bölgesel dağılımı.	23
Şekil 3.1.	Örneklerin analize hazırlık aşamaları.	27
Şekil 4.1.	İnceleme alanının tektonostratigrafik sütun kesiti.	33
Şekil 4.2.	Sivrikaya Tepe'nin eteklerinde Çakmaklı Sedimanter üyesi birimlerinin oluşturduğu antiklinal yapısı.	41
Şekil 4.3.	Volkanik kayalardaki çatlaklara ait gül diyagramı.	42
Şekil 4.4.	Volkanik kayalara ait $Zr/TiO_2 \cdot 0.0001 - Nb/Y$ diyagramı diyagramı.	51
Şekil 4.5.	Volkanik kayaların $K_2O - SiO_2$ diyagramı.	52
Şekil 4.6.	Toplam alkali – silis diyagramı.	52
Şekil 4.7.	AFM diyagramı.	53
Şekil 4.8.	$Rb/Y - Nb/Y$ değerlerinin diyagramı.	53
Şekil 4.9.	Koruseki Tepe mevkiindeki değişik ayrışma zonları, parantez içindeki kısaltmalar örnek kodlarıdır.	55
Şekil 4.10.	Sivrikaya tepe ile Sakarya nehri arasının enine kesiti.	58
Şekil 4.11.	Sivrikaya Tepe'nin güney doğusunda 5 nolu lokasyonun enine	60

	kesiti.	
Şekil 4.12.	İnceleme alanındaki bentonitlerin tüm kayaç XRD grafikleri.	69
Şekil 4.13.	N 57 numaralı Bozaniç volkaniklerine ait örneğin XRD grafikleri; (AD): Havada kurutulmuş, (GLK) Etilen glikolle muamele edilmiş, (550): 550°C’de fırınlanmış.	71
Şekil 4.14.	Yb 7 2 numaralı Bozaniç aglomersına ait örneğin XRD grafikleri; (AD): Havada kurutulmuş, (GLK) Etilen glikolle muamele edilmiş, (550): 550°C’de fırınlanmış.	72
Şekil 4.15.	Yb 5 1 numaralı Kapıkaya tuf lerine ait örneğin XRD grafikleri; (AD): Havada kurutulmuş, (GLK) Etilen glikolle muamele edilmiş, (550): 550°C’de fırınlanmış.	73
Şekil 4.16.	Kapıkaya bölgesine ait bentonitlerin ana kayaca göre normalize edilmiş ana element diyagramları.	77
Şekil 4.17.	Kapıkaya bölgesine ait bentonitlerin ana kayaca göre normalize edilmiş iz element diyagramları.	79
Şekil 4.18.	Kapıkaya bölgesine ait bentonitlerin ana kayaca göre normalize edilmiş nadir toprak elementlerine ait diyagramları.	80
Şekil 5.1	Kondrit diyagramları	84

RESİMLER DİZİNİ

	Sayfa No
Resim 3.1. A.K.Ü. Teknoloji Uygulama Araştırma Merkezi'ndeki Euromex marka polarizan mikroskop.	28
Resim 3.2. LEO VP-1431 model elektron mikroskobu.	29
Resim 3.3. Shimadzu XRD-6000 model X-ışını difraktometre cihazı.	31
Resim 4.1. Domuz Tepe doğusunda gözlenen bindirme hattı.	34
Resim 4.2. Çakmaklı sedimanter üyesindeki kilttaşlarında laminalı yapı.	36
Resim 4.3. Canavarkayası tepe eteklerinde konglomera ve kumtaşlarında gözlenen dereceli geçişler.	36
Resim 4.4. Kapıkaya-Beyköy arasında kalan bölgede aglomeraların farklı sertlik derecelerine sahip kesimlerindeki aşınım şekilleri.	38
Resim 4.5. Sivrikaya tepe eteklerinde Avdan kireçtaşları (Jk), Çakmaklı sedimanter üyesi (Pç) ve litik tuf (Plt) ilişkisi.	39
Resim 4.6. Sivrikaya tepe eteklerinde silisifiye litik tufün (Pst) aglomera (Pag), Sarıçay formasyonu (Pa) ve Çakmaklı sedimanter üyesi (Pç) arasındaki ilişkiler.	39
Resim 4.7. Kapıkaya-Beyköy arasında sürüklenme hattının görünüşü.	43
Resim 4.8. Bozaniç Volkaniklerine ait volkanik kayalara ait polarizan mikroskop görüntüleri	46
Resim 4.9. Bozaniç Aglomerası'na ait kayaların polarizan mikroskop görüntüleri	47
Resim 4.10. Kapıkaya Tufü'ne ait kayaların polarizan mikroskop görüntüleri	49
Resim 4.11. Koruseki tepe mevkiinde silisifiye zon (Ps) boyunca bentonitik seviyeler (Pb) ve üstte yamaç molozu (Qal).	55
Resim 4.12. Silisifiye zondaki kalsedon çakılları.	56
Resim 4.13. Aglomeralarda andezit çakılları.	57
Resim 4.14. Aglomeralarda (Pag) bentonitik (Pan) seviyeler.	59

Resim 4.15.	Sivrikaya Tepe eteklerinde akmaklı sedimanter üyesi (P) ile Sarıcakaya volkanikleri arasındaki faylı dokanakta silisifiye litik tüfte (Pst) dik topoğrafik yüzey.	60
Resim 4.16.	Silisifiye litik tüfteki kayma düzlemleri.	60
Resim 4.17.	akmaklı sedimanter üyesi (P) ile litik tuf içindeki değişik alterasyon zonları arasındaki ilişkiler	62
Resim 4.18.	Sarıcakaya volkaniklerine yakın bölgelerde akmaklı sedimanter üyesinin killi seviyelerinde gözlenen kayma düzlemleri.	63
Resim 4.19.	Bentonitlerin taramalı elektron mikroskop görüntüleri	65
Resim 4.20.	Bentonitlerin EDX verileri	67

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa No
Çizelge 2.1. Yapısal özelliklerine göre kil minerallerinin sınıflandırılması.	14
Çizelge 2.2. Türkiye'nin en önemli bentonit yatakları.	17
Çizelge 4.1. Volkanik kayalara ait kimyasal analiz sonuçları	50
Çizelge 4.2. İnceleme alanındaki bentonitik örneklerin XRD incelemelerinde elde edilen kalitatif analiz sonuçları.	68
Çizelge 4.3. İnceleme alanına ait bentonitik örneklerin tüm kayaç ve kil boyutu XRD incelemelerinde elde edilen $d(001)$ ve $d(060)$ yansıma değerleri.	71
Çizelge 4.4. Kapıkaya bölgesine ait örneklerin kimyasal analiz sonuçları.	75

1. GİRİŞ

1.1. Amaç

Afyon Kocatepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Maden Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans tezi olarak hazırlanmış olan çalışma, Kapıkaya (Eskişehir) bölgesinde bulunan bentonit yataklarının jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerinin ortaya konması amacıyla yapılmıştır. Bölgedeki bentonit yataklarının jeolojik özellikleri ve konumunun belirlenmesi amacıyla 1/10.000 ölçekli jeolojik harita ve kesit hazırlanmıştır (Ek – 1). Çalışma alanı içerisinde bulunan litolojik birimlerden toplanan örnekler üzerinde mikroskobik ve kimyasal incelemeler, değişik özellikteki bentonit örnekleri üzerinde de mikroskop, X-ışınları difraktoğramı ve kimyasal incelemeler yapılmıştır. Saha jeolojisi çalışmaları, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemeler yardımıyla inceleme alanının jeolojik özellikleri belirlenmiş, bentonitlerin stratigrafik konumu, ilişkili olduğu volkanik kayalar ve bentonitlerin oluşumunda etkili olan tektonik olaylar ortaya çıkarılmıştır.

1.2. İnceleme Alanının Yeri

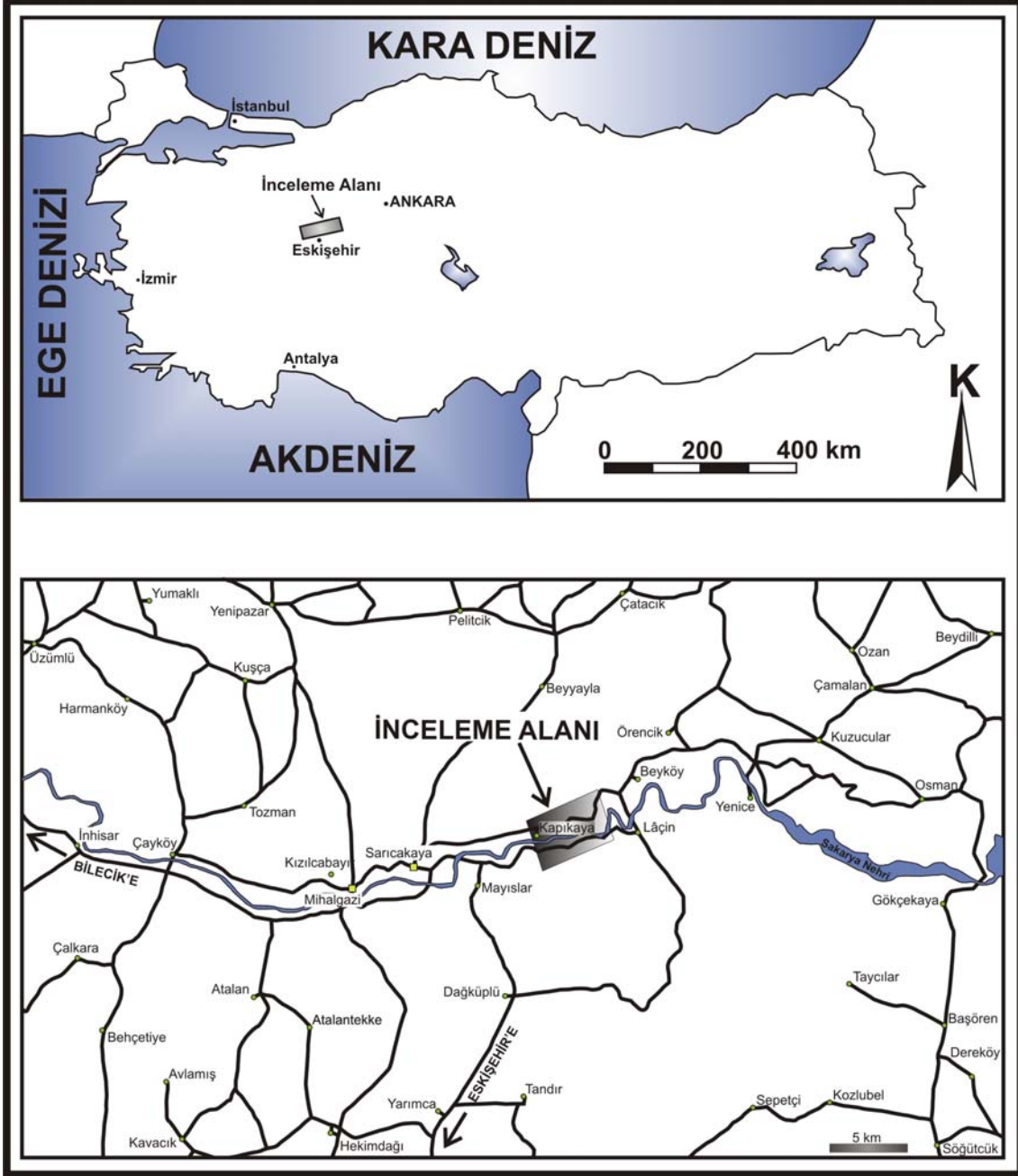
İnceleme alanı, İç Batı Anadolu Bölgesi'nde, Orta Sakarya Vadisi olarak bilinen bölgede olup, Eskişehir'e 47 km uzaklıktaki Sarıcakaya ilçesine bağlı Kapıkaya – arasındaki alanda yer almaktadır (Şekil 1.1).

Çalışma alanı yaklaşık 15 km²'lik bir alanı kapsamakta ve 1/25.000 ölçekli Adapazarı H₂₅ – d₃ topoğrafik paftası sınırları içerisinde bulunmaktadır.

1.3. Yerleşim Merkezleri ve Ulaşım

Kapıkaya köyünün bağlı olduğu Sarıcakaya ilçesi 2000 yılı genel sayımına göre 14.968 nüfusu ile bölgede önemli bir yerleşim merkezidir. Bunun dışında bölgeye yakın olan diğer yerleşim alanı Eskişehir'e bağlı Mihalgazi ilçesidir. İnceleme alanına en yakın köyler Beyköy ve Mayıslar köyüdür. Denizden yüksekliği ortalama 220 metredir. Ulaşım ilçelere bağlı belediye otobüsleri ve hususi araçlarla sağlanmaktadır. Kapıkaya -

Beyköy arası asfalt yol inceleme alanını D-B istikametinde kat etmektedir. İç kesimlerde ulaşım stabilize yollardan sağlanmaktadır.



Şekil 1.1. İnceleme alanının yerbulduru haritası.

2. GENEL BİLGİLER

2.1. Bentonit Tanımı

Alüminyumca zengin volkanik kül ile lavların ayrışmasından oluşan, ağırlıklı olarak simektit grubu kil minerallerinden meydana gelen ve diğer kil minerallerini de ihtiva eden killerin kalitelerini fazla bozmadan yer değiştirmiş olanlarına **Bentonit**, yer değiştirerek başka yabancı unsurlarla birlikte bir havzada tabakalar halinde çökelmiş olanlarına da **bentonitik kil** denir. Ticari olarak ise, gelişmiş sıvı emici ve kolloidal özelliği olan her kile bentonit denilmektedir (Akbulut 1996).

Bentonit sözcüğü ilk olarak 1898 yılında A.B.D.'nin Wyoming kentinin Fort Benton yakınındaki Kretase yaşlı, yüksek kolloidal özellikli plastik killer için kullanılmıştır. Ülkemizin çeşitli yörelerinde halkımızın kullandığı **baş kili**, **çamaşır kili**, **bebe toprağı** ve **pekmez toprağı** gibi killer de genellikle bentonitik killerdir (Akbulut 1996).

Mineralojik olarak; büyük oranda montmorillonit [$5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{MgO} \cdot 24\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}(\text{Na}_2\text{O}, \text{CaO})$] içeren killer “Bentonit” olarak tanımlanır. Montmorillonitin yanı sıra Beidellit ve Saponit de bentonit türü killerde yer alan simektit grubu diğer kil mineralleridir.

Bentonit kristal yapısında Na^+ , Ca^{++} veya Mg^{++} katyonları ile yer değiştirebilir. Zeolit grubu hariç diğer minerallerden çok daha fazla iyon değiştirme kapasitesine sahiptir. Bentonit dengesiz negatif yükünden dolayı su içinde birbirlerini iterek suda mükemmel dispersiyon özelliği gösterir. Simektit grubu kil minerallerinin de tabakalar arasındaki katyonun türüne göre bentonitler;

Na – Bentonit: Değişebilir katyon olarak Na bulunduran bu bentonitler yüksek şişme kapasitesine sahip olup, Wyoming bentoniti olarak da adlandırılmaktadır. Bu özelliği ile sondaj çamurunun en önemli malzemesidir.

Karışık Tip Bentonit: Bentonit Ca ve Na-simektitlerin karışımından meydana gelmektedir. Bu tür bentonitleri oluşturan simektitlerde 12,5 Å ve 15,5 Å değerinde 2 adet d(001) pik değeri gözlenmektedir.

Ca – Bentonit: Ca iyonlarının değişebilir katyon olarak bulunduğu bu bentonitler daha az şişme kapasitesine sahiptir. Yaygın olarak *ağartma toprağı* olarak da adlandırılmaktadır. Ayrıca bu tür killere Na₂CO₃ ile muamele edilerek Na/Ca iyon yer değiştirmesi sonucu, şişme kapasitesi arttırılabilir.

2.2. Bentonit Yataklarının Oluşumu

Montmorillonit mineralinin baskın olduğu bentonitler, içerisinde bol camsı malzeme bulunan volkanik kül, tuf ve lavların kimyasal yolla ayrışması sonucu oluşurlar. Camsı malzemelerin duraysız oluşu, onun hidroliz yoluyla montmorillonite dönüşmesine neden olurken, yan ürün olarak ortaya zeolit, silisyumdioksit ve eriyik halde metal iyonları çıkar. Bu dönüşüm aşamaları şu şekildedir (Dumlupınar 2006):

- Katyonların camsı malzemedan çıkışı ve hidrojen iyonlarıyla ornatılması
- Kalan silis – alüminyum yapının ayrışması
- Yapının montmorillonit minerali olarak yeniden oluşması
- Katyonca zengin eriyiklerin gözeneklerde zeolit oluşturması
- Fazla silisin atılması veya çökmesi

Bentonitler, köken kayacın bileşimine uygun olarak sodyum, kalsiyum ve potasyum montmorillonitler halinde oluşur. En yaygın olarak kalsiyum bentonitlerin bulunması, kalsiyumun sodyum ve potasyumu ornatmış olabileceği biçimde değerlendirilmektedir. Kalsiyumun baskın olduğu çoğu durumlarda, bentonitte değişebilir iyon olarak az oranda magnezyum bulunur.

Köken kayacın kimyası, reaksiyon ürünlerinin tipini ve bileşimini kontrol eder. Nötr kayaçlar *“Wyoming ve Chambers Tip Montmorillonit”*, asidik bileşimli köken kayaçlar ise *“Beidellite ve Tatatilla Tip Montmorillonit”* oluşumuna neden olmaktadır.

İgnimbiritlerin alterasyonu sonucunda “*Chambers Tip Montmorillonit*” oluşumu nadir karşılaşılan bir durumdur ve bu olay açık sistemlerdeki anahtar kimyasal elementler nedeniyle gerçekleşir. Anahtar kimyasal elementler köken kayacın alterasyonunu ve bu nedenle simektitin bileşimini etkilemektedir (Christidis vd. 1995, Taylor ve Surdam 1981, Christidis 1998).

Bentonit oluşumu için, çoğunlukla köken kayacın durumundaki volkanik külün belirli bir oranda alkali ve toprak alkali element içermesi gerekmektedir. Eğer volkanik kül çok düşük oranlarda alkali içerirse, uygun koşullarda halloysit ve allofan oluşumu beklenir (Carroll 1970).

İçerisinde bol miktarda volkanik cam bulunan lav ve tüflerin bentonite dönüşümü genelde üç şekilde gerçekleşmektedir. Bu oluşum şekillerinin ana hatları aşağıda açıklanmıştır.

2.2.1. Deniz ve Göllerdeki Çökelme ve Bozuşma Yoluyla Oluşan Yataklar

Bu tip oluşumlarda montmorillonit yatakları tabakalı yapıya sahiptirler ve hem alt kısımlarında hem de üstlerinde kıtasal sedimanter kayalar bulunur. Bölgedeki sedimanter kayalar genellikle çamurtaşı, şeyl veya siltaşıdır ve kumtaşı, konglomera veya kireçtaşı bu tür bölgelerde daha az bulunur. Yatakların çoğu yaklaşık yatay konumdadır (Şekil 2.1). Yatağın kalınlığı 0,61 – 6,09 metre veya daha fazla olabilir. Killer çoğunlukla az oranlarda volkanik cam ihtiva ederler. Bu tür oluşumlarda taşınmış mineral kırıntıları bulunmaz. Komşu kayalarla birlikte oluşum ve tüflerden üste doğru, kil minerallerinde zenginleşme belirgin özelliştir.

Camsı küllerin yerinde alterasyonu ile oluşan montmorillonit killeri bilhassa Tersiyer kayaları içerisinde bulunurlar. Camsı volkanik külün alterasyonla montmorillonite dönüşümü çok hassastır. Camın duyarsızlığı ve kül yataklarının permeabilitesi önemli faktörlerdir. Bazı alkalilerin ve alkali toprakların varlığı değişim için zorunludur (Faribridge 1983).

Silis, alkaliler ve kalsiyum, hidroliz, camın ayrışması ve montmorillonitin kristalleşmesi boyunca serbest kalırlar. Bazı yerlerde aşırı silis kilde kristobalit veya diğer silis minarellerinin oluşumuna neden olur. Alkaliler ve alkali topraklar değişebilir katyon olarak tutulurlar. Aşırı kalsiyum jips veya kalsit oluşumuna neden olur.

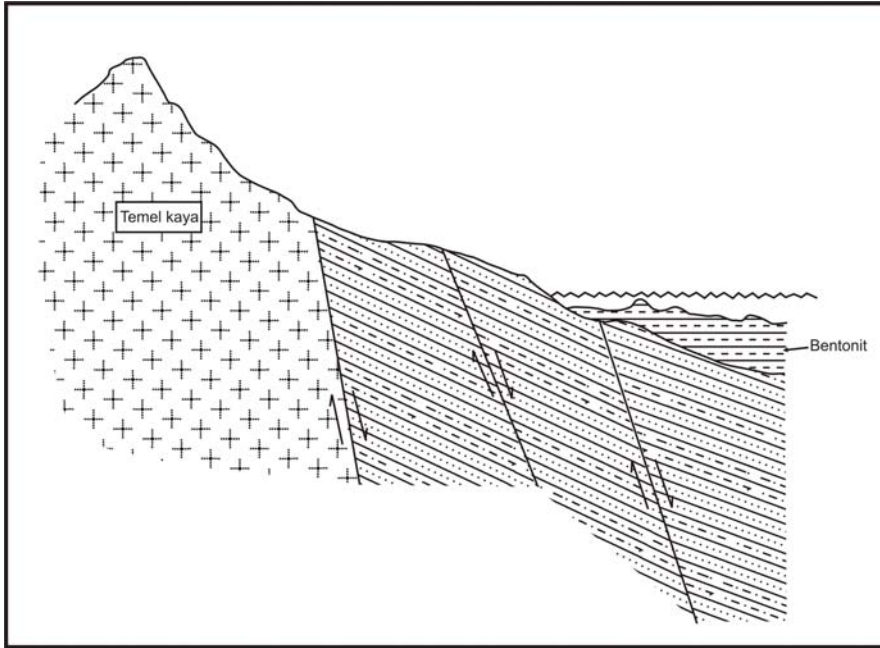
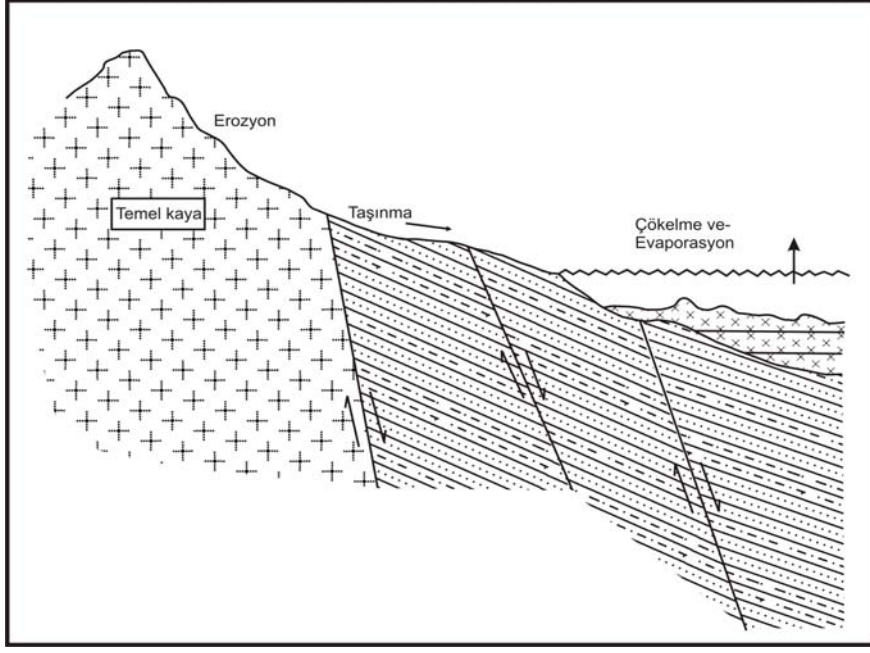
Volkanik külün alterasyondan önce suda direkt olarak kaldığına inanılmasına rağmen iki farklı ihtimal ortaya atılmıştır. Bunlar;

- Kül yüzeyde akar ve değişimden önce gölde yeniden depolanır (Şekil 2.1).
- Oluşum öncesi montmorillonitik kil aşınır ve suda depolanır (Şekil 2.2). Yatağın özelliklerinin bilinmesi klastik grubun tanımlanmasına bağlıdır (Blatt vd. 1972).

2.2.2. Yüzey Sularının Etkisiyle Oluşan Yataklar

Bu tür yataklarda, volkanik kayalar, yüzey sularının etkisiyle alterasyona uğrayarak bentoniti oluşturur (Şekil 2.3). Bu tip yatakların ana kayacı camı malzemenin egemen olduğu, geçirgen ve kolay ayrışabilir riyolitik karakterli volkanik kayalardır. Bu kayalar durgun sularda bunların depolanmasının imkânsız olduğu koşullarda oluşurlar.

Bu yataklar yapısal özelliklerce kontrol edilmezler. Bunlar maksimum permeabilitenin görüldüğü bölgelerde değişen ince tabaka şekilli, yataklardır. Ana kayaç – kil geçişi derecelidir ve kil değişik miktarda yabancı madde içerir. Eğer feldspat varsa, montmorillonit camı matriks ile yer değiştirir. Yüzeydeki volkanik kül değişik yollarla altere olarak montmorillonite dönüşür. Kısmen durgun yüzey suyu gözenekli kayaktan alkali ve alkalin toprakların tümüyle bozuşmasına izin vermez. Durgun sudaki duyarsız camın hidrolizi kalsiyum, sodyum ve magnezyum gibi büyük metal iyonu konsantrasyonunun oluşmasına neden olur. Bu iyonlar camı tanecikler çevresinde alkali bir bölgenin oluşmasına ve silisin flokülasyonuna yardımcı olur. Tüm bu koşullar montmorillonitin oluşumu için etkilidir. Ana kayaç ve yüzey sularının bileşimi ve sıcaklığı reaksiyon tam veya kısmen oluşmasında etkilidir.



Şekil 2.1. Göllerdeki alterasyon yoluyla bentonit yataklarının oluşumu (Velde 1995).

Üzerinde su birikmiş kapalı alanların tabanındaki volkanik kayaların özellikle feldspatlarını hidroliz yoluyla ayrıştırır. Serbest kalan iyonlar duraylı ortamda tutularak belli bir SiO₂ oranında da montmorilloniti oluşturur.

yataklardan farklı özelliğe sahiptirler. Fay zonları kil oluşumlarının çoğu için yapısal özellikleri kontrol eder.

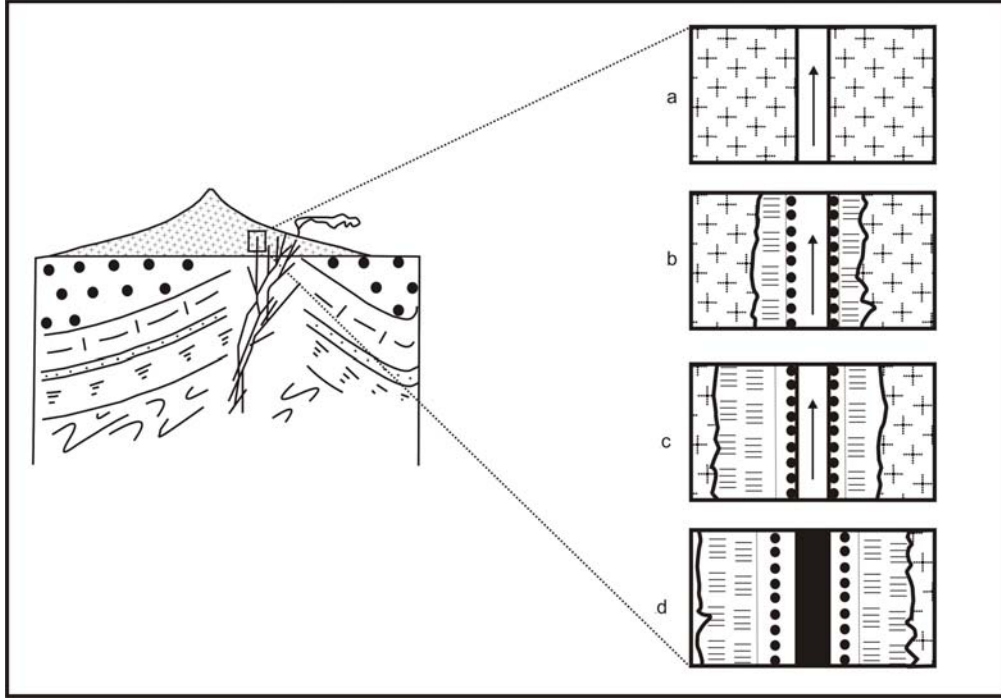
Bu tip kil oluşumlar, kuvars ve feldspat gibi yabancı maddenin değişik miktarlarını yaygın olarak bulundurlar. Eğer ana kayada feldspat ve camsı malzeme varsa, montmorillonit bu materyallerle yer değiştirir (Fujii 1991).

Montmorillonit yaygın hidrotermal mineraldir ve genellikle bu minarelin alkali koşullarda ve düşük sıcaklıkta oluştuğuna inanılır. Montmorillonit mezotermal (200 – 300°C) ve epitermal (50 – 200°C) tip bazı epijenetik (Cevher, yan kayadan her zaman gençtir) metalik maden yataklarınca çevrilmiş hidrotermal alterasyon zonunun karakteristik mineralleridir. Ayrıca montmorillonit sıcak kaynakların bulunduğu bölgedeki sıcak alkali suların etkisiyle oluşmuştur. Kısmen gözenekli montmorillonit yataklarının metalik yataklarla veya hidrotermal aktivite ve volkanizma alanlarında oluşan yataklarla ilişkisi yoktur

2.3. Kil Minerallerinin Kristal Yapısı

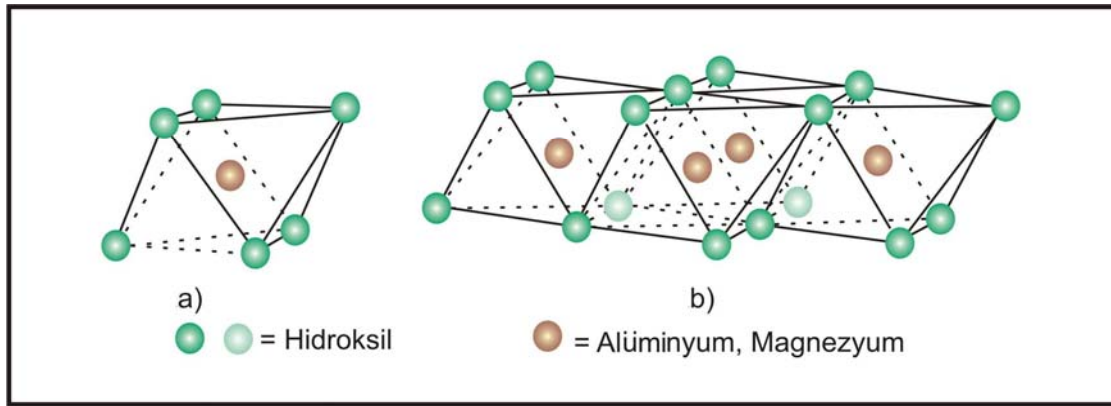
Kil minerallerinin çoğunun atomik yapısında iki birim göze çarpar. Bu birimlerden bir tanesi oktahedral düzen şeklinde adlandırılan ve alüminyum, demir veya magnezyum atomları ile oksijen veya hidroksillerce doldurulan tabakalardan oluşur.

Oktahedral düzende alüminyum, demir veya magnezyum; oksijen veya hidroksillerden eşit uzaklıktadırlar (Şekil 2.5). Kristal yapının dengeye ulaşması için muhtemel pozisyonların iki yada üç tanesi alüminyum atomlarınca doldurulduğunda oluşan nihai yapıya **Gibsit Yapısı** denir ve bu yapının kimyasal formülü: $Al_2(OH)_6$ 'dır. Kristal yapının tamamı magnezyumca doldurulduğunda **Brusit Yapısı** oluşur ve brusit yapısının kimyasal formülü: $Mg_3(OH)_6$ 'dır. Genelde kristal yapıda oksijenler arası mesafe 2,60 Å ve hidroksiller arası mesafe ise yaklaşık 3 Å'dur. Oktahedral düzende atomlar arası boşluk söz konusu ise, boşluk mesafesi yaklaşık olarak 0,61 Å'dur. Birimin kristal kafes kalınlığı kil mineral yapısında 5,05 Å'dur.



Şekil 2.4. Hidrotermal alterasyon yoluyla bentonitlerin oluşumu (Velde 1995).

Kil minerallerinin atomik yapısındaki ikinci birim ise silis tetrahedrallerinden oluşmaktadır. Dört oksijen atomunun (yada yapının dengeye ihtiyacı varsa hidroksil) olduğu tetrahedral silis atomunda, merkezde silis atomları bulunacak şekilde tetrahedral formu düzenlenmiştir. Silis tetrahedral grupları hekzagonal sistemde oluşmuşlardır.



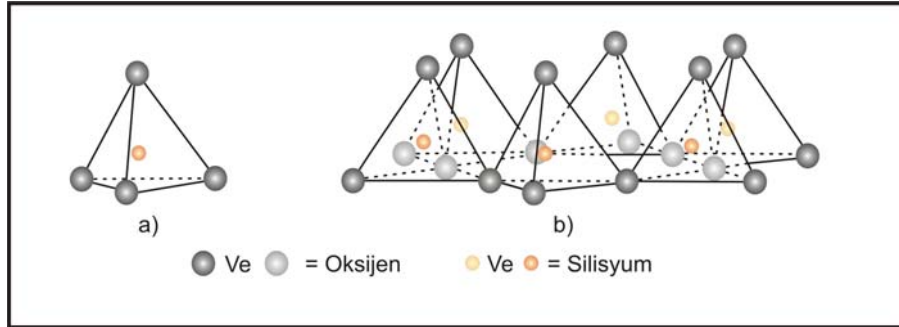
Şekil 2.5. Şematik oktahedral yapısı; (a) tek oktahedral birimi, (b) oktahedral birimlerin tabaka yapısı (Grim 1968).

Hekzagonal dizilim $\text{Si}_4\text{O}_6(\text{OH})_2$ bileşiminde kristal kafeste sayısızca tekrar edilir (Şekil 2.6). Tetrahedrallerin tamamı aynı yöne gelecek şekilde sıralanmıştır ve tetrahedrallerin temeli aynı düzlemedir. Tetrahedral yapının, boydan boy oksijenlerin oluşturduğu

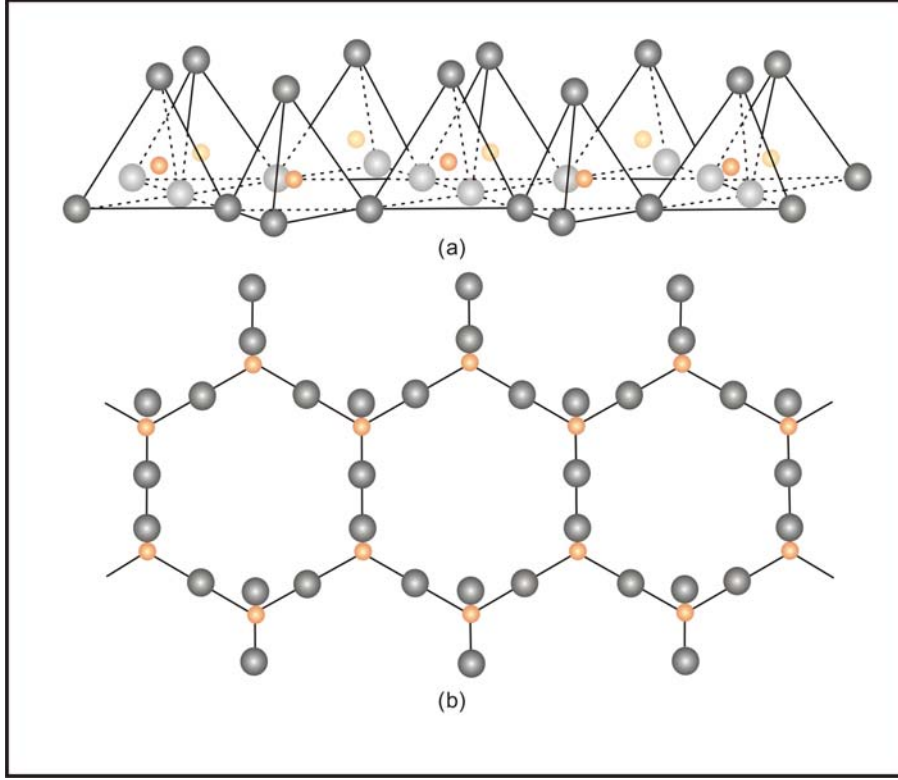
düzlemden meydana geldiği varsayılmaktadır. Oksijen düzlemi tetrahedral grupların temel düzlemini oluşturur. Hidroksil düzleminde hidroksil bireylerinin her biri direkt olarak tetrahedrallerin ucundaki silisin üzerinde bulunmaktadır. Burada oksijen atomları 120 °'lik açının köşelerinin kesişme noktasında yer alır. Silis tetrahedralinde oksijenler arası mesafe 2,55 Å'dur. Kil mineral yapısında birimin kalınlığı 4,93 Å'dur.

Bazı kil mineralleri boşlukludur ve yukarıda belirtilen kristalen yapıdan farklı yapıda oluşurlar. Bu minerallerin kristal yapısı amfibollerinkine benzer. Bu tür minerallerde ana yapısal birim Si_4O_{11} bileşimindeki çift zincir şeklinde düzenlenmiş silis tetrahedrallerinden oluşmuştur (Şekil 2.7). Yapı sadece bir yönde sürekli olan tabakalı minerallerdeki silis tetrahedrallerin levhalı yapısına benzer. Diğer yön ise 12 Å ile sınırlanmıştır.

Zincirler alüminyum ve/veya magnezyum atomlarıyla bağlanmışlardır. Alüminyum ve/veya magnezyum atomlarının her biri 6 aktif oksijen atomlarınca çevrili şekilde yerleşmişlerdir. Aktif oksijenlerin her biri silis atomlarına bağlanmıştır. Oksijen atomları, bu yüzden zincirlerin kenarlarını ve silis tetrahedrallerinin ucunu oluştururlar.



Şekil 2.6. Şematik tetrahedral yapısı; (a) tek tetrahedral birimi, (b) tetrahedral birimlerinin tabaka yapısı (Grim 1968).



Şekil 2.7. Silis tetrahedrallerinin çift zincir yapısı; (a) perspektif, (b) tetrahedrallerin temel düzlemi (Grim 1968).

2.3.1. Kil Minerallerinin Sınıflandırılması

Kil minerallerinin değişik özellikleri göz önünde bulundurularak farklı sınıflandırma sistemleri geliştirilmiştir. Bunlar içerisinde en yaygın olanı kil mineralleri üzerinde yapısal özelliklere göre yapılan sınıflamadır (Çizelge 2.1.).

2.3.2. Simektit Grubu Kil Minerallerinin Kristal Yapısı

Simektit grubu kil mineralleri, merkezde alüminyum oktahedral levhasının bulunduğu birimlerden oluşmaktadır. Tetrahedral ve oktahedral levhalar, her bir silis levhasının tetrahedrallerinin uçları ile genel tabaka şekilli oktahedral levhalarına ait hidroksil tabakalarından birini bir araya getirecek şekilde birleşirler. Hem oktahedral hem de tetrahedral tabakalardaki oksijenin yerini hidroksilin alması olağandır.

Si – Al – Si birimlerine ait kümede her bir birimin oksijen tabakaları komşu birimlerin oksijenlerine zayıf bir bağla bağlanmışlardır ve bu nedenle bu iki birim arasında mükemmel bir dilinim vardır. Simektit yapısının en göze çarpan özelliği, su ve organik maddeler gibi polar moleküllerin bu iki birim arasına girerek kristal kafesin c – ekseni boyunca genişlemesine neden olmasıdır. İki birim arasına polar moleküller girmemişse, simektitin c – ekseni boyutu 9,6 Å'dan büyük olmayacaktır ve iki birim tümüyle birbirinden ayrılacaktır (Şekil 2.8).

Simektitler üzerinde yapılan XRD analizleri, simektitlerin belli başlı yansımalarının olduğunu göstermiştir. Bunlar;

1. Yansıma Tipi: Bazal 001 yansımaları yapısal tabakaların ayrılmasıyla ilişkili olan düzenli integral serilerinin değişimini gösterir.
2. Yansıma Tipi: Minerali karakterize eden hk band sisteminden gelen genel yansımalar ve genelde tüm simektit mineralleri için benzerdir.

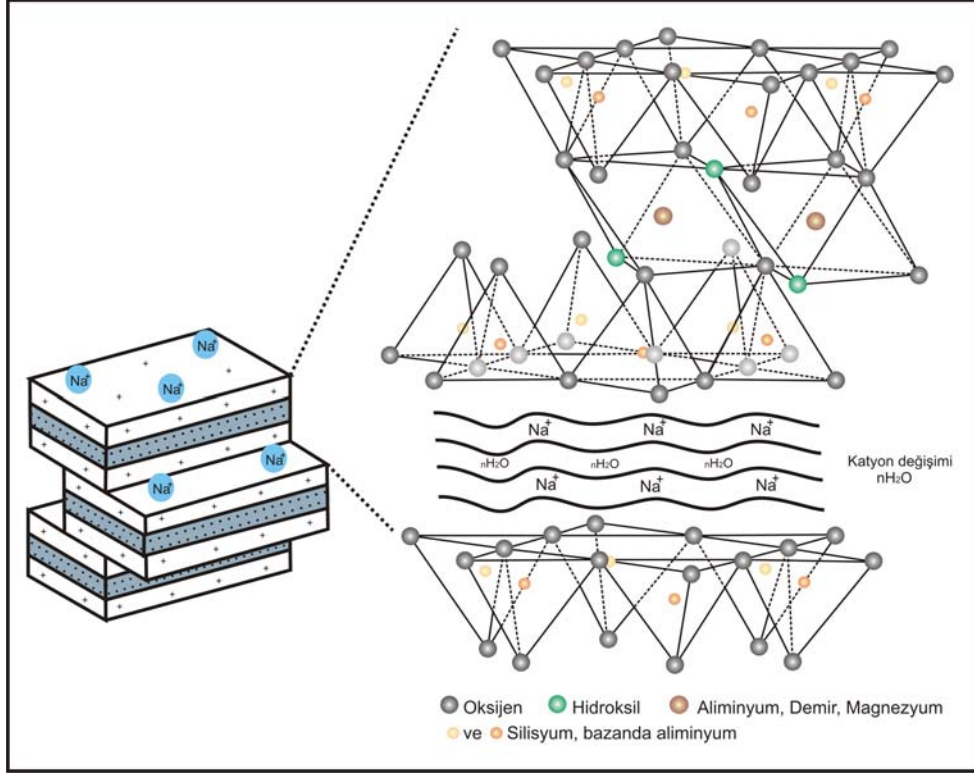
Değişebilir katyonlar silis tabakaları arasında bulunur ve tamamen dehidrate olmuş simektitlerin c – eksen yüzeyi, tabakalar arası katyonların boyutuna bağlıdır. Silis birimleri arasındaki su tabakalarının kalınlığı su – buhar basıncında değişebilir katyonların yapısına bağlıdır.

Normal koşullar altında, değişebilen katyon olarak Na'ı bulunduran simektitler (Na – Simektit) bir moleküler su tabakasına sahiptir ve c- ekseni yüzeyi 12,5 Å'dur. Ca – simektit ise iki adet moleküler su tabakasına sahiptir ve c – ekseni yüzeyi 15,5 Å'dur.

Simektitin kimyasal formülü $(OH)_4Si_8Al_4O_{20}nH_2O$ şeklindedir. Kimyasal bileşim ise, SiO_2 : % 66,7, Al_2O_3 : % 28,3, H_2O : % 5'dir. Simektit kristal kafesteki yer değişiklikleri nedeniyle teorik formül yukarıdakinden farklılık gösterir. Kristal kafesteki bu değişiklikler; alüminyum kafesindeki yer değişiklikleri ve muhtemelen tetrahedral dizilimde silis için fosfor ve/veya oktahedral dizilimde alüminyum için magnezyum, demir, çinko, nikel, lityum vb. şeklindedir.

Çizelge 2.1. Yapısal özelliklerine göre kil minerallerinin sınıflandırılması.

Yapı	Grup	Oktahedral Katmanın Yapısı	Mineral	Kimyasal Formül
2 Katmanlı	Kaolin	Dioktahedral	Kaolinit	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
			Dikit	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
			Halloysit	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
			Nakrit	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
			Anaksit	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
			Endellit	$Al_2Si_2O_5(OH)_4 \cdot 2H_2O$
3 Katmanlı	Simektit	Dioktahedral	Montmorillonit	$5Al_2O_3 \cdot 2MgO \cdot 24SiO_2 \cdot 6H_2O(Na_2O, CaO)$
			Beidellite	$13 \cdot Al_2O_3 \cdot 5Al_2O_3 \cdot 38SiO_2 \cdot 12 H_2O(Na_2O, CaO)$
			Nontronit	$6Fe_2O_3 \cdot Al_2O_3 \cdot 22SiO_2 \cdot 6H_2O(Na_2O, CaO)$
		Trioktahedral	Hektorit	$16 MgO \cdot Li_2O \cdot 24SiO_2 \cdot 6(F, H_2O)(Na_2O)$
			Saponit	$18MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 22SiO_2 \cdot 6H_2O(Na_2O, CaO)$
	İllit veya Mika	Dioktahedral	İllit	$(Al_4Fe_4Mg_6)O_{20} \cdot (OH) \cdot 4Ky(Si_8 - Yaly)$
			Muskovit	$K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$
		Trioktahedral	Biyotit	$K(Mg, Fe)_3 \cdot (Al, Fe) \cdot Si_3O_{10} \cdot (OH)_2$
Flogopit	$H_2 \cdot K \cdot Mg_3 \cdot Al(SiO_4)_3$			
4 Katmanlı	Klorit		Atapulgit	$Mg_5Si_8O_{20}(OH)_2 \cdot 4H_2O$
			Sepiyolit	$Mg_2Si_3O_8 \cdot 2H_2O$
			Allofan	$Al \cdot SiO_2 \cdot H_2O$



Şekil 2.8. Simektitin kristal yapısının şematik şekli (Grim 1968).

Tetrahedral yaprakta silis için alüminyum yer değişikliği yaklaşık % 15 daha azdır. Formülde; oktahedral yaprakta muhtemel pozisyonların iki – üçü doldurulmuş olarak görülür. Alüminyum için magnezyum yer değişikliği birebirdir veya iki alüminyum için üç magnezyum şeklindedir. Oktahedral yapraktaki yer değişikliği farklı şekilde gelişebilir. Tüm oktahedral pozisyonlar magnezyumca doldurulduğunda mineral saponit şeklinde isimlendirilir ve alüminyum tümüyle demir mineraliyle yer değiştirdiğinde, mineral nontronit şeklinde isimlendirilir. Oktahedral pozisyonların tamamen doldurulduğu bu genel tipin tabakalı mineralleri **trioktahedral**, iki – üç oktahedral pozisyonların tümünün doldurulduğu tabakalı mineraller ise **dioktahedral** şeklinde isimlendirilir. Simektitler üzerinde yapılan sayısız analizler, oktahedral yaprakta ki yer değişikliklerinin trioktahedral veya dioktahedral mineral şeklinde gerçekleştiğini, asla ortaç bir yer değişikliğinin olamayacağını göstermiştir (Güven 1999).

Yer değişikliklerinden kaynaklanan kristal kafesteki dengesizlik simektitin teorik formülünün farklılaşmasına sebep olur. Kristal kafesteki bu dengesizlik, tetrahedral veya oktahedral yada her ikisindeki farklı değerli iyonların yer değiştirmesinin bir

sonucudur. Bir levhadaki dengesizlik, kristal kafesin bir bölümünü karşılar. Karşılama, oktahedral tabakadaki oksijenler için hidroksil yer değişikliği ile olabilir. Simektitte tabakalar arasında meydana gelen karşılıklı yer değişiklikleri kafesteki benzer net yükün sonucudur. Simektitler üzerinde yapılan pek çok analiz, net yükün her kafes için yaklaşık 0,66 olduğunu göstermiştir. Bu pozitif (+) net yük eksikliği birim tabakalar arası veya onların kenarlarının etrafındaki adsorbe edilen değişebilen katyonlar tarafından dengelenir. Bu yük eksikliği, yaklaşık her birim hücre için iki – üç birim gelecek şekilde karşılanır. Tabakalar arası pozitif yük eksikliğinin dengelenebilmesi için; tetrahedral levhada her altı alüminyumun bir magnezyumla veya her altı silis atomunun bir alüminyum ile yer değiştirmesi gerekir.

Simektitlerin eş boyutlu olarak ve çok ince yaprak şekilli birimler halinde oluşma eğilimleri vardır. Bu birimler şişerler ve lata veya iğne şekillidirler. Her bir şişmiş form kristal kafesteki yer değişikliği nedeniyledir.

Yaygın simektit formları dioktahedral alüminyum türleri olarak bulunur. Bu türler, alüminyum için magnezyum ve/veya demir yer değişikliğinin orta derecede küçük miktarı her silis için alüminyum yer değişikliğinin oldukça küçük miktarları sonucu oluşur. Bentonitik killer iki veya daha fazla katyon yoğunluğundaki simektitlerden oluşurlar. Silis yapısındaki farklı yer değişiklikleri ile meydana gelen değişik simektit türlerinden oluşan killer mevcuttur.

2.4. Türkiye Bentonit Yatakları

Türkiye'nin önemli bentonit yatakları Çanakkale, Edirne, Ankara, Eskişehir, Kütahya, Balıkesir, Çankırı, Konya, Çorum, Tokat ve Ordu illerinde bulunur. Reşadiye – Niksar (Tokat), Ankara, Figani (Çorum), Enez (Edirne), Kavaklar (Ordu) bentonit yatakları deniz ve göllerdeki bozuşma yoluyla oluşmuşlardır. Mihalgazi (Eskişehir) ve Başören (Kütahya) bentonit yatakları ise hidrotermal kökenlidir. Bentonit ana kayaçları genelde camsı özellikteki tüfler, andezitik kayaçlar ve aglomeralar oluşturmaktadır. Yatakların mineralojik özelliklerine bakıldığında ana mineralin montmorilonit safsızlıkların ise illit, kaolen, feldspat, kuvars, kristobalit, opal – CT, kalsit ve dolomit gibi minerallerin

olduğu görülür. Bunlardan sondaj bentoniti bakımından verimli yataklar Ankara ve Tokat; döküm bentoniti yatakları Çankırı, Çorum, Çanakkale; kağıt ve deterjan ile yağların ağartılmasına uygun bentonitler ise Edirne, Ordu, Balıkesir, Kütahya ve Eskişehir illerindedir. Türkiye'nin toplam potansiyel bentonit rezervi 281.111.000 ton'dur. Bu rezervlerin illere göre dağılımı Çizelge 2.2'de verilmiştir.

Çizelge 2.2. Türkiye'nin önemli bentonit yatakları (DPT 2001).

Bölge	Yer	Kalite	Rezerv (Ton)
Marmara	İstanbul-řile	???	180.000
	Çanakkale-Ayvacık	???	???
	Edirne-Enez	İyi	50.000.000
TOPLAM			50.180.000
Karadeniz	Giresun-Tirebolu	Kötü	4.000.000
	Trabzon-Araklı	İyi	60.000
	Ordu-Fatsa-nye	İyi	2.564.000
	Tokat-Reşadiye	İyi	200.000.000
	Artvin-Derinky	???	800.000
TOPLAM			207.424.000
İç Anadolu	Ankara		19.240.000
	Çankırı		1.443.000
	Çorum-Sungurlu		400.000
	Konya		2.424.000
Ege	Eskişehir		
	Kütahya		
	Balıkesir		
GENEL TOPLAM			281.111.000

2.5. İnceleme Alanıyla İlgili Jeolojik Çalışmalar

Eskişehir ve yakın çevresinde kuzeyden güneye doğru bindirmiş ekay dilimleri halinde birçok kaya birimi izlenmektedir. Bu ekayların büyük çoğunluğu bölgedeki kalın Neojen katmanları ile örtülmüştür. Çeşitli araştırmacılar tarafından bazen tektonik zonlar (Okay 1984), bazen de ayrı kıta parçacıkları (Şengör ve Yılmaz 1981) olarak yorumlanan kaya toplulukları esas olarak üç grup altında toplanmaktadır. Bu grupların ilki Permo-Triyas yaşlı metadetritik, metavolkanik ve kristalize kireçtaşlarının oluşturduğu Karakaya formasyonu olarak bilinen (Bingöl vd. 1975) deforme birim ile bu birimin post-Liyas örtüsüdür.

Kaya topluluklarının ikinci grubunu, yer yer yüksek basınç düşük sıcaklık (YB/DS) metamorfizması geçirmiş volkano-sedimanter istif oluşturur. İstif Okay (1984) tarafından Tavşanlı zonu olarak adlandırılmış ve başlıca Ovacık birliği ve Orhaneli birliği şeklinde iki bölümde incelenmiştir. Ovacık birliği genellikle split, piroklastik, pelajik kireçtaşı olistolitleri ve yer yer çamurtaşları kapsamaktadır (Çoğulu 1967, Okay 1981). Yazarlar bölgedeki çalışmaları sırasında İnönü'nün güneyinde, Ovacık birliği içinde Jura yaşlı kireçtaşı olistolitleri gözlemişlerdir. Bu birim başlıca mermer arakatlı metabazit, metaçört ve metaşeyl ardalanmasından oluşur. Birimin üst kesimlerinde ise metavolcano-sedimanter kayaçlar izlenir. Okay (1984), bu seriyi kaya türü ve istiflenme bakımından Ovacık birliğinin stratigrafik eşdeğeri olarak yorumlamıştır.

Eskişehir ve yakın çevresinde izlenen üçüncü grup kaya birimi, ofiyolitlerdir. Bölge genelinde Ovacık ya da Orhaneli birliği adları ile ayırtlanmış (Okay 1984) ve ikinci grup kaya toplulukları ile sürekli olarak tektonik ilişkilidir. İçlerinde yer yer izlenen gabro ve diyabaz dayklarında YB/DS metamorfizması izlenir (Nebert vd. 1986).

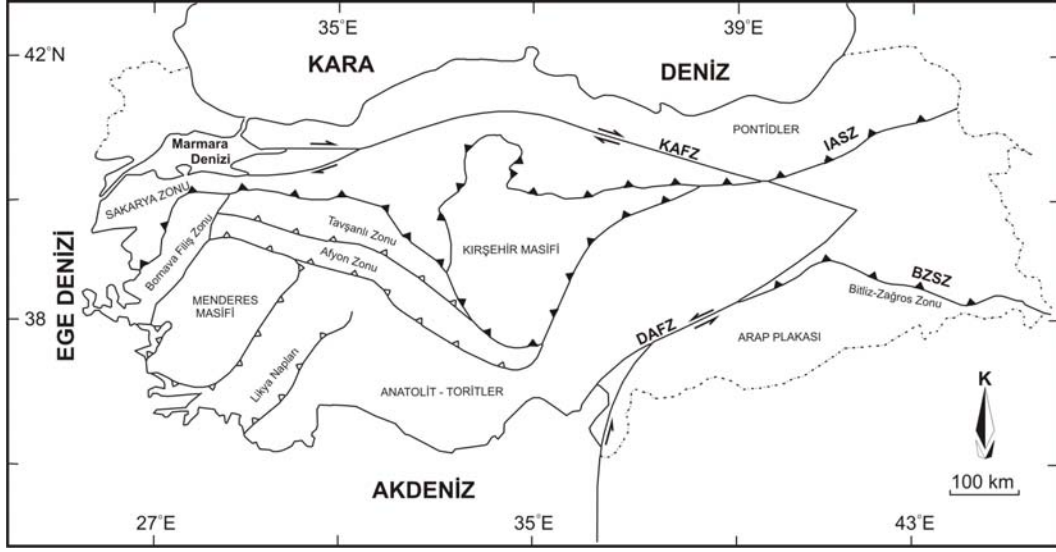
Kuzeybatı Anadolu'da yer alan ofiyolitik kayaçalarda, gabroların oranı tüm kütlelerin % 5 inden azdır ve bu kayaçların büyük bir bölümü harzburgit ile dunitlerden oluşan peridotit topluluklarıdır (Çoğulu 1967, Okay 1981, Tankut 1980).

Dalma batma zonlarında gelişen ofiyolitler (SSZ), Üst Kretase'de ekaylı dilimler şeklinde güneye doğru Anatolid-Torid Bloğu üzerine Kretase'de ekaylı dilimler şeklinde

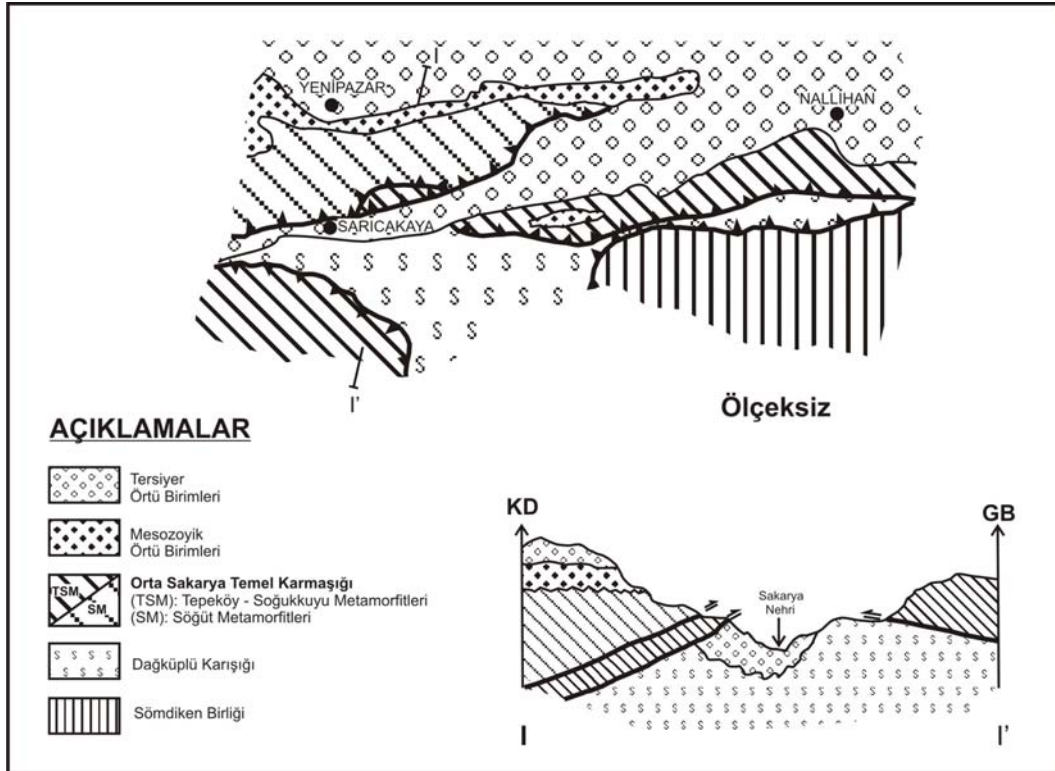
bindirirken farklı deformasyon yapıları sunan farklı yaşlarda ve farklı kaya tiplerini içeren kaotik özellikli ofiyolitik melanjın oluşumuna neden olmuştur (Çoğulu 1967, Nebert 1975). Şengör ve Yılmaz (1981), bu kuşağın Neotetisin kuzey kolu olarak Triyas sonrasında açılmaya başlayan okyanusun Geç Eosen'de kapanması ile geliştiğini söylemişlerdir.

İnceleme alanının da içinde bulunduğu Kuzey Anadolu'nun Orta Sakarya bölümü iki büyük dağ oluşum kuşağının bir araya geldiği bölgedir. Bu kuşaklardan kuzeyde bulunanı bölgede çalışan değişik araştırmacılar tarafından Sakarya kıtası olarak adlandırılmış ve Pontitler'e dâhil edilmiştir (Şengör vd. 1980, Şengör ve Yılmaz 1981) (Şekil 2.9 – 2.10). Temelde Karakaya Grubu kayaları (Bingöl 1978, Tekeli 1981) ile granitik kayaları içeren Sakarya kıtası Liyas yaşlı post-orojenik birimler ile örtülmüş; örtü tabakaları Mesozoik ve Tersiyer yaş aralığında çökelmiştir. Sakarya kıtasının temelini oluşturan Karakaya Kompleksinin jeodinamik anlamı konusunda iki farklı görüş vardır. Bingöl (1978) ve Tekeli (1981), Karakaya kompleksinin bir okyanus kabuğunu ve dalma-batma zonu kayalarını içerdiğini belirtmişlerdir. Bir diğer görüş ise yukarıda kısaca özetlenen Karakaya karışığı güneye dalan Paleotetis'in güneyinde gelişmiş bir marjinal basenin kayalarını içerdiğidir (Şengör ve Yılmaz 1981).

Anatolid-Torid platformu İzmir-Ankara kenet zonu boyunca Pontid volkanik yayıyla çarpıştığında kuzeye dalma olayı sonlanmıştır (Aldanmaz vd. 2000). Bu çarpışmanın zamanı hakkında farklı görüşler vardır. Haris vd. (1994), çarpışma süresince ortaya çıkan ofiyolit parçalarından elde ettiği veriler yardımıyla çarpışma zamanının Orta Eosen'den daha önce muhtemelen Turroniyenden sonra gerçekleştiğini söylemiştir. Pontid zonundaki en genç magmatizma Orta Eosen olarak önerilmiştir (Şengör ve Yılmaz 1981) ve bu olay çarpışmanın sonunu işaret etmektedir. Bu çarpışma büyük ölçekli kıta içi (intra-crustal) deformasyonuna ve alttaki Likya naplarıyla birlikte Menderes Masifi'nin gömülmesine sebep olmuştur.



Şekil 2.9. Türkiye'nin ana tektonik unsurları ve suture zonlarını gösteren basitleştirilmiş yapısal harita (KAFZ = Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, İASZ: İzmir-Ankara Suture Zonu, BZSZ: Bitlis-Zağros Suture Zonu, Okay ve Tüysüz 1999).



Şekil 2.10. İnceleme alanının yapısal haritası ve enine kesiti (Göncüoğlu vd., 1996 ve Yılmaz vd., 1997'den değiştirilerek alınmıştır).

Orta Sakarya bölgesinde Neotetis'in Geç Kretase'de kapanmasıyla bir araya gelmiş üç ana tektano-stratigrafik birlik ve bunları örten Tersiyer basenleri çökelleri yer almaktadır (Göncüoğlu vd. 1996). Neotetis'in "**Sütur Zonu**" üzerinde yer alan çalışma alanındaki jeolojik birimler birbirinden farklı jeolojik evrim geçirmiştir.

Sözü edilen farklı evrimleşme, bu birliklerin en azından Neotetis'in açılıp kapanması döneminde farklı tektonik konumlarda yer almasından kaynaklanmaktadır. Bundan da öteye, yapısal birliklerden ikisinin temelinde Paleotetis'in kapanması sürecinde farklı tektonik konumlarda geliştiği varsayılan alt yapısal birlikler gözlenmektedir.

Göncüoğlu vd. (1996), bu çok evreli, yapısal karmaşığı düzenli olarak tanımlayabilmek için, öncelikle Neotetis'in evrimi ile ilişkili olduğu düşünülen kıtasal ve okyanusal birlikler ayırtlamışlardır. Söz konusu birliklerin genel özellikleri ve yapısal konumları aşağıda verilmiştir.

I- Güney Birlik (Sömdiken Birliği): Neotetis'in güneyinde yeralan pasif kıta kenarını temsil eder. Metamorfik kayalardan oluşan bölümü Sömdiken Birliği olarak adlandırılmıştır. Alt bölümünü, Paleotetis'in yay-yayardı konumunda gelişmiş birimlerini içeren Göktepe Metamorfikleri oluşturur.

II- Dağküplü Karışığı: Neotetis'in yığışım prizması çökelleri ve okyanusal kabuk parçalarından oluşur. Güney Birlik üzerinde tektonik dokanakla yer alır.

III- Kuzey Birlik (Orta Sakarya Birliği): Neotetis'in kuzeyinde yer alan aktif kıta kenarını temsil eder. Birliğin üst bölümünü Neotetis'in kuzey platformunun Liyas-Üst Kretase yaşlı çökelleri, orta bölümünü Neotetis'in açılmasını temsil eden birimler (Soğukkuyu Metamorfikleri), alt bölümünü ise Paleotetis'in farklı yapısal konumda gelişmiş kesimlerini içeren Söğüt ve Tepeköy Metamorfikleri oluşturur. İnceleme alanının temelini oluşturan ve Sarıçayderesi formasyonunun üyesi olan metamorfik kayalar Orta Sakarya Birliği içinde yer almaktadır.

Geç Miyosen-Pliyosen'den itibaren Batı Anadolu'da D-B yönü boyunca doğrultu atımlı faylarla birlikte düşük açılı, listrik normal faylarla belirginleşen, yoğun kıtasal

genişleme ve litosferik incelme olayları gözlenmiştir (Eyidoğan ve Jackson 1985, Şengör vd. 1985). Bu genişlemenin sebebi hala tartışmalı olup, bunlardan bazıları aşağıya çıkarılmıştır: a) Yer çekimine bağlı çökme ve incelmış ve değişken litosferin dağılması (Dewey 1988); b) Ege ve Anadolu plakalarının Ege yayı boyunca alta dalması (Meulenkemp vd. 1988) ve c) Anadolu plakasının saatin ters yönünde dönmesi (Westaway 1994, Reilinger vd. 1997).

Batı Anadolu'da magmatizma Oligosen'de başlamış, Erken Miyosen boyunca şiddetlenmiş ve Geç Miyosen-Pliyosen'de zayıflamıştır (Yılmaz 1997). Şiddetli plütonik faaliyetler Oligosen-Miyosen boyunca (Bingöl vd. 1982) ve volkanik faaliyetler ise Erken Miyosen (Innocenti vd. 1982, Keller 1983) boyunca etkisini göstermiştir (Aydar 1998) ve bu faaliyetler Erken Miyosen boyunca kabuğun aşırı incilmesi nedeniyle oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz 1981, Yılmaz 1997, Karacık ve Yılmaz 1998).

Anadolu'da geniş dağılımlar gösteren ve yüzeyleme olarak Anadolu'nun yarısını kaplayan Neojen yaşlı volkanitler Batı Anadolu 'da başlıca Biga–Bayramiç–Çanakkale, İzmir–Menemen-Kula, Afyon, Tavşanlı–Kütahya ve değişik bölgelerde belirlenmiştir. Bu volkanitler stratigrafi, morfoloji, petrografi ve jeokimya açısından birbirine benzer görünüştedirler (Ercan 1993, Ercan ve Günay 1984, Ercan vd. 1987), (Şekil 2.11).

Bölgede üç farklı kayaç grubu ayırt edilmiştir. Bunlar, granitik bileşimli plütonik kayaçlar, ortaç bileşimli volkanik kayaçlar ve bazaltik bileşimli volkanik kayaçlardır. Plütonik kayaçlar 35-20 my, plütonik kayaçlarla kısmen yaşıt olan ortaç volkanik kayaçlar ise 30-15 my yaşlıdır. Bu iki grup kayaçlar bölgede birbiriyle yakın ilişkilidir. Ortaç volkanik kayaçlar bölgede bazaltik andezit, andezit, trakiandezit, latit ve dasit gibi farklı bileşimlerde gözlenirler. Piroklastik kayaçlar bu grubun hakim kayaçlarıdır ve piroklastik kayaçların tüm çeşitlerini içerirler.



Şekil 2.11. Batı Anadolu'daki volkanik merkezlerin bölgesel dağılımı (Aydar 1998).

Volkanik seviyelerin sedimanter kayaçlarla ara tabakalı olması lav veya piroklastik kayaçların yer yer göllerde çökeldiğini göstermektedir. Bunun sonucunda, pumis bileşimli piroklastik kayaçların depolanması çok nadir olarak gözlenmektedir.

Batı Anadolu'da iki farklı bileşimde magmatik aktivite ayırt edilmiştir. Granitik plütonları oluşturan ve ortaç volkanik kayaçlarla ilişkili olan erken magmatik faz genellikle kalkalkalin bileşimlidir. Bu evrede oluşan alkalin kayaç türleri çok nadirdir. Bazaltik lavları oluşturan geç magmatik faz alkalin bileşimli veya geçişlidir. Bazik bileşimli volkanik kayaçlar magmatizmanın erken evresinde hemen hemen hiç görülmez. Bu olay bazaltik magmanın bu evrede tümüyle yokluğunu göstermez. Çünkü erken magmatik evrenin ortaç lavları bazaltik anklav içerir ve bu ise bazaltik magmaların bu dönemde oluştuğunu, fakat yüzeye çıkmadan önce değişime uğradığını göstermektedir (Yılmaz 1997).

Bilecik ve çevresinde Hersiniyen ve Alpin orojenez safhaları kendini hissettirmiş, bunun neticesi olarak kıvrımlar, faylar, itilmeler ve volkanik faaliyetler meydana gelmiştir.

Bölgede ilk kıvrımlanma Hersiniyen hareketleriyle başlar. Paleozoyik şistler şiddetli bir şekilde kıvrılmışlar, bunun daha ileri kırılma safhasında meydana gelen faylar boyunca intrüzyon faaliyeti başlamıştır. Asit intruzifler bu safhada şistler içine yerleşmiştir. Daha sonra bu intruzifler içinde meydana gelen KD-GB yönlü faylar boyunca aplitler yerleşmiştir.

Bilecik kireçtaşlarının uyumsuz olarak temel üzerine yerleşmesinden sonra Alpin hareketlerin başlangıcında bu kireçtaşlarında geniş ondüleli kıvrımlar ve riolitik volkanizma meydana gelmiş, ileri safhalarda ise kireçtaşları Neojen konglomeraları üzerine itilmişlerdir.

Kalkalkalin magma yüksek oranda uçucu gaz içermekle birlikte LIL (Light Iyon Lithofil) element ve izotop bileşimi bakımından da zengindir. Tüm bu veriler kıtasal malzemeye karışmış olan ve mantodan türeyen hibrid kökeni işaret etmektedir (Yılmaz,

1989). Granitik bileşimli plütonik kayalar yüksek oranda izotop içerir fakat manto ve kıtasal değerler arasındaki ortaç bileşimde yer alır (Yılmaz 1989, 1990a, b).

Alkalin bileşimli magmatik evre yersel olarak gelişmiş bazalt ve mugait, trakit ve hawaitlerce belirgin olarak temsil edilirler. Petrolojik özelliklere göre iki farklı alkalin kayalar grubu ayırt edilmiştir. a) Yanal geçişli grup ve b) belirgin alkalin grup. Geçişli özelliklere sahip grup kalk-alkalin volkanik kayalarla benzer özellikler gösterir ve karmaşık bir biçimde bunlarla iç içe bulunur. Bu grupta, andezitik bileşimli kayalar dereceli olarak koyu renge değişim sunmaktadır fakat ortaç alkalin bazaltik lavlardan oluşur ve silisçe zengindir. Alkalin grup ise bazaltlarca temsil edilirler ve belirgin bir şekilde alkalin özellik gösterirler. Bu grup mantodan türemiş magma bileşiminin jeokimyasal özelliklerini gösterirler (Yılmaz 1990 a, b).

Kibici (1990)'a göre andezitik bileşimli olarak belirlenen inceleme alanındaki volkanik kayalar lav ve piroklastiklerden oluşmaktadır. Ayrıca bölgede çok az oranda dasitik bileşimli volkanik kayalar da gözlenmiştir. Kibici (1990), tarafından belirlenen tüm bu kayalar türleri bölgede kalkalkalin bileşimli magmatik faaliyetin varlığını işaret etmektedir.

3. MATERYAL VE METOD

3.1. Arazi çalışmaları

Arazi çalışmalarına Temmuz–2006’da başlanmış, 2007 yılı yaz aylarında ise tamamlanmıştır. Arazi çalışmalarında bentonit yataklarının yoğun olduğu bölgelerde 1/10.000 ölçekli (Ek–1) jeolojik harita ve enine kesitleri hazırlanmıştır.

Arazi çalışmaları sırasında toplam 24 adet kayaç numunesi ve 32 adet de bentonit numunesi derlenmiştir. Bentonit örnekleri 20-30 cm derinlikteki atmosferik şartlardan etkilenmemiş seviyelerden ve serbest numune alma yöntemiyle alınmıştır.

3.2. Laboratuvar çalışmaları

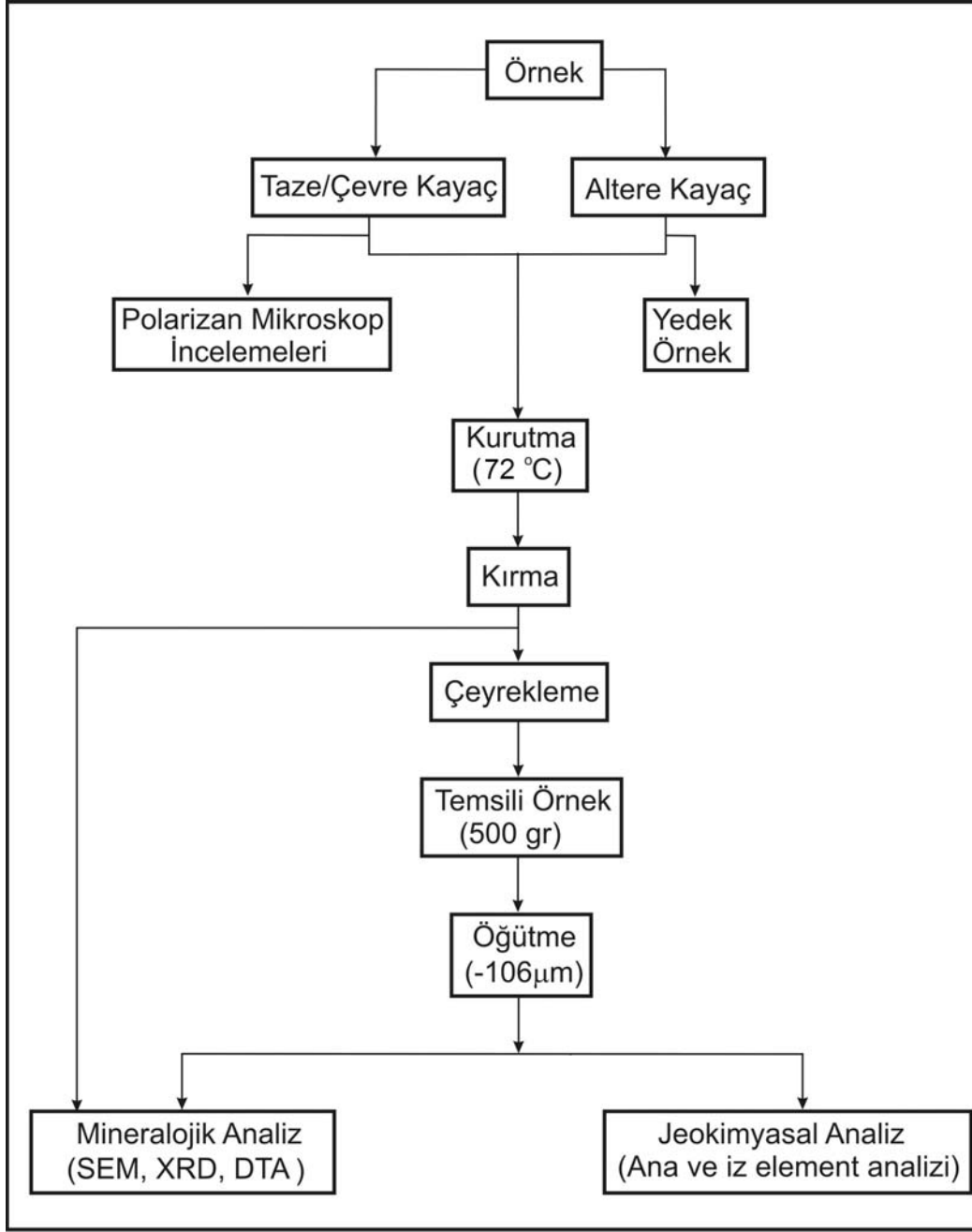
Arazi çalışmaları sırasında toplanan örnekler başlangıçta köken ve ayrışma derecesine göre iki bölüme (taze/çevre kayaçlar ve altere kayaçlar gibi) ayrılmış, daha sonra ise bölge ve analiz türüne göre gruplandırılmıştır. Kurutma, kırma ve öğütme gibi bazı ön işlemlerden geçirilen örneklerin belli bir programa göre analizleri yapılmıştır (Şekil 3.1).

3.2.1. Mineralojik İncelemeler

Mineralojik incelemeler, mikroskobik incelemeler ve X-ışınları difraktoğramı (XRD) incelemeleri olmak üzere 2 bölümde yürütülmüştür. Her 2 bölümde örneklerin analize hazırlanması sırasında yapılan işlemler ayrı bölümler halinde aşağıda verilmiştir.

3.2.1.1. Mikroskobik İncelemeler

Gerek saha gözlemleri ve gerekse kimyasal, mineralojik ve teknolojik özellikleri açısından birbirinden farklı olan bentonit örnekleri ile bentonitlerin ana kayaçları ve çevre kayaçlarının mineralojik bileşim ile yüzey morfolojisinin belirlenmesi için polarizan mikroskop ve taramalı elektron mikroskop (SEM) incelemeleri yapılmıştır.



Şekil 3.1. Örneklerin analize hazırlık aşamaları.

a) Polarizan Mikroskop İncelemeleri

Polarizan mikroskop incelemeleri A.K.Ü. Teknoloji Uygulama Araştırma Merkezi (TUAM)'nde Euromex marka mikroskopta (Resim 3.1) ve Balıkesir Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde gerçekleştirilmiştir.



Resim 3.1. A.K.Ü. Teknoloji Uygulama Araştırma Merkezi'ndeki Euromex marka polarizan mikroskop.

b) Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) İncelemeleri

X-ışınları difraktoğramı analiziyle paralel yürütülen taramalı elektron mikroskop (SEM) incelemeleri için farklı mineralojik bileşime sahip bentonitler ile ana kayaç örneklerinden yaklaşık 1 cm çapında parçalar kırılmıştır. Böylece kayaç yapısını ve dokusunu temsil eden taze yüzeyler elde edilmiştir. Bentonitler izotropik doku özelliklerine sahip olduklarından kırılma yönü (tabakalanmaya paralel veya dik) pek fazla önemli değildir. Örnek hazırlama işlemi sırasında insan hatasını önlemek için kayaçtan kırılan parçaların fazladan işleme tabi tutulmasına gerek yoktur. Örnekler ince altın yada karbon filmle kaplandığında taramalı elektron mikroskoptan gelen aşırı elektrik yükü kontrol edilmiş olur. Böylece örneklerden daha kaliteli görüntü elde edilir (Keller vd. 1986).

SEM incelemeleri için 250-300 Å'da ince karbon filmle kaplaması yapılan örneklerin tanımlamaları, A.K.Ü. Teknoloji Uygulama Araştırma Merkezi (AKÜ-TUAM)'ndeki LEO VP-1431 model elektron mikroskobunda (Resim 3.2) ve Anadolu Üniversitesi,

Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Malzeme Bilimi ve Mühendisliği Bölümü'ndeki Zeiss marka değişken basınçlı analitik FESEM cihazında yapılmıştır.



Resim 3.2. LEO VP-1431 model elektron mikroskobu (AKÜ, TUAM)

3.2.1.2. X-Işınları Difraktoğramı (XRD) İncelemeleri

XRD incelemeleri için bentonitleşmenin görüldüğü farklı özellikteki ayrılmış örnekler ile ana kayaç olduğu düşünülen volkanik kayaç örnekleri analize hazırlanmıştır. Bentonit örneklerinin XRD çalışmaları tüm kayaç incelemeleri ve kil boyutu incelemeleri olarak 2 bölümde yürütülmüştür. Tüm kayaç incelemeleri yapılacak bentonit örnekleri ile volkanik kayaç örnekleri XRD incelemeleri için $-250 \mu\text{m}$ tane boyutuna getirilmiştir.

Tüm kayaç XRD incelemeleri sonucunda farklı mineralojik bileşim gösteren bentonitlerde kil boyutu incelemeleri yapılmıştır. Kil boyutu incelemeleri için kırılmış örneklerden yönlendirilmiş numuneler hazırlanmıştır. Bunun için kırılmış bentonitlerden alınan yaklaşık 20-30 gr örnek, 1000 cc'lik cam veya polietilen ölçekli bir kaba konularak tartılır. Sonra 55 cc saf su eklenir ve mekanik karıştırıcı ile yaklaşık

10 dak (1500 dk-1) karıştırılır ve 20 °C’de 1 saat sedimentasyon için tozsuz bir ortamda bekletilir. Üstteki berrak seviye boşaltılır. Daha sonra süspansiyonun yüzeyinden itibaren 5 cm derinlikten 5-10 ml kadar solüsyon pipetle çekilerek analiz için saklanır. Bu şekilde sadece <2µm boyutlu taneler elde edilmiş ve kil mineralleri bakımından maksimum zenginlik sağlanmış olunur (Brindley ve Brown 1980, Saka 1997, Yıldız 2000).

Hazırlanan yönlendirilmiş numunelerden bentonitlere bir dizi standart tali işlemler uygulanarak kil minerallerinin özellikle düşük 2θ° açılı bölgedeki bazal kırınımalarında yapay değişimler meydana getirilmeye çalışılmıştır. Bu yapay değişimlerin sistematik incelenmesi ile kırınım profilleri benzer kil minerallerinin birbirinden ayırt edilmesi ve tanımlaması yapılır. Yönlendirilmiş bentonitik örnekler aşağıdaki standart işlemler uygulandıktan sonra XRD çekimi yapılmıştır.

Etilen glikol (veya gliserol) ile muamele: Etilen glikol (sıvı veya parça) içeren ağzı açık bir kabın yerleştirildiği etüvde (60 °C’ye ısıya ayarlanmış) en az 1 saat bekletilmesi ile gerçekleştirilir. Ancak bu işlem sırasında dikkat edilmesi gereken en önemli husus; etüvden alınan numunenin kısa ve her zaman aynı zaman aralığında XRD analizinin yapılmasıdır.

550°C’de ısıyla muamele: Isıl işlemler etilen glikol işlemine tabi tutulmuş aynı numunenin sıcaklığı hassas (± 5°C) fırında en az 1 saat bekletilmesi gerekir. Burada da ısı işleminden sonra 15–20 dakika kadar numune soğuduktan hemen sonra XRD analizinin yapılması önemli bir husustur.

Bentonit ve bazı volkanik kayaların XRD analizleri A.K.Ü Teknoloji Uygulama Araştırma Merkezi (TUAM)’nde Shimadzu XRD-6000 model X-ışını difraktometre cihazı (Ni filtreli, CuKα radyasyonlu) (Resim 3.3) ve MTA Genel Müdürlüğü Mineraloji ve Petrografi laboratuvarı “Rigaku Geiger Flex” model X-ışını difraktometre cihazı (Ni filtreli, CuKα radyasyonlu) kullanılarak yapılmıştır. Analizlerde 40 kV (voltaj) ve 30 mA (akım) difraksiyon değerleri seçilmiştir. Numuneler 2°/dak.’da

taranarak 2° - 70° (2θ) goniometre kırınım açısı aralığında 2000 cps (intensity) pik yoğunluğunda analiz edilmiştir.



Resim 3.3. Shimadzu XRD-6000 model X-ışını difraktometre cihazı (AKU, TUAM).

3.2.2. Jeokimyasal İncelemeler

Saha gözlemleriyle polarizan mikroskop ve XRD çalışmaları sonucunda belirlenen değişik özelliklerdeki bentonit ve volkanik kayalara ait örneklerden bir bölümü jeokimyasal incelemeler için ayrılmıştır. Kayaç ve bentonit tüm kayaç örnekleri kırılıp öğütüldükten sonra ana, iz ve nadir toprak element tayini için $-0,106$ mm tane boyutuna indirgenmiştir. Jeokimyasal incelemeler için hazırlanan kayaç, bentonit örneklerinin ana, iz ve nadir toprak element tayini ACME (Kanada) Laboratuvarında XRF, ICP-MS Cihazı ile yaptırılmıştır.

4. BULGULAR

4.1. İnceleme Alanının Jeolojisi

4.1.1. Stratigrafi

Bölgedeki kayaçların temelini Karbonifer yaşlı Sarıçay formasyonu oluşturmaktadır. Formasyon metamorfik ve mağmatik kayaçlardan meydana gelmekte olup, Mihalgazi formasyonunun üzerinde tektonik olarak yerleşmiştir. Jura yaşlı kireçtaşlarından oluşan Avdan formasyonu Sarıçay ve Mihalgazi formasyonları üzerine tektonik olarak yerleşmiştir. Mihalgazi formasyonu sedimanter ve volkanik kayaçlardan oluşmakta ve bu kayaçlar inceleme alanında yanal ve düşey yönde geçişli olarak yayılım sunmaktadır.

Bölgedeki en genç birim, vadinin düşük rakımlı bölümlerinde yayılım sunan Kuvaterner yaşlı alüvyondur. Bu bölümde (yaşlıdan gence doğru) söz konusu birimlere ait litolojik bilgiler detaylı olarak verilmiştir.

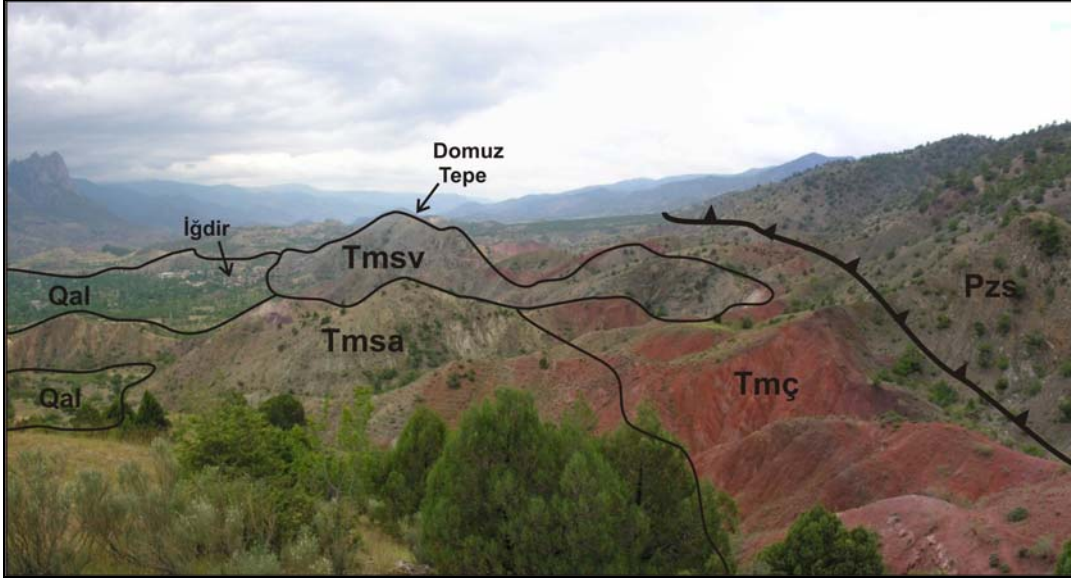
a) Sarıçay Formasyonu (Pza)

İnceleme alanının temelini oluşturan formasyon metamorfik ve magmatik kayaçlardan meydana gelmektedir (Resim 4.1). Karbonifer yaşlı granodiyorit ve kalkoalkalen bileşimli granitler inceleme alanının dışında metamorfik kayaçları kesmektedir (Kibici 1992). Bölgedeki metamorfik kayaçlar üzerinde yapılan çalışmalarda birimin düşük ısıli metamorfikler, bölgesel metamorfik kayaçlar ve kontakt metamorfik kayaçlar olmak üzere üç ayrı tip kayaç grubundan meydana geldiği, bunların farklı koşullarda oluştuğu ve değişik dokusal özelliklere sahip olduğu belirlenmiştir (Kibici vd. 1992).

İnceleme alanında asit magmanın yerleşimi sonucu belirlenen bölgesel metamorfik kayaçları yeşilşist fasiyesini karakterize etmektedir. Bölgesel metamorfik kayaçlar geniş bir yayılım göstermekte olup biyotitşist, kloritşist, epidotşist, granatşist, biyotit-epidotşist, klorit-serisit şist türündeki metamorfik kayaçlardan meydana gelmektedir. Bu kayaçlar çok iyi şistozite düzlemlerine sahiptirler. Bu yapraklanma düzlemlerine uyumlu olarak pegmatit filonları yerleşmiştir (Kibici vd. 1992).

Ü.SİSTEM	SİSTEM	SERİ	FORMASYON	ÜYE	SİMGE	KALINLIK	LİTOLOJİ	KAYA TÜRÜ AÇIKLAMASI
	KUVATERNER				Qal			Alüvyon: Tuturulmamış çakıl, kum ve kil.
MESOZOYİK	JURA	Ü.JURA - A.KRETASE	AVDAN		Ja			Jura Kireçtaşı: Beyaz, krem ve pembe renklidir. Alt seviyeler ince, üst seviyeler ise kalın tabakalıdır. Küçük boyutlu kıvrımlar gözlenir.
								Uyumsuzluk
PALEOZOYİK	KARBONİFER		SARIÇAY		Pzs			Metamorfik Kayaçlar: Serisit şist, grafit şist, biyotit şist, hornfels, amfibolit ve sillimanit şistlerden oluşur. Mermer mercikleri (Mr) içerir.
								Tektonik Dokanak
SENOZOYİK	TERSİYER	PALEOSEN - EOSEN	MIHALGAZI	SARICAKAYA				Kapıkaya Tüfü: Beyaz, krem renklidir. Boyutu 1-5mm arasında değişen kayaç parçaları içerir. Alterasyon etkisiyle ikincil bindirme hattından itibaren değişik karakterde bentonitleşmeler (Tmsb) gözlenir.
					Tmst1			Silsifiye Litik Tuf: Mikrolitik hamurdan boyutu 2-7 mm arasında değişen litik materyel görülür.
					Tmsa			Bozaniç Aglomerası: Gri, koyu gri renklidir. Boyutları 1-44cm arasında değişen andezit parçaları içerir. Lokal olarak bentonitleşmeler (Tmsb) görülür.
					Tmsv			Bozaniç Volkanikleri: Gri, koyu gri renklidir. Camsal dokuludur. Akıntı yapısı gözlenir. Lokal olarak bentonitleşmeler (Tmsb) görülür.
				ÇAKMAKLI	Tmç			Belirsiz tabakalı polijenik konglomera, orta kalın tabakalı kumtaşı, çok ince tabakalı kiltası ve killi karbonat ardalanmasından oluşur. Yer yer marn da içermektedir.

Şekil 4.1. İnceleme alanının tektonostratigrafik sütun kesiti (ölçeksiz).



Resim 4.1. Domuz Tepe doğusunda gözlenen bindirme hattı. Bindirme yapmış olan Sarıçay formasyonu (Pzs), dokanak yapan Çakmaklı üyesi (Tmç), Bozaniç volkanikleri (Tmsv) Bozaniç aglomerası (Tmsa) arasındaki ilişkiler.

Granodiyoritlerin güneyinde ve kuzeyinde yer alan kontakt metamorfik kayalar ise bölgesel başkalaşım kayalarından farklı mineral parajenezleri içerirler. Çok sert ve masif yapılı, kırılması güç olan değme başkalaşım kayaları hornfelsler, hiperbiyotitli hornfelsler, amfibolit ve sillimanitşist şeklindedir. Epimetamorfitler, inceleme alanının güneyinde yer almaktadır. Biyotitşist, kloritşist, grafitşist ve metabazit bileşimindedir. Bu serinin çekirdeğini serpantin ve peridotitler oluşturmaktadır. Peridotitler inceleme alanının dışında geniş bir yayılım alanı göstermektedir (Kibici vd. 1992).

b) Avdan Formasyonu (Ja)

Formasyon Sarıçay ve Mihalgazi formasyonlarının birimleri üzerine tektonik dokanakla gelmekte olup arkoz, kumtaşı, taneli kumlu kireçtaşları ve köşeli, konkoidal kırıklı, masif kireçtaşlarından meydana gelmektedir. İnceleme alanının dışındaki Avdan köyü ve civarında karakteristik olarak yüzeylenmektedir. Bölgede daha önceden yapılan çalışmalarda kireçtaşlarının Jura yaşlı olduğu ve bazı bölgelerde yerli ve bazı bölgelerde ise taşınmış olduğu ifade edilmektedir (Kibici, 1984). Jura kireçtaşları inceleme alanının

dışında Bilecik civarında ayrıntılı olarak incelenmiş ve “Bilecik Kireçtaşları” olarak adlandırılmıştır (Altınlı 1973).

“Tuzaklı-Gümele Sürüklenimi” olarak adlandırılan (Demirkol 1977, Çoban 1994) tektonik hat boyunca bazı bölgelerde taşınmış Jura yaşlı kireçtaşları yer almaktadır. Kretase yaşlı kireçtaşları inceleme alanına göre daha çok Sakarya Nehri’nin batı kısımlarında yüzeyleyir ve sarımsı, boz renkte killi kireçtaşı ile temsil olunmaktadır.

c) Mihalgazi Formasyonu

Paleosen yaşlı sedimanter kayaçlar ile Eosen yaşlı volkanik kayaçlardan meydana gelen formasyonun sedimanter birimi Çakmaklı üyesi, volkanik birimler ise Sarıcakaya volkanitleri olarak isimlendirilmiş olup bunların litolojik özellikleri ayrıntılı olarak aşağıda verilmiştir.

I- Çakmaklı üyesi (Tmç)

Kırmızımsı-kahverengimsi renkli mostralarıyla karakteristik olan birim alttan üstte doğru belirsiz tabakalı polijenik konglomera, ince-orta-kalın tabakalı kumtaşı, çok ince tabakalı - lamine kiltası, killi kireçtaşı, marn ardalanmasından meydana gelmektedir (Resim 4.2). Birimin konglomera, kumtaşı ve kiltası seviyeleri birbiriyle dereceli geçişlidir (Resim 4.3). Sakarya Nehri’nin kuzeyindeki mostralarında kuzey-kuzeybatıya eğimli olan birim, Tuzaklı-Gümele Sürüklenim hattının etkisiyle asimetric antiklinal oluşturmakta ve Sivrikaya tepesi oluşturan Jura yaşlı kireçtaşı bloklarını kapsamaktadır.

Birimin üst seviyelerinde değişik büyüklük (ortalama 2 cm-10cm) ve değişik renklerde yoğun demir oksit katkılı kalsedon çakılları kapsamaktadır. Volkanik kayaçlar ile örtülü olan sedimanter birim; volkanikler ile girik-merceksel ilişkilidir. Birim içerisinde Tuzaklı-Gümele Sürüklenim hattına az çok uyumlu küçük çapta faylar gözlenmiş olup, Kapıkaya-Beyköy arasında kalan bölgede volkanikler ile olan sınırı faylıdır.

Söz konusu hat boyunca faylanmanın etkisiyle birimler yoğun bir şekilde silisifiye olmuştur. Eroskay (1965) ve Altınlı (1973) birimi Kızılçay Formasyonu içine dahil etmiştir. Ayrıca, Kibici (1990) birimin yaşını Paleosen olarak belirtmiştir.



Resim 4.2. Ezgen tepenin kuzeyinde Çakmaklı üyesindeki kilitaşlarında laminalı yapı.



Resim 4.3. Canavarkayası tepe eteklerinde konglomera ve kumtaşlarında gözlenen dereceli geçişler.

II- Sarıcakaya Volkanitleri

Bölgede Eosen yaşlı volkanik kayalar Çakmaklı üyesine ait birimlerle yanal ve düşey geçişlidir. Kapıkaya köyünün doğusundan başlayıp Koruseki Tepe'nin güney doğusuna kadar uzanan birimler yaklaşık olarak Sakarya vadisine paralel olarak yerleşmiştir. Andezitler gri, koyu gri renk tonlarında gözlenirler. Grinin tonlarındaki camsı matriks içerisinde feldspat mineralleri beyaz renklerde, hornblendler ise koyu kahverengi – siyahımsı renklerde gözlenmektedir. Aglomeralar kahverengimsi, kırmızımsı renklerde gözlenirken değişik özellikte ve boyutta andezit çakıllarını bünyesinde bulundurmaktadır. Açık renkli tüfler beyaz – krem renklidir. İçerisinde litik metaryal olarak değişik özellikte kayalar parçaları bulunmaktadır. Söz konusu volkanik kayalar, Altınlı (1973) ve Kibici (1990) tarafından “Sarıcakaya Volkanitleri” olarak isimlendirilmiştir. Yapılan çalışmalarda volkanik kayalar alt gruplara ayrılarak incelenmiştir. Bu kayaların litolojik özellikleri aşağıda verilmiştir.

❖ Bozaniç Volkanikleri

Bölgedeki volkanizma inceleme alanının dışındaki Bozaniç Tepe merkezli olarak gerçekleşmiş olup, lav türündeki volkanikler bölgedeki en önemli volkanizma fazının ürünüdür. Koruseki Tepe civarında mostra veren andezit bileşimli lavların yayılımı Tuzaklı - Gümele sürüklenme hattına az çok uyumlu bir konumdadır. Koyu gri, kahverengimsi, bordo renkli matriks içerisinde plajyoklas, hornblend ve piroksen kristalleri gözlenmiştir. Volkanik kayalarda küresel alterasyon sık olarak gözlenmektedir.

❖ Bozaniç Aglomerası

Volkanizmanın patlama evresine ait materyallerin oluşturduğu aglomera türündeki kayalar Bozaniç Tepe merkezli olarak bölgede yayılım sunmaktadırlar. İnceleme alanında ise Kapıkaya köyü civarında gözlenen birim gri, koyu gri renkli olup, içerisinde değişik özellikte 1 – 44 cm arasında değişen boyutlarda andezit çakılları bulunmaktadır. Söz konusu andezit çakılları tüflerden oluşan bir matriksle birbirine

tutturulmuştur. Birim farklı fiziksel özelliklerdeki seviyelerden oluşması nedeniyle bazı bölgelerde belirgin bir şekilde aşınım şekilleri oluşmuştur (Resim 4.4).

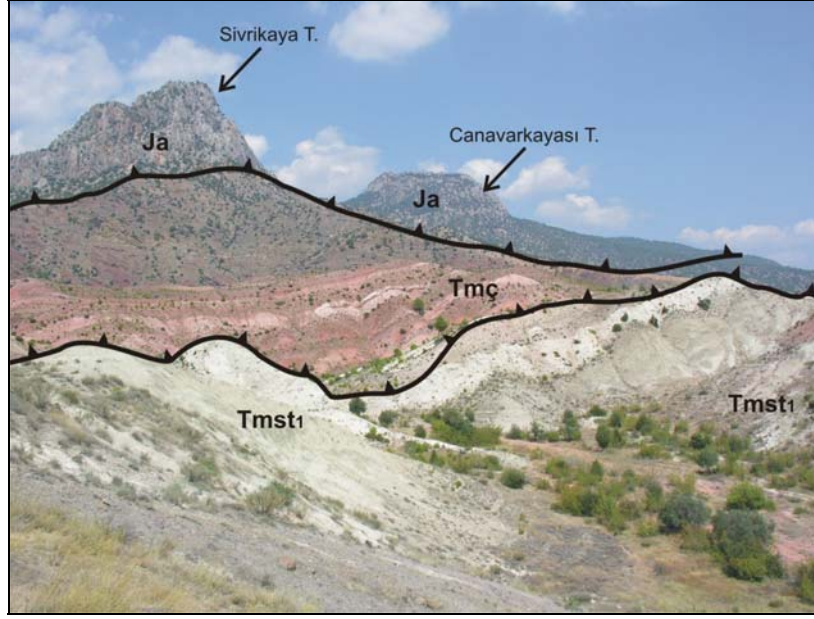


Resim 4.4. Kapıkaya çevresindeki bölgede aglomeraların farklı sertlik derecelerine sahip kesimlerindeki aşınım şekilleri.

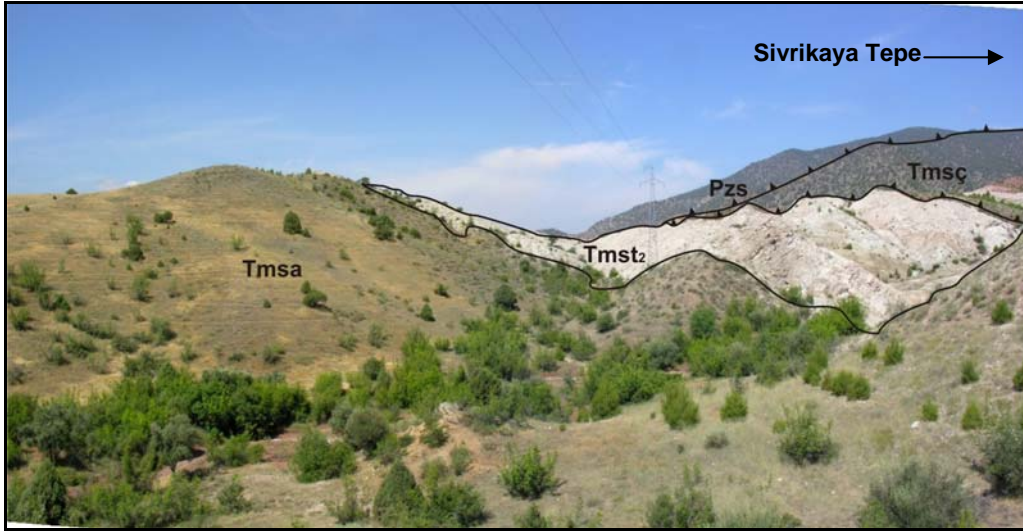
❖ Kapıkaya Tüfü

Sivrikaya Tepe eteklerinde gözlenen tüfler Tuzaklı – Gümele bindirme hattına paralel bir konumda bölgede yayılım sunmaktadır. $K40^{\circ}D/70^{\circ}KB$ konumlu olan birim merceksi şekillidir. Krem renkli tüflerin kalınlığı yaklaşık 100m olup Çakmaklı üyesi ile girift ilişkilidir (Resim 4.5). Sarıcakaya volkaniklerinin diğer üyesi olan Bozaniç aglomeralarının üzerinde yer almaktadır (Resim 4.6).

Kayaç bileşiminde volkan camı, andezit ve metamorfik kayaç parçaları gibi litik materyallerin yoğun oluşmasından dolayı birim litik tuf olarak tanımlanmıştır. Ayrıca birimde feldspat, çok az oranda biyotit ve hornblend mineralleri bulunmaktadır. Çakmaklı üyesi ile dokanak yaptığı bölgelerde tüfler silisleşmiştir. Ayrıca sözkonusu dokanak boyunca birim ayrılarak değişik ayrışma derecesine sahip bentonitik zonlar oluşmuştur.



Resim 4.5. Sivrikaya tepe eteklerinde Avdan kireçtaşları (Ja), Çakmaklı üyesi (Tmç) ve litik tuf (Tmst₁) ilişkisi.



Resim 4.6. Sivrikaya tepenin güney doğu eteklerinde silisifiye litik tufun (Tmst₂), aglomera (Tmsa), Sarıçay formasyonu (Pzs) ve Çakmaklı üyesi (Tmç) arasındaki ilişkiler.

4.1.2. Yapısal Jeoloji

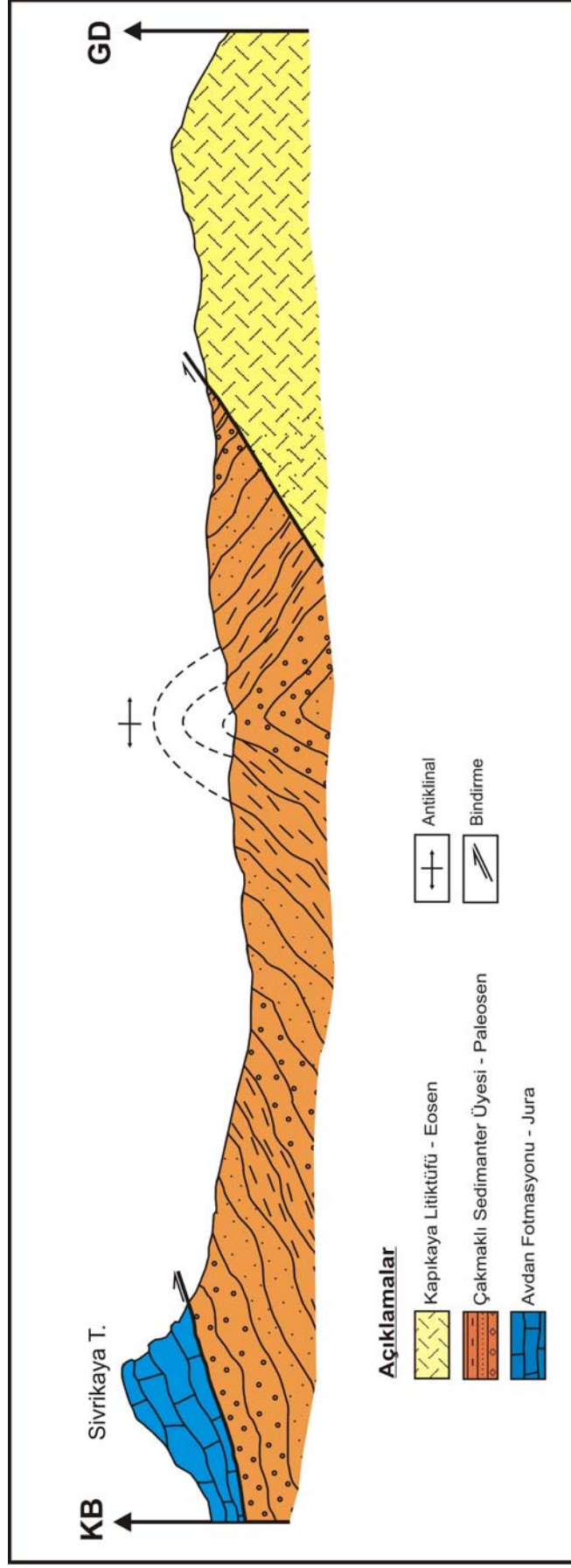
Çalışma alanındaki genel yapısal unsurlara bakıldığında bölgede üç önemli tektonik birlik ve bunların otokton ve paraotokton örtüleri yer almaktadır. Sömdiken birliği olarak isimlendirilen metamorfik kayalardan oluşan birimler Neotetis'in güneyinde yer alan pasif kıta kenarını temsil eder. Dağköplü melanj karmaşığına ait birimler ve ofiyolitler Sömdiken birliğinin olistostromal bölümü üzerine tektonik dokanakla yerleşmişlerdir. Dokanak zonları boyunca gerek Sömdiken Birliği ve gerekse Dağköplü Karmaşığı'na ait birimler aynı doğrultu ve eğime sahip yapraklanma kazanmışlardır. Birim içerisinde küçük ölçekli ters fayların kuzeye eğimli olmaları Dağköplü birimlerinin Sömdiken Birliği üzerine coğrafi olarak kuzeyden güneye doğru yerleştiğini gösterir. Dağköplü Karmaşığı ile Orta Sakarya Birliğinin temelini oluşturan Orta Sakarya Temel Karmaşığı arasındaki dokanak, bölgeyi doğu – batı istikametinde boydan boya kat eden bir sürüklenme hattıdır. Orta Sakarya Birliğinin en alt bölümünü oluşturan metamorfik kayalardan oluşan Sarıçay Formasyonu kuzeye eğimli bir düzlem boyunca Dağköplü Karmaşığının üzerinde yer almaktadır. Sarıçay Formasyonu, Paleosen yaşlı Çakmaklı üyesi ve Dağköplü karmaşığının serpantinleri üzerine, Avdan Formasyonu'na ait kireçtaşları düşük bir açı ile itilmiş durumda yer alır.

a) Kıvrımlar

İnceleme alanında bindirme hattına paralel bir şekilde uzanan, konglomera, kumtaşı, kıltaşı ve killi karbonat ardalanmasından oluşan Paleosen yaşlı Çakmaklı üyesi plastik özelliği nedeniyle bölgedeki sıkışma rejimine bağlı olarak kıvrımlanmıştır. Sivrikaya Tepe eteklerinde de sedimanter birimlerde kıvrım eksenini konumu K 70° D olan antiklinal gözlenmiştir (Şekil 4.2).

b) Faylar ve Kırıklar

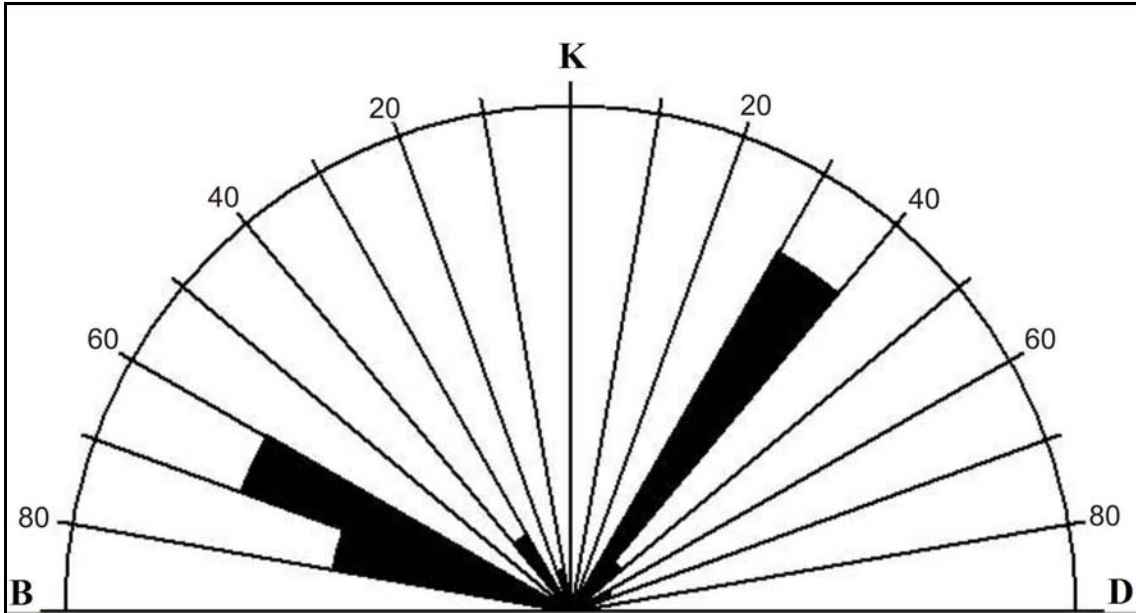
Bölgede en önemli fay "Tuzaklı Gümele Sürüklenimi" olarak isimlendirilen bindirme fayıdır. D-B doğrultusunda inceleme alanının tüm bölgelerinde bu hat rahatlıkla gözlene bilmektedir. Paleozoyik yaşlı Sarıçay Formasyonu, Paleosen yaşlı Çakmaklı



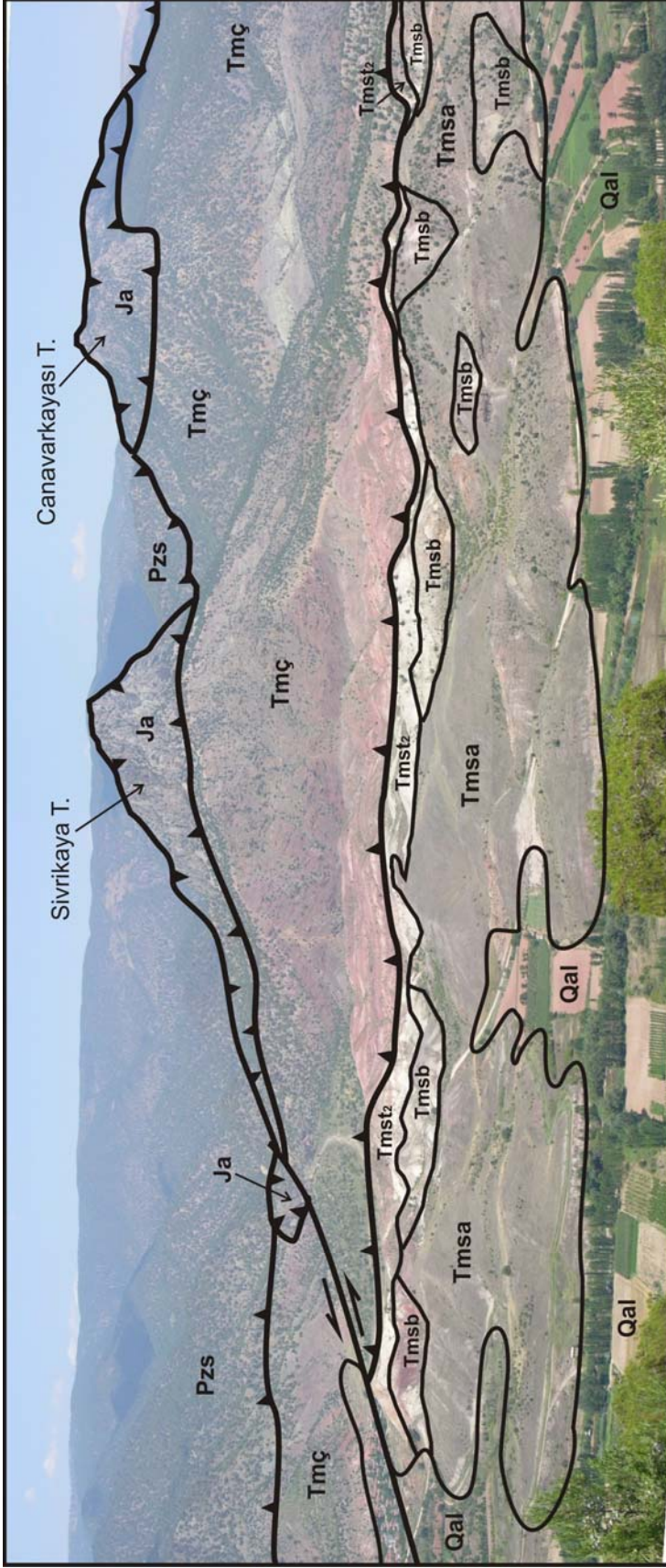
Şekil 4.2. Sivrikaya Tepe'nin eteklerinde Çakmaklı üyesi birimlerinin oluşturduğu antiklinal yapısı (Ölçeksiz).

üyesi üzerine düşük açılı bir şekilde yerleşmiş durumdadır. Çalışma alanında Jura yaşlı Avdan foramasyonuna ait kireçtaşlarının metamorfik kayalar üzerine bindirmeyle gelmiştir. Bu tektonik aktiviteler sedimanter ve volkanik kayalar içerisinde bindirmeyle ilişkili sentetik fayların oluşmasına neden olmuştur. Ayrıca vadi boyunca yukarıda belirtilen fayları değişik doğrultularda kesen doğrultu atımlı faylar bulunmaktadır (Resim 4.7).

Volkanik kayaların bünyesinde soğuma ve tektonik çatlaklar oluşmuştur. Çalışma konusunu oluşturan bentonit yataklarının bu çatlaklarla ilişkisini belirleyebilmek için 65 adet çatlak düzlemi konumu ölçülmüştür. Ölçümler StereoNet programına aktararak gül diyagramları oluşturulmuştur. Diyagramlarda hakim çatlak yönünün K 30°-40° D olduğu, 2. ve 3. dereceden çatlakların konumlarının da sırasıyla K 60°-70° B, K 70°-80° B konumlarında olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.3). Silisifiye zonların oluştuğu kırıklar ise K 30°-40° D hakim doğrultuda oldukları görülmüştür. İncelemeler sonrası volkanik kayalarda K 30°-40° D yönlü basınç kuvvetleri etkili olurken K 60°-70° B, K 70°-80° B yönlerinde de tansiyon kuvvetlerinin etkili olduğu söylenebilir. Silisifiye zonlar daha çok basınç kuvvetlerinin etkili olduğu çatlaklardan yükselmiştir.



Şekil 4.3. Volkanik kayalardaki çatlaklara ait gül diyagramı.



Resim 4.7. Kapıkaya-Beyköy arasında sürüklenim hattının görünüşü, Avdan kireçtaşları (Ja), Çakmaklı üyesi (Tmç), aglomera (Tmsa), litik tuf (Tmst₁), bentonitik zon (Tmsb), alüvyon (Qal) ilişkisi.

4.1.3. Volkanizma

a) Volkanik Kayaçların Petrografisi

I - Bozaniç Volkanikleri

Bölgede geniş yayılım sunan lav örneklerinin ince kesitleri incelendiğinde kayaç içerisinde önemli fenokristalleri plajioklas, hornblend ve ojit oluşturmaktadır (Resim 4.8). Alterasyon sonucu kayaçta önemli ikincil mineraller ise killer, serisit, hematit, epidot ile ikincil olarak ortama gelen karbonat mineralleri (kalsit – dolomit) oluşturur. Plajioklaslarda ikizlenmeler ve zonlu yapılara sık rastlanmaktadır. Mikrolitik hamur değişik derecelerde alterasyona uğramıştır. Alterasyondan plajioklaslarda yer yer etkilenmiştir (Resim 4.8 a-c). Matriks içerisinde kalsedonların içersini doldurduğu siege dokuları (kale surları şeklindeki dokular) da gözlenmiştir (Resim 4.8 g)

Kayaç içerisindeki plajioklaslar genelde otomorf ve subtomorf şekillerde gözlenmektedir (Resim 4.8 a-c-e). Tane boyutları 2 – 120 μ arasında değişmektedir. Plajioklaslar mikro tektoniğin etkisiyle kırıklı şekillerde görülmektedir. Zonlu plajioklaslarda alterasyon merkezden itibaren başlamıştır. Alterasyon sonucu serisitler oluşurken bazı örneklerde killeşmelerde belirgin olarak gözlenmektedir.

Hornblend kristalleri alterasyondan etkilenerek opak mineralleri oluşturmuştur (Resim 4.8 e-f). Oluşan alterasyon ürünleri hornblendlerin dilinim düzlemlerinde ve mineralin çevresinde demir kılıfları şeklinde görülmektedir. Hornblendlerin tane boyutları 10 – 80 μ arasında değişmektedir. Kahverengi olarak gözlenen hornblendler alterasyon sonucu yeşilimsi ve siyahımsı renklindedir. 25 μ büyüklüğüne kadar da ojit kristalleri vardır. Bazı örneklerdeki mikrolitik hamur tamamen killeşirken, bir kısmında plajioklaslar ve hornblendlerde alterasyon belirgindir.

II - Bozaniç Aglomerası

Aglomeraların incekesitlerinde fenokristaller plajioklas ve hornblendlerdir (Resim 4.9). Ayrıca alterasyon ürünü killer ve serisit ile birlikte bölgeye ikincil olarak gelmiş kalsit

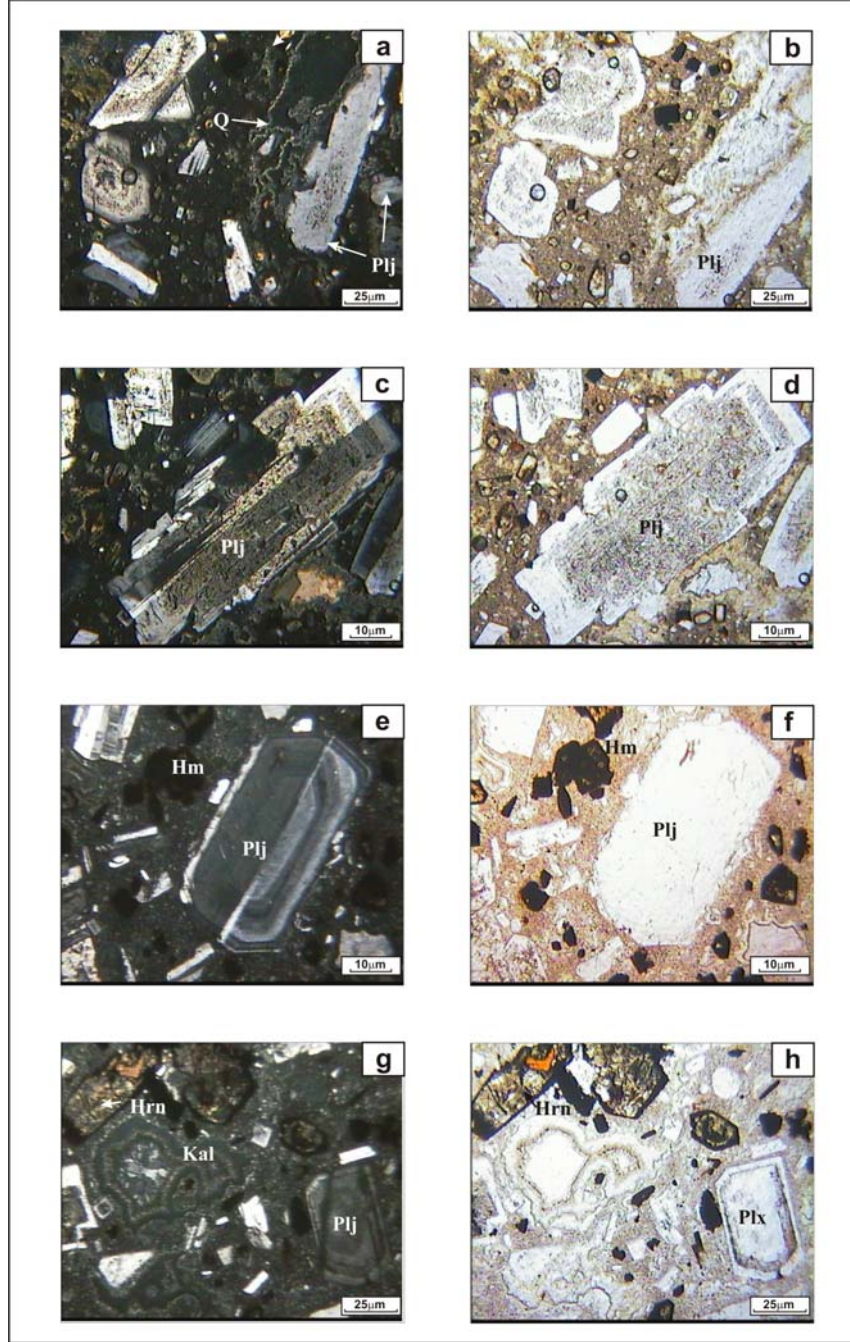
kristalleri de gözlenmiştir. Mikrolitik hamurdan oluşan matrikste alterasyon değişik derecelerde gözlenmektedir. Mikro tektonizmadan etkilenen aglomeralar içerisinde mikro faylanmalarda gözlenmiştir. Kayaç içerisinde zaman zaman litik kayaç kırıntılarında gözlenmektedir (Resim 4.9 e-f).

Plajioklas kristalleri zonlanmalar ve ikizlenmeler göstermektedir (Resim 4.9 c). Tane boyutları 5 – 120 μ arasında değişmektedir. Plajioklaslar daha çok otomorf ve subotomorf kristaller şeklindedir. Tektonizmadan etkilenen plajioklaslar kırıklı şekillerde gözlenmektedir. Zonlu plajioklaslarda alterasyon merkezden itibaren başlamıştır. Alterasyon daha çok serisitleşme ve killeşme şeklinde gözlenmiştir (Resim 4.9 e). Alterasyonları sonucu demir mineralleri (Hematit – Limonit) oluşmuştur (Resim 4.9 a-c). Alterasyon sonucu oluşan opak mineraller plajioklasları çeperlerine ve zonlu olanların merkezlerine yerleşmiştir (Resim 4.9 e).

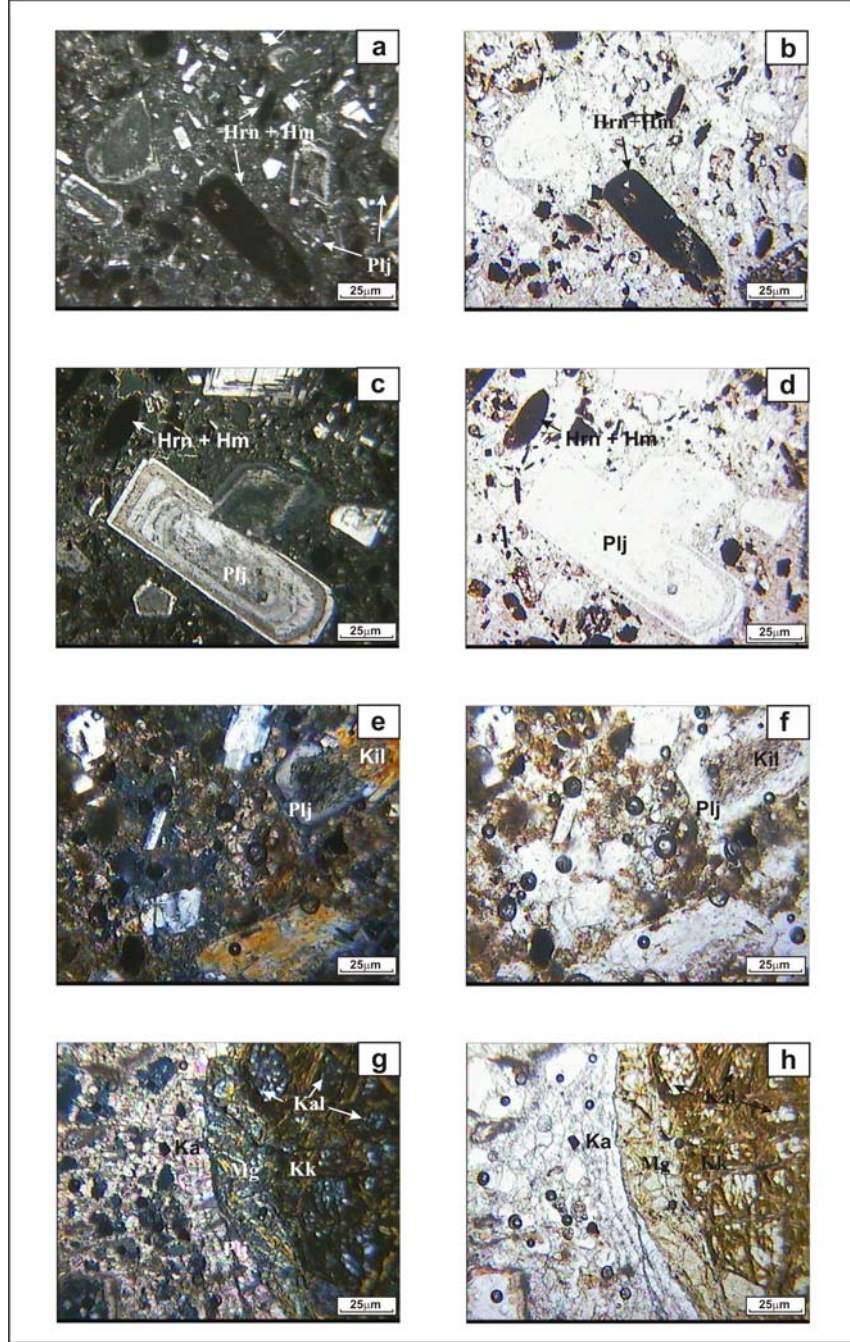
III - Kapıkaya Tüfü

Kapıkya litik tüfüne ait örneklerde başlıca fenokaristalleri plajioklaslar, kuvars ve hornblendler oluşturmaktadır (Resim 4.10). Kayaçta litik materyali metamorfik, metabazit ve volkanik kayaç parçaları oluşturmaktadır (Resim 4.10 a-b-c-d). Kayaçta alterasyon sonucu killeşme, karbonatlaşma ve opak mineraller oluşmuştur. Ayrıca yer yer epidot mineralleride gözlenmektedir.

Plajioklaslarda lavlar ve aglomeralara göre daha az zonlanmalar gözlenmektedir. Zonlanma gösteren plajioklaslarda alterasyon merkezden itibaren başlamıştır. Plajioklas taneleri 5 – 90 μ arasında değişen boyutlarda gözlenmektedir. Plajioklaslar genelde otomorf ve subotomorf şekillerde gözlenmektedir. Plajioklaslarda ikizler ve çokuzlar yaygın gözlenirken zonlanma daha azdır. Kıymıklar şeklinde gözlenen plajioklaslar bölgede mikro tektonizmanın etkili olduğunu göstermektedir. Ayrıca plajioklaslarda kırıklı yapılarda oluşmuştur (Resim 4.10 g-h). Plajioklas mikrolitlerinden oluşan matrikste akma yapıları da yer yer gözlene bilmektedir (Resim 4.10 a-b).



Resim 4.8. Bozaniç Volkaniklerine ait volkanik kayalara ait polarizan mikroskop görüntüleri; **(a) – (c):** Kapıkaya bölgesine ait andezitik kayalarda (An.6.4 nolu örnek) mikrolitik hamur içinde zonlanma gösteren plajiyoklas kristalleri (Plj) merkezden itibaren ayrılmıştır (Ç.N. 40x). **(b) – (d):** Aynı örnekte tek nikol görüntüsü (T.N. 40x). **(e) – (f):** An 7.1. nolu örnekte Zonlu plajiyoklaslar (Plj) ve hornblendlerin ayrışması sonucu oluşan demir minarelerinin (Hm) yerleşimi, (Ç.N. 40x;). **(g):** Matriks içerisinde gözlenen siege dokusu (Ç.N. 40x). **(h):** Aynı örnekte tek nikol görüntüsü (T.N. 40x).



Resim 4.9. Bozaniç Aglomerası'na ait kayaçların polarizan mikroskop görüntüleri, **(a)-(b)-(c)-(d):** Mikrolitik hamurda otomorf ve subotomorf şekilli plajioklas (plj) (a-c-Ç.N. 40x; b-d-T.N. 40x). **(e)-(f):** Karbonatlaşmış killeşmiş (Kl) hamurda gözlenen plajioklas kristalleri merkezden itibaren ayrıışmıştır (Kl) (g-Ç.N. 40x; h-T.N. 100x). **(g)-(h):** Killeşmiş matrikste serpantinitlere ait parçaların kenar zonları manyezit (Mg) ve iç kesimlerde ise kalsedon (Kal) mineralleri (e-Ç.N. 40x; f- T.N. 40x)

Hornblend kristalleri otomorf ve subotomorf şekillerde gözlenmektedir. Tane boyutları 40 µ kadar çıkmaktadır. Alterasyon sonucu demir mineralleri oluşturmuşlardır. Ayrıca demirli suların etkisiyle kayaçların içerisinde oluşmuş opak minerallerde gözlenmektedir.

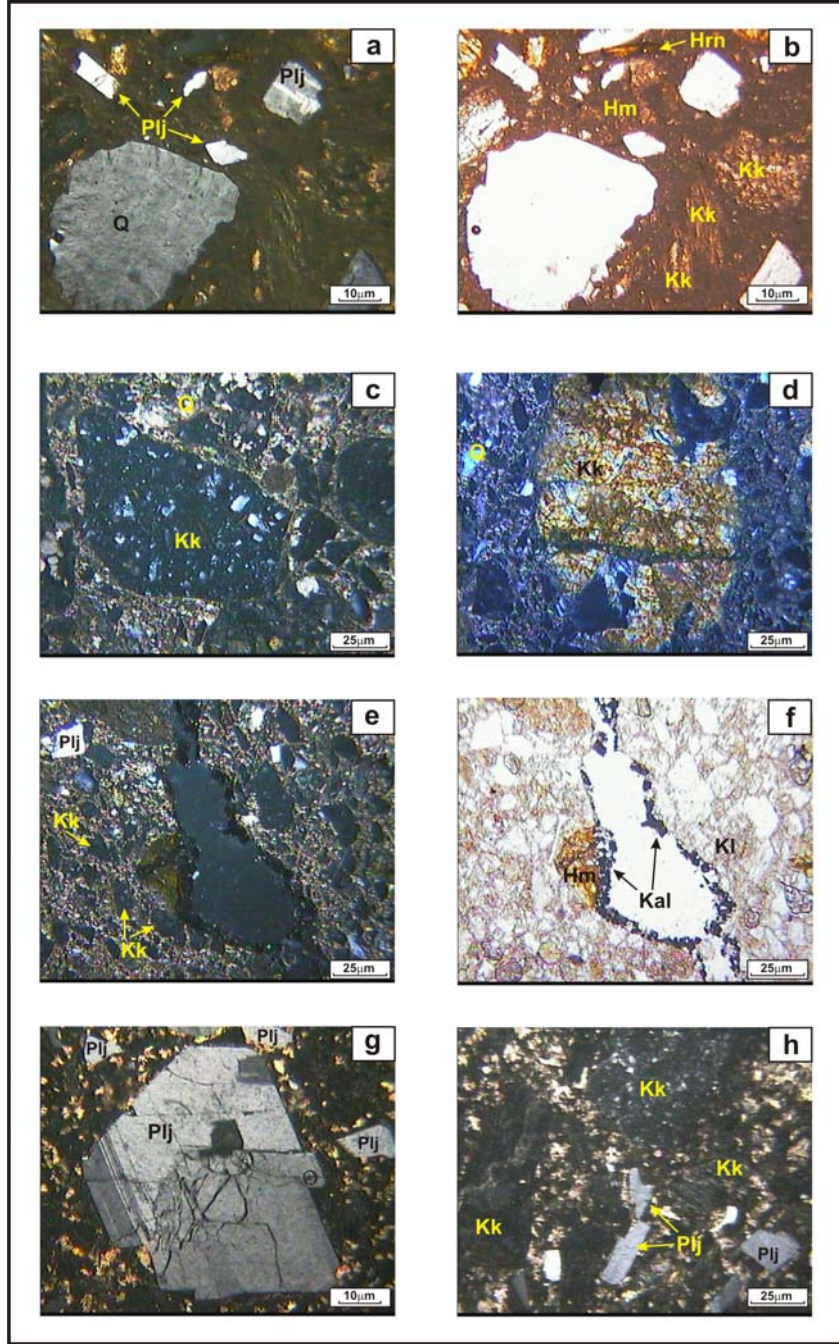
Kayaç içerisinde gözlenen litik parçalar 40 -170 mikron arasında değişen boyutlardadır. volkanik kökenli kayaç parçalarının bölgede mostra verdiği bilinmektedir. Volkanik kayaç parçaları alterasyondan çok fazla etkilenmemiş ve sınırları net olarak gözlene bilmektedir (Resim 4.10 c-d). Metamorfik kayaçların ilksel dokularındaki mineral yönelmeleri incekesitlerde net olarak görülmektedir (Resim 4.10 a-b).

I) Volkanik Kayaçların Petrojenezi

İnceleme alanındaki volkanik kayaçların kimyasal analiz sonuçları Çizelge 4.1.'de verilmiştir. İnceleme alanındaki volkanik kayaçların kimyasal olarak adlandırabilmek ve kimyasal bileşimini belirleyebilmek için analiz sonuçları Winchester ve Floyd (1977) tarafından yapılan Zr/TiO₂– Nb/Y diyagramına yerleştirilmiştir (Şekil 4.4). Buna göre Bozaniç volkanikleri (An.5.1 nolu örnek subalkalen/bazalt bileşimlidir) ve Bozaniç aglomerasının andezitik, Kapıkaya tufunun ise riyodasitik/dasitik bileşimli olduğu sonucuna varılmıştır.

Volkanik kayaçların kimyasal analizlerine göre hazırlanan K₂O – SiO₂ değerleri kullanılarak Peccerillo ve Taylor (1976), Di Giralomo (1984)'dan değiştirilen diyagramda Bozaniç Volkanikleri'nin orta potasyumlu, Bozaniç

Aglomerası'nın orta – yüksek potasyumlu ve Kapıkaya Tüfü'nün yüksek potasyumlu oldukları görülmüştür (Şekil 4.5). Toplam alkali – silis diyagramında Irvine ve Baragar (1971)'in ayırım çizgisine göre örneklerin büyük çoğunluğu subalkalen özelliktedir (Şekil 4.6).

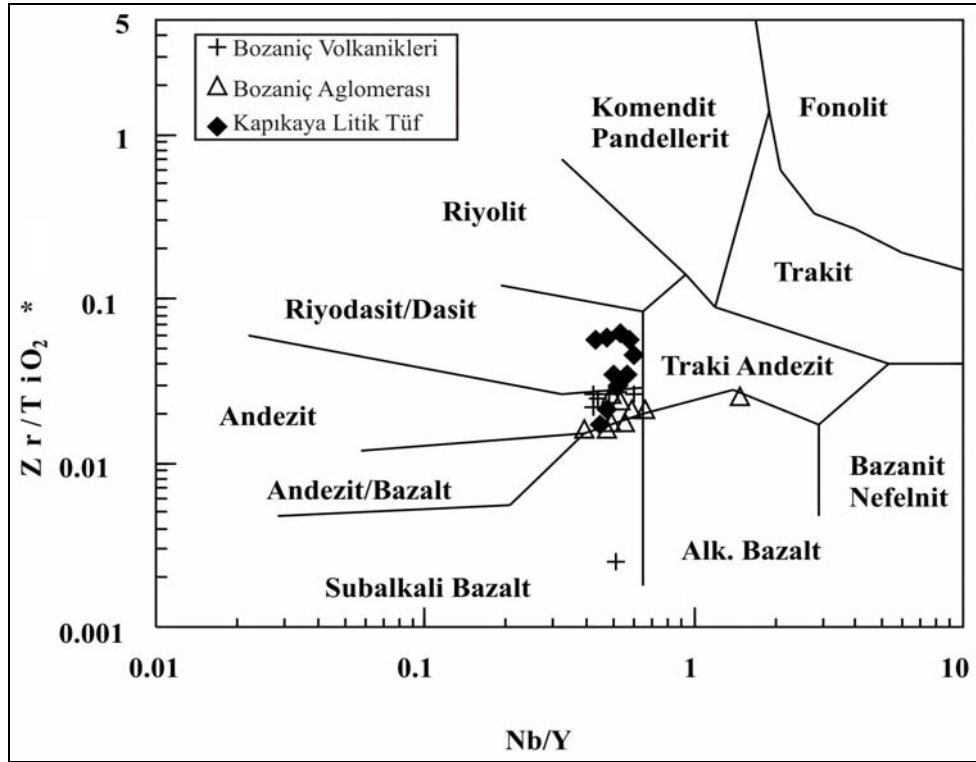


Resim 4.10. Kapıkaya Tüfü'ne ait kayaçların polarizan mikroskop görüntüleri, **(a)-(b):** Akma dokusu sunan ve ayrılmış matrikste plajyoklas (Plj), kuvars (Q) ve kaya kırıntıları (Kk) da yönelme göstermektedir (Ç.N. 40x), **(c):** Silisleşmiş ve karbonatlaşmış hamurda volkanik kayaç (Kk) parçaları (Ç.N. 40x), **(d):** Silisleşmiş ve karbonatlaşmış hamurda serpantin (Kk) parçaları (Ç.N. 40x) **(e)-(f)-(g)-(h):** Silisleşmiş ve ayrılmış kayaçta kayaç parçaları (Kk), subtomorf plajyoklas kristalleri (Plj), çatlaklar boyunca oluşmuş kalsedon (Kal) ve hematit (Hm) (e-g-h-Ç.N. 40x; f-T.N. 40x),

Çizelge 4.1. Volkanik kayalara ait kimyasal analiz sonuçları.

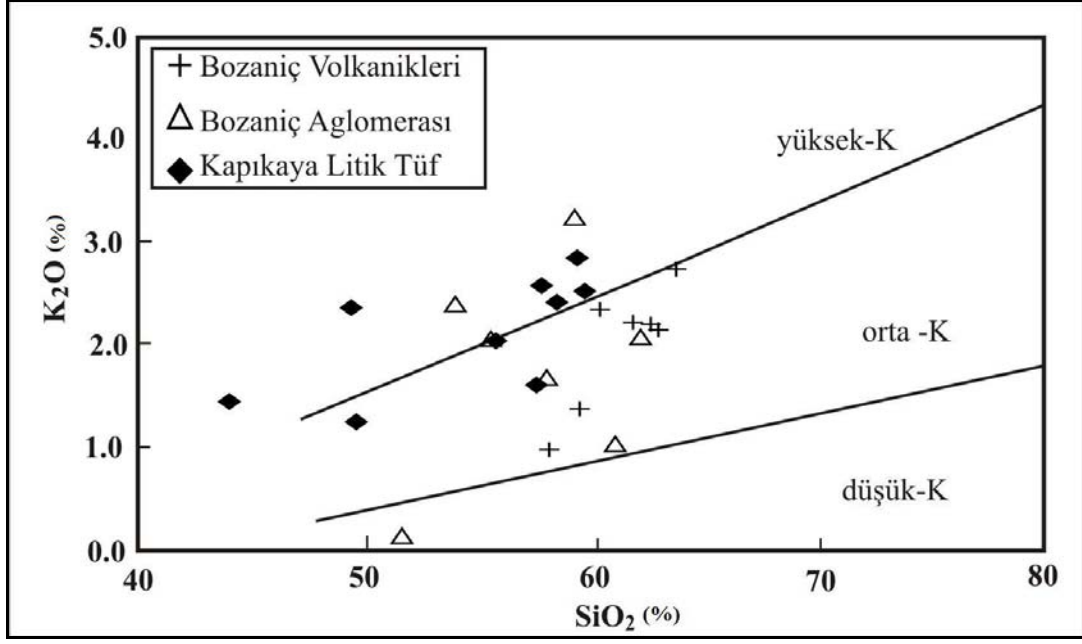
Örnek	N-58a	Ag.6.1	Ag.6.2	Ag.6.3.1	Ag.6.3.2	An.5.1	An.6.1	An.7.1	Ko.Tf.1	Ko.Tf.11	Tf.5.1	Tf.7.3	Tf.8.1
Ana Elementler													
SiO ₂	62,87	58,41	60,99	56,53	53,91	62,62	59,44	59,19	64,54	59,67	58,41	55,72	57,48
Al ₂ O ₃	16,24	17,3	17,32	18,13	18,95	16,45	16	16,91	11,55	11,06	11,3	9,96	13,15
TiO ₂	0,59	0,85	0,63	0,86	0,75	0,61	0,6	0,77	0,07	0,09	0,1	0,07	0,42
Fe ₂ O ₃	4,65	9,52	6,96	7,15	6,35	4,78	7,82	8,51	1,62	2,03	2,28	3,53	4,24
MnO	0,05	0,09	0,04	0,11	0,2	0,1	0,05	0,09	0,07	0,1	0,1	0,14	0,07
MgO	0,61	0,61	1,36	0,56	1,91	1,26	1,6	0,97	3,73	5,79	5,86	5,71	6,04
CaO	4,25	2,82	4,12	2,5	4,96	4,99	4,18	4,84	2,79	2,24	3,39	5,43	3,28
Na ₂ O	2,8	1,92	2,74	1,2	1,94	3,07	2,84	2,71	1,51	1,82	1,72	1,54	1,9
K ₂ O	2,16	6,67	1,05	8,25	2,4	2,2	1,39	3,24	1,4	2,53	2,42	2,05	1,61
P ₂ O ₅	0,17	0,21	0,2	0,22	0,19	0,21	0,18	0,2	0,01	0,03	0,04	0,02	0,08
Cr ₂ O ₅	0	0,01	0	0	0	0,003	0	0	0,05	0,06	0,07	0,07	0,07
A.Z.	5,6	1,5	4,6	4,4	8,5	3,7	5,9	2,7	12,5	14,5	14,3	15,8	11,7
Toplam	99,99	99,91	100,01	99,91	100,06	99,993	100	100,13	99,88	99,97	99,99	100,04	100,04
İz Elementler													
Ba	381,4	569,2	174,4	739,7	350,2	431,1	464,2	430,6	263,7	480,3	408,7	389,7	159,2
Be	2	1	2	1	1	2	1	1	2	2	2	1	1
Co	4,4	11,8	8,3	9,5	18,1	7,1	8,2	9,6	15,3	14,9	13,9	16,9	14,1
Cs	3,4	2,7	2,8	1,6	6	2,9	4,4	2,3	4,1	3,7	3	6	9,2
Ga	17,6	17,9	19,1	19,6	19,5	19,4	17,8	18,2	13	13,2	11,7	11,6	15,2
Hf	4,4	4,3	4,7	4	4,9	4,7	4,7	3,9	2,1	2,3	2	1,8	3,8
Nb	13,1	9,8	12,8	9,6	9,6	13,4	12,3	9,1	13	12,2	12,1	9,3	9,5
Rb	93,1	133,1	56,6	190,7	94,2	76,9	39,8	78,2	54,7	90,1	81	58,3	60,5
Sn	2	2	2	1	2	2	2	2	1	1	1	1	1
Sr	298,5	198,8	348,9	99,2	314,6	329,1	324,9	311,9	159,9	162,1	148,2	142,8	210,9
Ta	1	0,7	1	0,8	0,9	1,1	1	0,7	0,9	1	1	0,8	0,8
Th	7,8	6,6	8,4	8,4	8,8	8,3	7,1	7,4	9,2	8,7	8,5	6,5	7,2
U	2,7	1,7	2,1	1,4	1,8	2,3	1,9	2,3	3,2	2,5	2,1	1,7	1,7
V	68	139	83	134	115	74	78	116	12	17	11	12	46
W	1,6	1	1,7	1	0,8	1,1	1,2	1,5	0,6	0,8	0,5	0,7	1,6
Zr	153,5	135,7	152,9	137,6	158,5	155,5	156,7	136,8	44,7	50,4	46,2	41	123,5
Y	22	25,2	24,2	20,3	16,4	26,5	25,4	16,3	18,9	21,4	20,4	19,5	18,2
Nadir Toprak Elementleri													
La	27,9	25,7	26,3	22,7	16,9	29,2	27,5	25,2	12,9	18,9	15,6	13,1	20,6
Ce	56,3	51,1	55,6	46,5	35,7	59,5	57,5	50,1	26	36,8	31,3	25,1	42,4
Pr	6,42	5,47	6,18	5,38	4,11	6,86	6,47	5,76	2,85	4,16	3,42	2,84	4,62
Nd	23,1	22,5	24,5	20,4	15,7	23,2	22,8	18,4	11,5	15,7	10,8	10,3	15,6
Sm	4,6	5	5,2	4,2	3,5	5,6	5	4,4	2,4	2,9	2,8	2,5	3,5
Eu	1,16	1,23	1,27	1,31	1,06	1,24	1,32	1,1	0,5	0,54	0,62	0,53	0,8
Gd	3,54	4,34	4,43	3,88	2,99	4,26	4,6	3,2	2,49	2,96	2,31	2,22	2,95
Tb	0,66	0,71	0,7	0,67	0,49	0,77	0,77	0,53	0,46	0,53	0,47	0,43	0,46
Dy	3,78	4,38	4,55	3,42	3,07	4,69	4,51	3,2	2,75	2,92	2,94	2,89	3,08
Ho	0,72	0,9	0,8	0,75	0,58	0,92	0,88	0,57	0,59	0,64	0,65	0,59	0,58
Er	2,33	2,54	2,37	1,98	1,62	2,53	2,52	1,68	1,9	2,01	1,83	1,8	1,82
Tm	0,37	0,41	0,38	0,34	0,25	0,41	0,4	0,29	0,34	0,36	0,38	0,33	0,33
Yb	2,37	2,44	2,43	1,95	1,49	2,86	2,69	1,84	1,93	2,42	2,25	2,1	1,84
Lu	0,38	0,4	0,38	0,27	0,25	0,49	0,44	0,27	0,37	0,36	0,36	0,37	0,29
Mo	0,2	2,4	0,7	0,7	0,3	0,4	1,2	1,1	0,1	0,1	0,1	0,7	0,2
Cu	4,8	16,6	6,3	10,2	6,1	6,8	8,9	8,2	4,6	3	5	4,1	9,5
Pb	4,7	4,8	11,4	7,1	7,9	5,3	3,7	4,4	8,2	5,7	6,7	7,9	8,8
Zn	42	37	19	45	84	51	31	26	20	31	38	28	40
Ni	11,3	22	13,7	8,6	14	13,6	25,8	22	138,3	257,8	312,3	252,8	146,5
As	68,7	6	2,6	3,1	2,5	3,1	3,6	3,7	1,4	0,8	2	2,1	1,3
Cd	<0,1	<1	<1	0,1	<1	0,1	<1	<1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Sb	0,1	0,1	0,1	0,1	<1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	<1
Bi	<0,1	0,1	0,9	0,1	0,2	0,1	<1	<1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
Ag	<0,1	<1	<1	<1	<1	<0,1	<1	<1	0,1	0,1	<0,1	<1	<1
Au	2	<5	<5	0,6	<5	<0,5	1	1,3	2,2	0,9	0,7	0,5	<5
Hg	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,01	<0,01	0,35	0,02	0,1	<0,01	0,06	0,11
Tl	0,4	<1	0,2	0,1	0,2	0,1	<1	<1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1
Se	<0,5	<5	<5	<5	<5	<0,5	<5	<5	0,5	0,5	0,5	<5	<5

Subalkalen alana düşen örnekler AFM diyagramında farklılıklar göstermektedir. Bozaniç Volkanikleri ve Bozaniç Aglomeraları toleyitik alanda yer alırken, tüflere ait örnekler kalk-alkali alanda yer alır (Şekil 4.7). Tüflerde gözenekliliğin andezitlere oranla fazla olması hidrotermal sularla ortama gelen ikincil MgO'ların tüflerde daha çok tutulabilmesiyle açıklanabilir. Yine andezitik kayalarda da MgO oranındaki artış nedeniyle bazı örneklerin kalk-alkalin alanda yer aldığı görülmektedir.

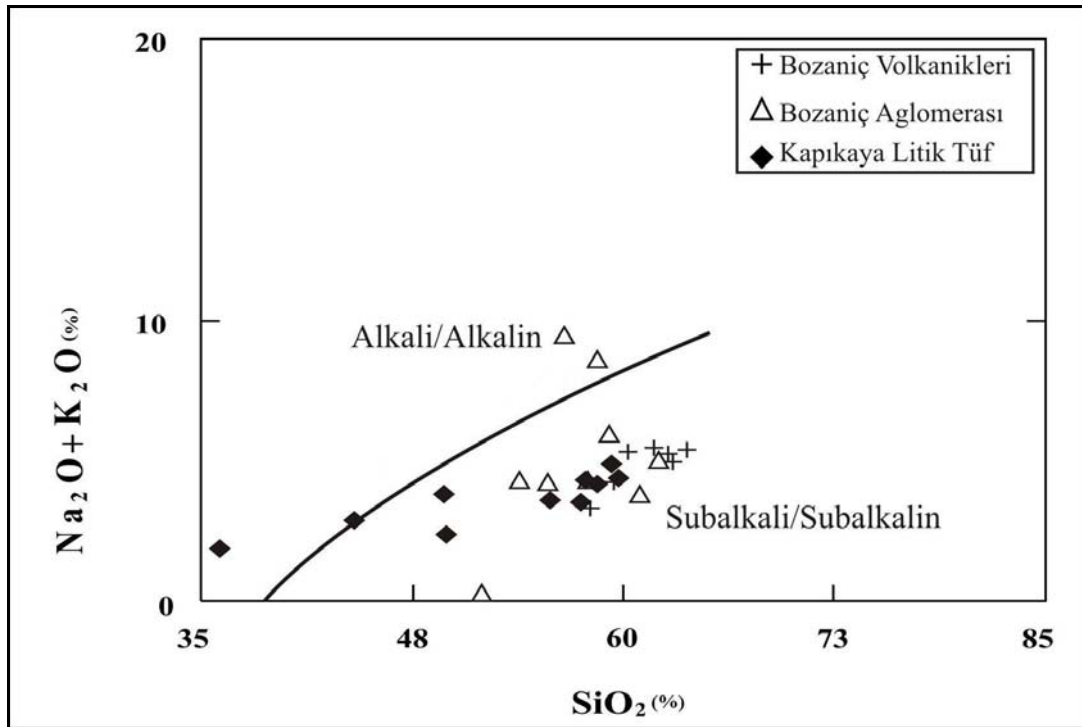


Şekil 4.4. Volkanik kayalara ait $Zr/TiO_2 \cdot 0.0001 - Nb/Y$ (ppm) diyagramı (Winchester ve Floyd 1977).

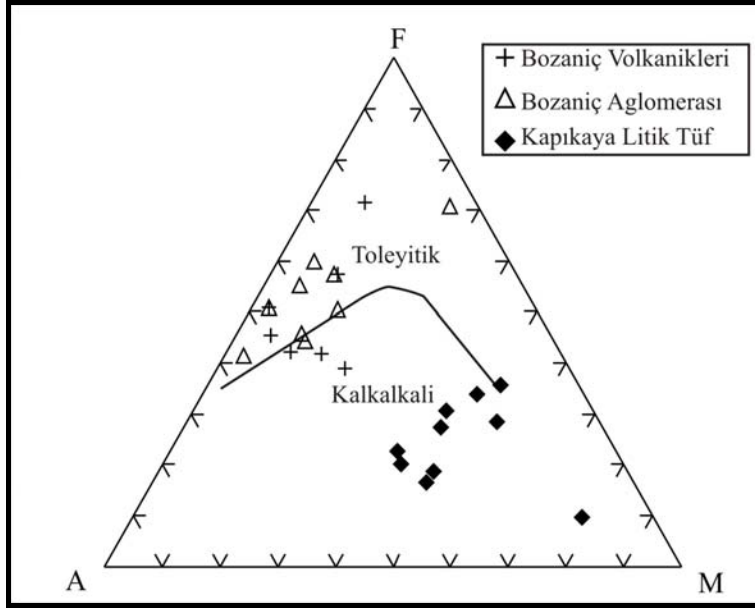
Rb/Y – Nb/Y değerleri Meschede (1986)'nın oluşturduğu diyagrama konulduğunda gözlenen yönelim bölgedeki volkanitleri oluşturan mağmanın değişimi evrelerinde kirlenmelerin olabileceğini göstermektedir (Şekil 4.8).



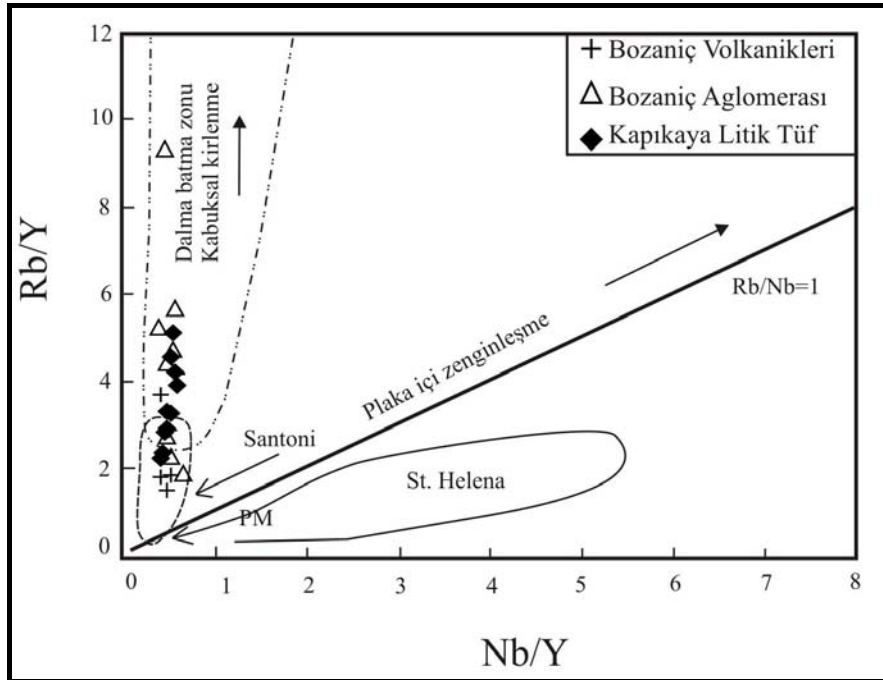
Şekil 4.5. Bölgedeki volkanik kayaların orta – yüksek K’lu karakterini gösteren K_2O – SiO_2 diyagramı (Peccerillo ve Taylor 1976, Di Giralomo 1984).



Şekil 4.6. Toplam alkali ($\%Na_2O+K_2O$) – silis (SiO_2) diyagramı (Rickwood 1989).



Şekil 4.7. Kalk – alkalen ve toleyit serileri arasındaki sınırı gösteren AFM diyagramı (Irvine ve Baragar 1971) (A = Toplam %Na₂O+K₂O, F = Toplam %Fe₂O₃ ve M = %MgO).



Şekil 4.8. Rb/Y – Nb/Y değerlerinin diyagramı (Meschede 1986).

4.2. Bölgedeki Bentonit Oluşumlarının Jeolojik Özellikleri

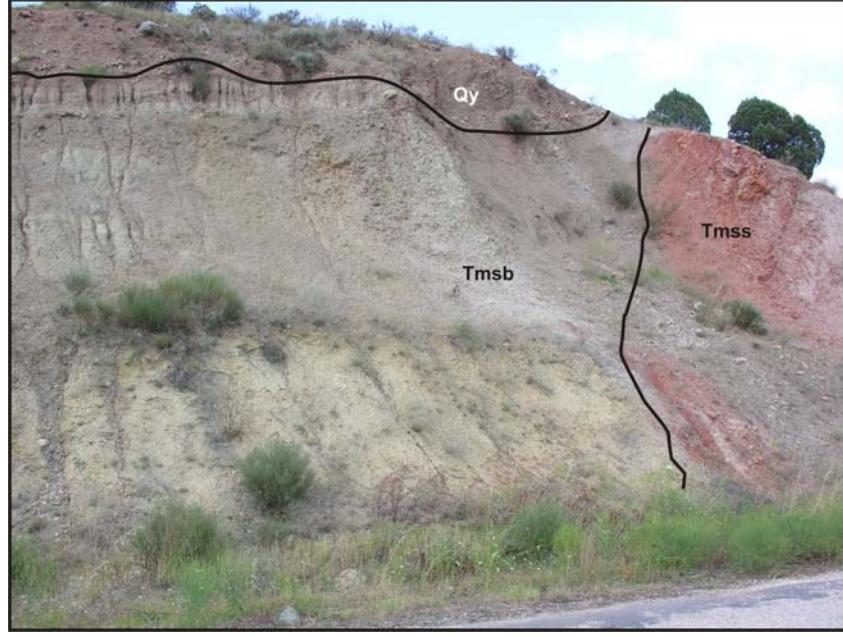
İnceleme alanındaki bentonit oluşumlarının yayılımı “Tuzaklı – Gümele Sürüklenimi” olarak adlandırılan tektonik hatta büyük oranda paralellik göstermektedir. Ayrıca sedimanter kayalarla volkanik kayaların sınırında ve volkanik kayaların değişik seviyelerindeki silisifiye zonlar söz konusu sürüklenim hattına paralel sintetik fayların varlığına işaret etmektedir. Bölgedeki yaklaşık kuzey – güney yönlerindeki doğrultu atımlı faylarda yer yer bentonitleşmede etkili olmuştur. Bentonit oluşumları oluştukları stratigrafik seviyeye göre üç grupta incelenmiştir.

4.2.1. Bozaniç Volkaniklerinin Ayrışmasıyla Oluşan Bentonitler (1. Grup Bentonitler)

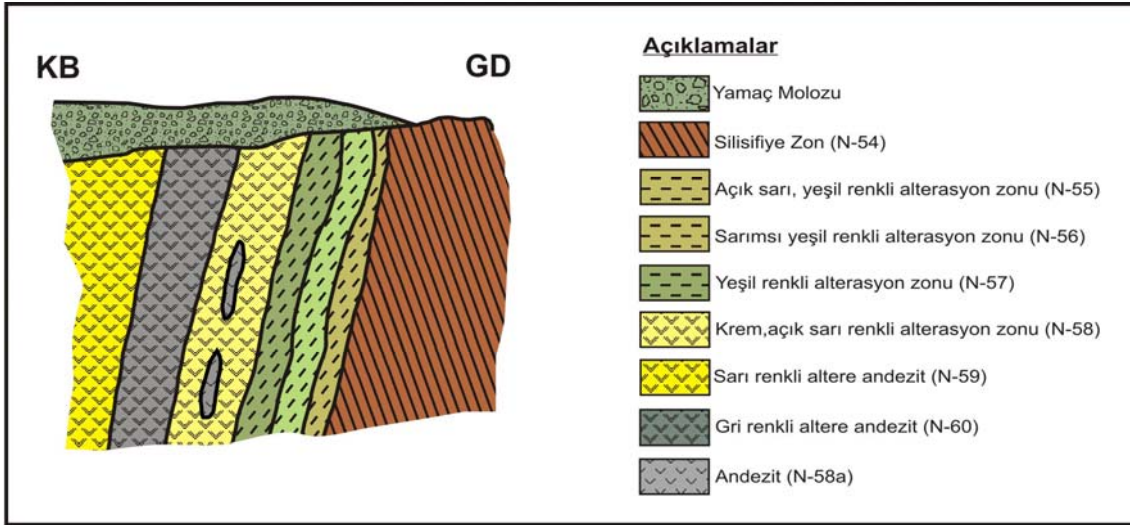
07202 – 36266 koordinatlarında yaklaşık 0,11km²'lik alanda yayılım sunan birim K55°D/37°KB konumlu doğrultu atımlı fay boyunca yükselen eriyiklerin etkisiyle ayrılarak bentonite dönüşmüştür. Bentonitik zonun ayrışma derecesinin faydan uzaklaştıkça azalması ayrışmanın bu faya bağlı olarak geliştiğini göstermektedir. Fay düzlemi boyunca ayrışma olayıyla ilişkili olarak silisifiye özellikte kireçtaşı oluşmuştur. 5,10m kalınlığındaki silisifiye zonda yer yer 5 – 10cm çapında mavi renkli kalsedon mineralleri gölenmiştir.

Ayrışmanın etkisiyle volkanik kayalar içinde yeşilin değişik tonlarında ve değişik ayrışma derecesinde bentonitik seviyeler gelişmiştir. Bu seviyelerin kalınlıkları fay hattından itibaren aşağıda verilmiş olup, seviyelerin yanal yöndeki değişimi ise Resim 4.11 ve Şekil 4.9'da görülmektedir.

- Açık sarı, yeşil renkli bentonitik andezit (~1,5m).
- Sarımsı yeşil renkli bentonitik andezit (~4,5m).
- Yeşil renkli bentonitik andezit (~5m).
- Açık krem – açık sarı renkli ayrışmış andezit (~5m).
- Koyu gri renkli ayrışmış andezit (~7m).
- Sarımsı renkli ayrışmış andezit (~1,5m).



Resim 4.11. Koruseki tepe mevkiinde silisifiye zon (Ps) boyunca bentonitik seviyeler (Pb) ve üstte yamaç molozu (Qy).



Şekil 4.9. Koruseki Tepe mevkiindeki değişik ayrışma zonları (Ölçeksiz), parantez içindeki kısaltmalar örnek kodlarıdır.

Ayrışmanın etkisiyle andezitik kayaların matriksleri tümüyle bentonitleşirken, feldspatlarda ve hornblendlerde ayrışmadan etkilenerek bozuşmuştur. N-55 nolu örneğin alındığı açıksarı yeşil renkli seviyenin alt kesimlerinde demir, mangan sıvamaları ve jips kristalleri gözlenmiştir. En yoğun ayrışma N-57 nolu örneğin alındığı yeşil renkli bentonitik andezit bölümünde gerçekleşmiştir. Ayrışmadan etkilenen

kayacın matriksi ilksel rengini kaybederek sarının tonlarında renkler almıştır. Buradaki birimler ince taneli ve sert yapılıdır ve birim içinde yer yer ayrışmadan çok fazla etkilenmemiş andezit nodülleri gözlenir. Yine birimler içersinde mangan ve demir sıvımaları gözlenmektedir. Koyu gri renkli bölümler ise ayrışmanın ilksel kayacı olarak tanımlanmıştır. Matriks içersinde hornblent, feldspat ve piroksen kristalleri yer alır.

4.2.2. Bozaniç Aglomerasının Ayrışmasıyla Oluşan Bentonitler (2. Grup Bentonitler)

Ezgen Tepe'nin doğusundaki 04480 – 36603 koordinatlarında yaklaşık 0,53km²'lik alanda gözlenen aglomeralar vadi içindeki sentetik faylar ve bunları değişik doğrultularda kesen doğru atımlı faylar boyunca etkili olan eriyiklerden itibaren ayrışmıştır. Her iki fay hattı boyunca ayrışma olayını takip eden bir süreçte silis bakımından zengin eriyikler çökerek silisifiye zonları oluşturmuştur. Silisifiye zonların Sakarya Nehri'ne yakın olanları genelde karbonat matriksli olup, çapları 3-5 cm ile 10-15cm arasında değişen mavimsi renkli kalsedon çakılları içermektedir (Resim 4.12). bölgedeki en önemli zon K75°B/90° konumlu olarak inceleme alanında yayılım sunmaktadır. 23m kalınlığındaki zon jeolojik haritada gösterilmiştir (Ek-1). Birimde aglomera, altere aglomera ve bentonitik aglomera olarak adlandırılan değişik ayrışma derecesine sahip seviyeler belirlenmiştir.

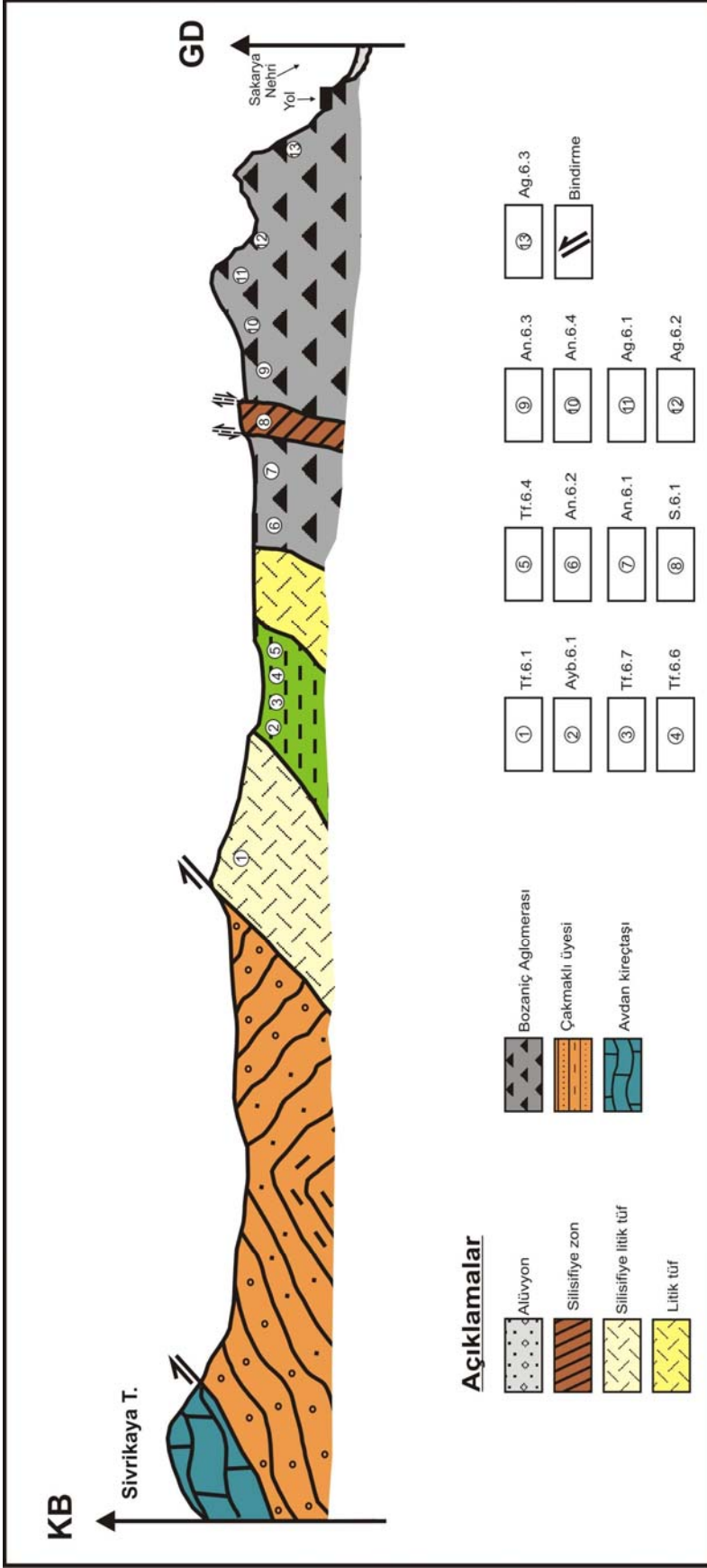


Resim 4.12. Silisifiye zondaki kalsedon (Kal) çakılları.

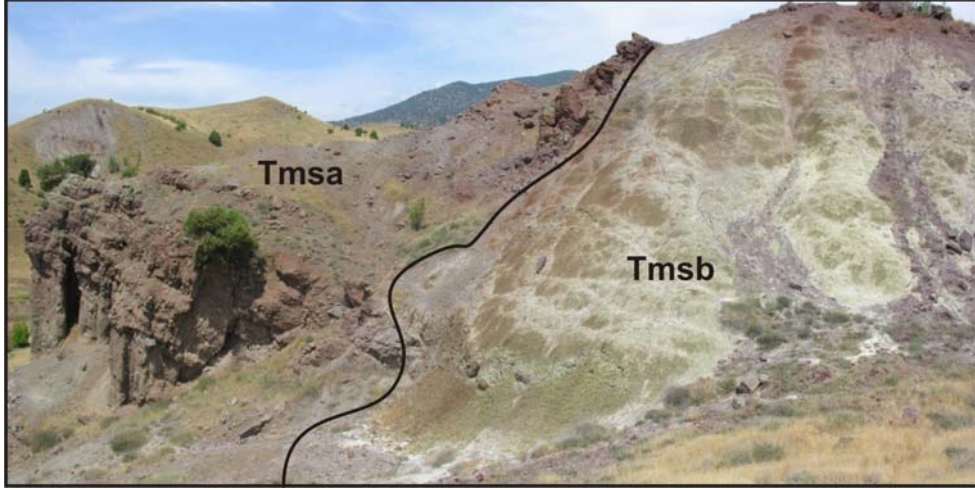
Aglomeraların ayrışmamış bölümleri farklı iki seviyeden oluşmaktadır. Altta tane boyu ince tuf oranı fazla seviye, bunun üzerinde ise tuf oranı düşük, daha çok blok boyutlu malzemenin bulunduğu seviye yer almaktadır. Bu iki seviyenin ayrışma dereceleri de birbirinden farklıdır. Alt kısımların ayrışma dereceleri daha yüksektir. Aglomeraların çakıllarını andezitik ve dasitik volkanik kayaç parçaları oluşturur. Demirli eriyiklerin nüfuz etmesiyle matriks kırmızımsı bir renk almıştır (Resim 4.13). Bölgede gözlenen K20°B/90° konumlu fay hattına yakın kesimlerde eriyiklerin etkisiyle silisleşmeler görülmüştür. Fay hattı boyunca birimde sıvamalar şeklimde karbonatlarda nüfuz etmiştir. Bu silisifiye zonla ilişkili olarak hidrotermal eriyikler ve yüzey sularının etkisiyle aglomeralar matriksinden itibaren altere olmuştur. Birim içerisindeki andezit çakıllarında bu ayrışma daha azdır. Genelde matriks açık sarı ve yeşil renklerde, altere andezit çakıllarında ise yeşilimsi – kahverengimsi renklerde görülmektedir. Bentonitleşmenin iyi geliştiği aglomeralar yeşil renklidir. Ayrışmayla kayacın matriksi ve andezitik çakılları iyi derecede bentonitleşmiştir (Resim 4.14). Kalınlığı 25m olarak ölçülen seviyenin altında daha sert, ayrışma derecesi düşük ve 14m kalınlığında koyu yeşil renkte ikinci bir seviye bulunmaktadır. Bu durum bölgede ayrışma olayında hidrotermal eriyiklerle birlikte yüzey sularının da etkili olduğunu göstermektedir. Bölgede yaklaşık 10m genişliğinde ve 45m uzunluğunda 4 adet bentonitik aglomera mostraları belirlenmiştir (Şekil 4.10)



Resim 4.13. Aglomeralarda andezit (Tmsv) çakılları.



Şekil 4.10. Sivrikaya ile Sakarya nehri arasındaki enine kesiti (Ölçeksiz).



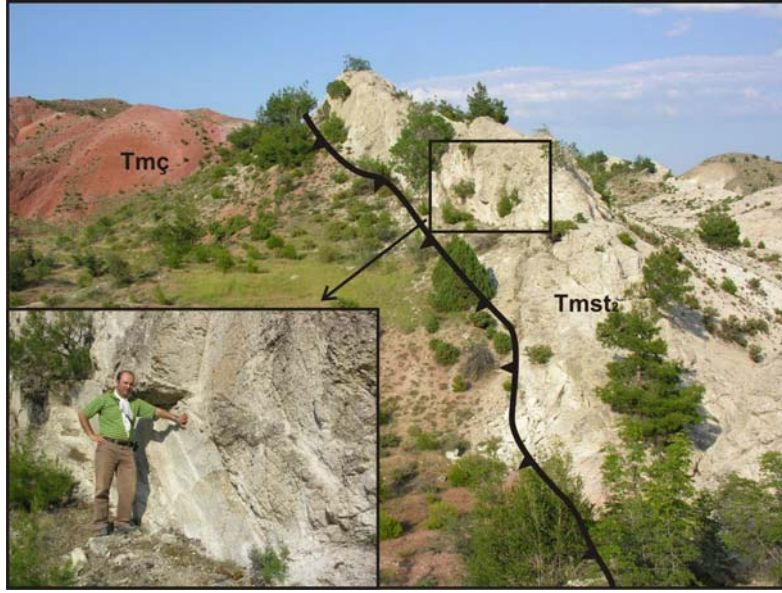
Resim 4.14. Aglomeralarda (Tmsa) bentonitik (Tmsb) seviyeler arasındaki ilişki (Ezgen Tepe'nin doğusu) .

4.2.3. Kapıkaya Tüflerinin Ayrışmasıyla Oluşan Bentonitler (3. Grup Bentonitler)

Bu gruptaki bentonitlerin ana kayacı olan litik tüfler, krem renkli olup, camsı matriks içerisinde 1-2mm ile 1-2cm arasında değişen kayaç parçaları, feldspat, kuvars ve koyu renkli mineraller bulunmaktadır. İnceleme alanında K70°D konumlu olarak, bölgede geniş yayılım sunan litik tüfler içerisinde gözlenen bentonitlerde ilksel dokular kısmen ya da tamamen korunmuştur. Çakmaklı üyesi ile dokanak yaptığı hat boyunca litik tüflerdeki silis oranının fazla olması, ayrıca birim içerisinde gözlenen kayma düzlemleri bölgedeki bir sentetik fayın varlığını işaret etmektedir (Resim 4.15-16-18). Diğer taraftan silisifiye litik tüfün diğer birimlere göre dik bir topoğrafyaya sahip olması, kayma düzlemleri boyunca oluşan sekonder mineralizasyon ve Çakmaklı üyesi'nin kiltaşlarındaki silisleşmeler bu bölgedeki faylı dokanağın varlığını kuvvetlendirmektedir.

Ayrışmaya sebep olan sentetik faydan Sakarya Nehri'ne doğru ilerlendiğinde ayrışma derecesi azalmakta olup değişik ayrışma derecesine sahip beş değişik seviye belirlenmiştir (Resim 4.18, Şekil 4.11). Bu seviyeler aşağıda verilmiştir,

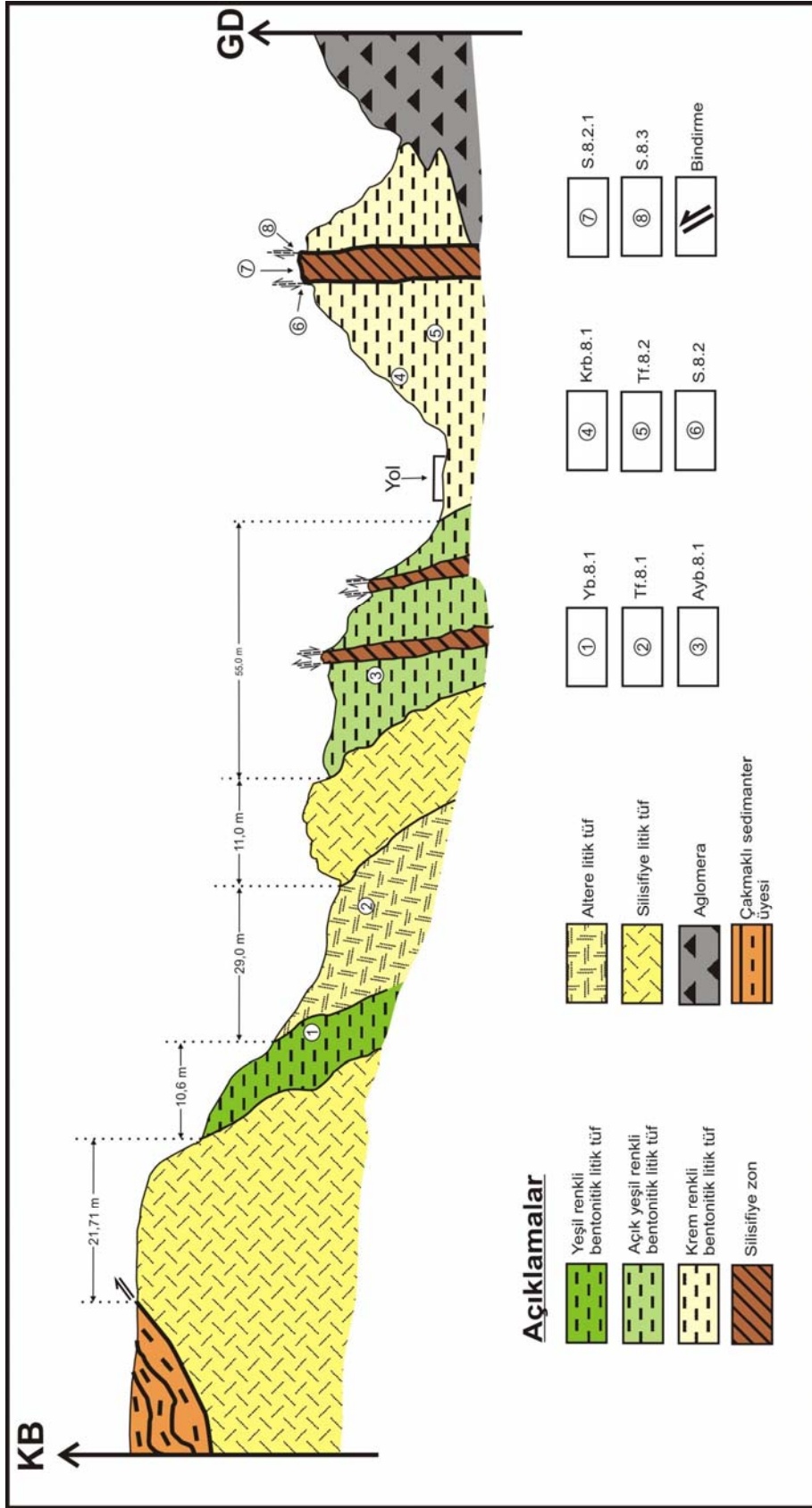
- Silisifiye litik tf (~160m)
- Yeşil renkli bentonitik litik tf (~80m)
- Açık yeşil renkli bentonitik litik tf (~10m)
- Krem renkli bentonitik litik tf (~17m)
- Altere litik tf (~15m)



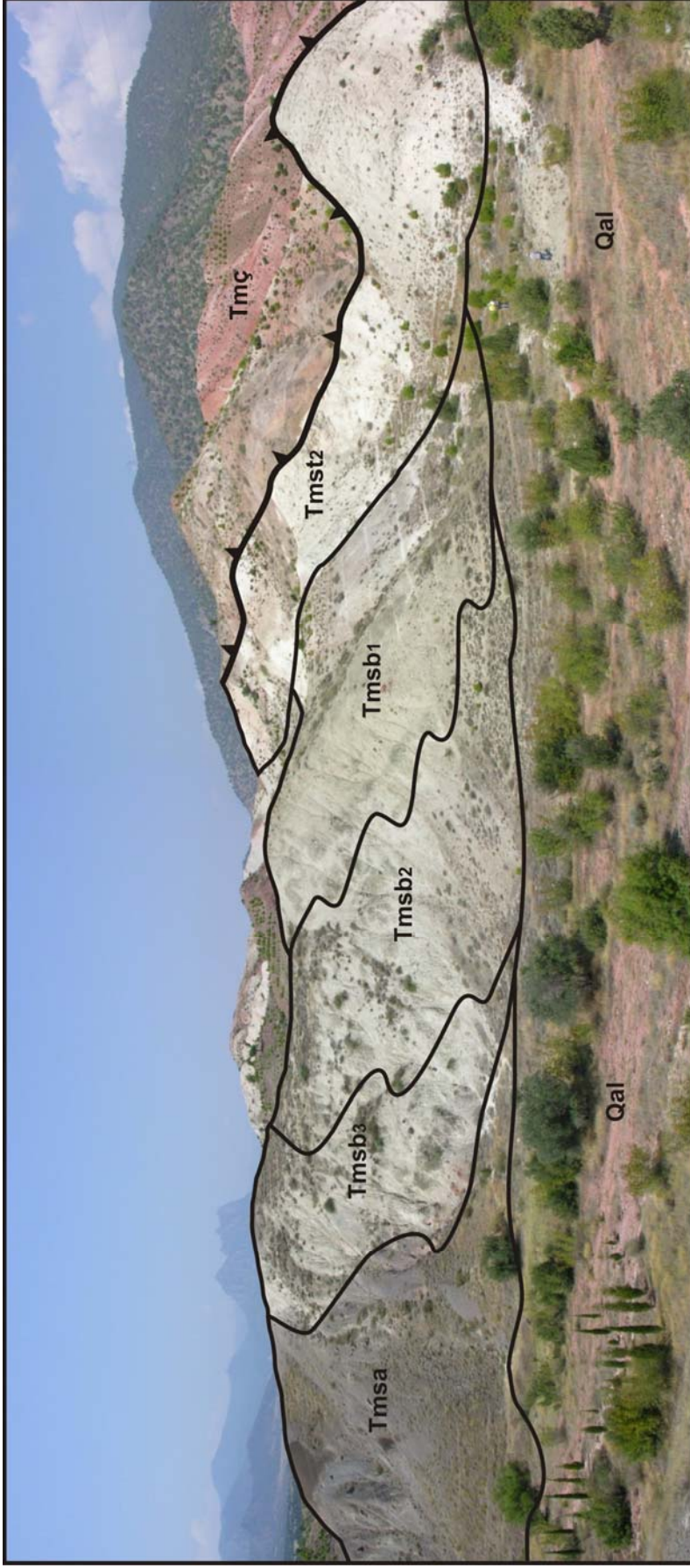
Resim 4.15. Sivrikaya Tepe eteklerinde akmaklı yesi (Tm) ile Sarıcakaya volkanitlerine ait silisifiye litik tf (Tmst₂) arasındaki faylı dokanak.



Resim 4.16. Silisifiye litik tfteki kayma düzlemleri.



Şekil 4.11. Sivrikaya Tepe'nin güney doğusunda ölçülü enine kesiti.



Resim 4.17. Çakmıklı üyesi (Tmç) ile litik tuf içindeki değişik alterasyon zonları arasındaki ilişkiler; (Tmst₂): Silisifiye litik tuf, (Tmsb₁): Yeşil renkli bentonitik litik tuf, (Tmsb₂): Açık yeşil renkli bentonitik litik tuf, (Tmsb₃): Krem renkli altere litik tuf zonu ve (Tmsa): Aglomera.



Resim 4.18. Sarıcakaya volkaniklerine yakın bölgelerde Çakmaklı üyesinin killi seviyelerinde gözlenen kayma düzlemleri.

Ayrışma sonucu oluşan yeşil renkli bentonit zonunda ana kayaç dokusu kısmen korunmuştur. Camsı matriksten itibaren şiddetli ayrışmaya uğrayan birim içerisindeki feldspatlar, hornblendler ve özellikle volkan camları yoğun bir şekilde ayrılmıştır. Ayrışan matriks yeşil renklerde gözlenirken volkan camları açık yeşil renklindedir. İçerisindeki kaya kırıntıları ise ayrılmadan çok fazla etkilenmemiştir.

Açık yeşil renkli bentonitlerde ayrışma matrikste olukça iyi olmasına rağmen içerisindeki feldspat, volkanik cam ve diğer minerallerde gözlenmemektedir. Ayrışma derecesi yeşil renkli zona göre daha düşüktür. Krem renkli bentonitlerde ayrışma çok düşüktür. Matrikste ve volkan camlarında gözlenen bentonitleşmeler gözlenmektedir. Fakat birim sert yapılı ve plastiklik özelliği azdır. Litik materyaller ayrılmadan korunmuştur. Bölgenin bazı yerlerinde krem renkli bentonitik tüfler daha yumuşak ve ayrışma derecesi biraz daha iyidir bunun sebebi, o bölgelerde bentonit oluşumuna katılan birden çok silisifiye zonun varlığıdır.

Altere litik tuf zonunda renk yeşil ve krem renklindedir. Birimin ayrışma derecesi çok düşüktür. İlksel dokular büyük oranda korunmuştur. Matriks düşük oranda bentonitleşirken, litik materyaller ayrılmadan etkilenmemiştir ve sert yapılıdır.

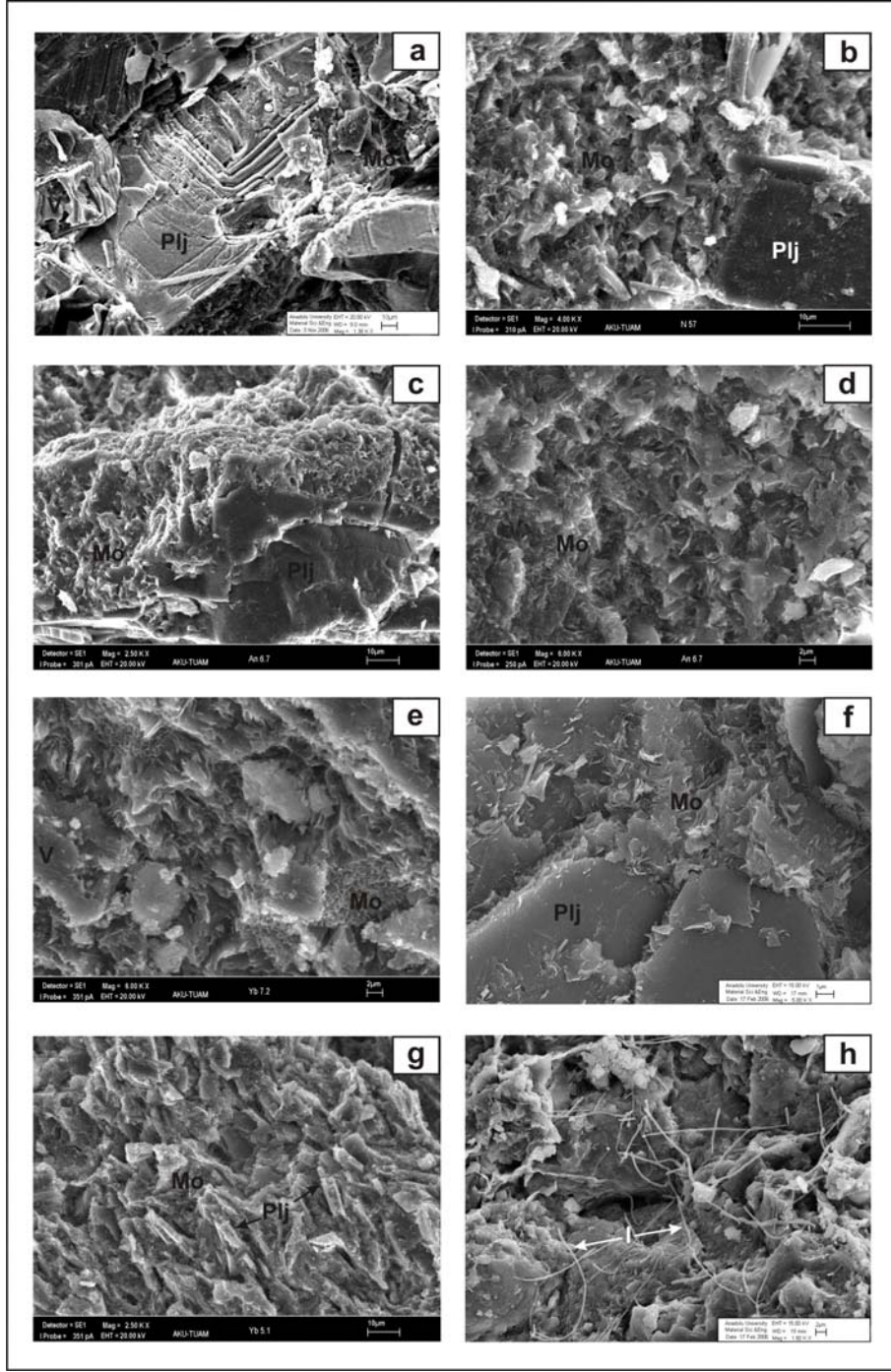
4.3. Mineralojik İncelemeler

4.3.1. Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) İncelemeleri

SEM çalışmalarında, bentonitik örneklerdeki en önemli ayrışmamineralinin yapraksı morfolojideki montmorillonit (Mo) olduğu belirlenmiştir. Montmorillonit oluşumu 1. ve 2. gruba ait bentonitlerde camsı hamurla plajioklaslardan itibaren gerçekleşmiştir (Resim 4.19 a,b,c,d,e). Çoğunlukla ana kayacın camsı matriksinin bozuşmasıyla oluşan 3. gruba ait bentonitlerde ise montmorillonit minerallerine yer yer lifimsi morfolojide illit (I) mineralleri eşlik etmiştir (Resim 4.19 f,g,h).

1. gruba ait bentonit örneklerinde zonlu yapı sunan plajioklas kristalinin kenarları veya iç bölümlerinden itibaren montmorillonit kristali gelişmiştir (Resim 4.19 a,b). Plajioklas kristallerinin taze yüzeylerinden elde edilen EDX verilerinde Na_2O : %1,73-4,46 ve CaO : %10,11-11,34 arasında değişmesi plajioklasta anortit oranının albit oranına göre daha yüksek olduğunu göstermektedir (Resim 4.20). Ayrıca taze kristal yüzeylerine göre ayrılmış bölümlerin CaO değerlerinde gözlenen düşüş bu gruba ait montmorillonitlerdeki Ca elementinin kökeniyle ilgili önemli bir veridir.

2. gruba ait bentonitlerde montmorillonit oluşumunu sağlayan ayrışma çoğunlukla camsı yapıdaki matrikste gerçekleşirken ana kayaç bileşimindeki plajioklas kristalleri de yer yer ayrılmadan etkilenmiştir (Resim 4.19 c,d,e). EDX verileri bu gruptaki plajioklas kristallerinin sodyum ve kalsiyum oranlarının birbirine yakın olduğunu göstermiştir. Ayrıca ayrışmanın yoğun olarak gerçekleştiği matrikse ait EDX verilerindeki yüksek demir oranı (%8,52) ayrışmaya etki eden eriyiklerin demir bakımından zengin olduğunu ortaya koymaktadır (Resim 4.20).



Resim 4.19. Bentonitlerin taramalı elektron mikroskop görüntüleri; a-b: 1. grup, c-d-e: 2. grup, g-h: 3. grup ait bentonitlerin SEM görüntüleri.

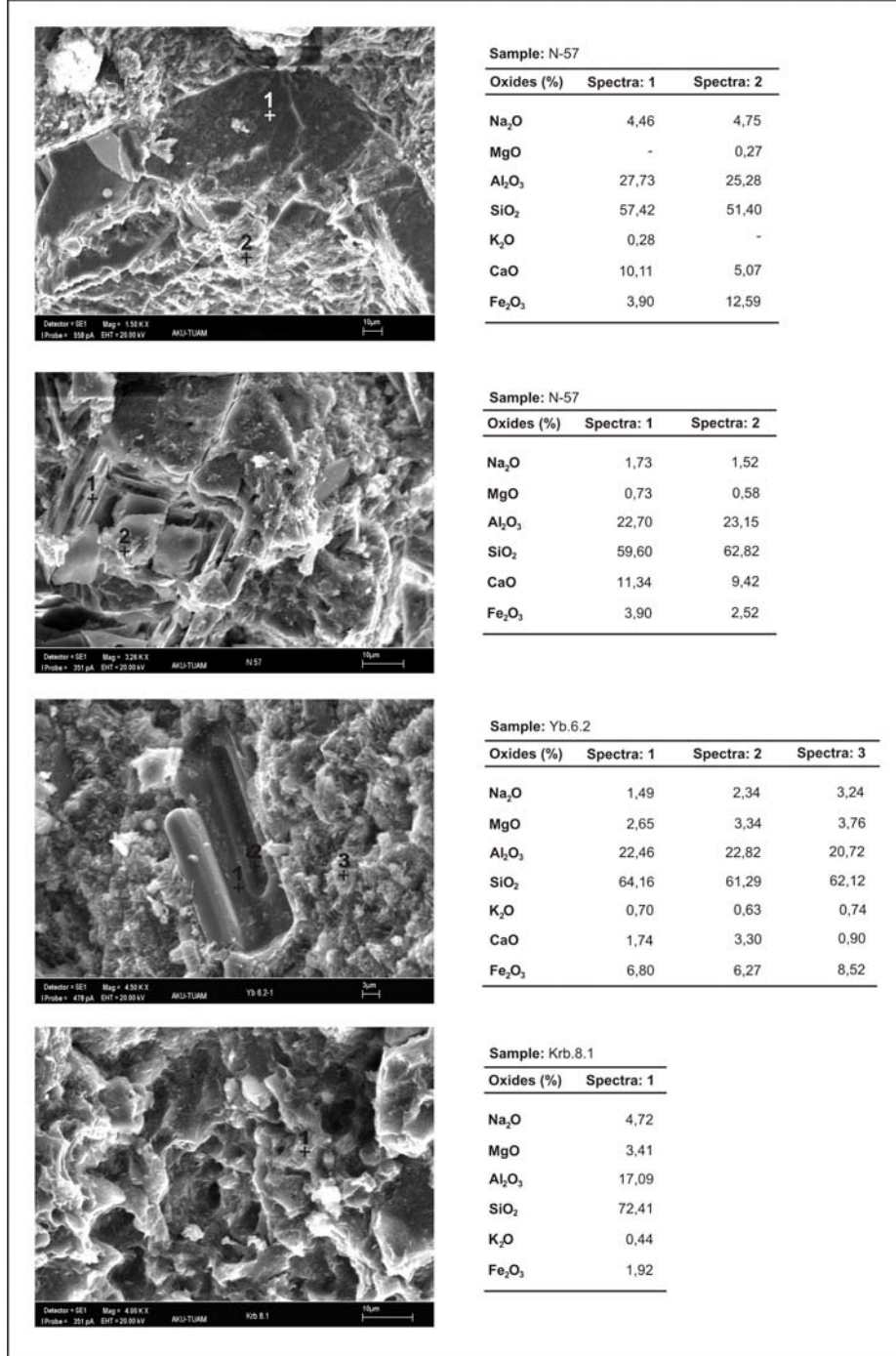
3. gruba ait bentonitlerde akma yapısının karakteristik olarak izlendiği ayrışmış matrikste subhedral plajioklas kristalleri akma yapısıyla uyumlu olarak kayada dağılım sunmaktadır ve bu kristallerde ayrışma çok az oranda görölmektedir (Resim 4.27 f,g). Bu gruba ait bentonitlerin EDX verilerinde kalsiyum elementi hiç gözlenmezken, sodyum oranı ise %4,72'dir (Resim 4.20). Bu oran aynı gruba ait XRD verileriyle son derece uyumludur.

4.3.2. X – Işınları Difraktoğramı (XRD) İncelemeleri

XRD incelemelerinde elde edilen kalitatif analiz sonuçları incelendiğinde her üç grubun bentonitlerindeki en önemli kil mineralinin simektit olduğu belirlenmiştir (Çizelge 4.2, Şekil 4.12). Ayrıca simektitlerle birlikte kristobalit/opal-CT, kuvars ve feldspat üç gruptaki bentonitlerde gözlenen minerallerdir. 1. grup bentonitlerde jips minerali belirgin olarak gözlenirken, 3. grup bentonitler, bileşimindeki karışık tabakalı illit/simektit (I/S) ve illit mineralleriyle diğer bentonitlerden ayırt edilmektedir.

Simektitlerin $d(060)$ değerlerinin 1,49-1,50Å arasında değişmesi her üç grup bentonitlerin dioktahedral simektitlerden oluştuğunu göstermektedir (Grim 1968) (Çizelge 4.3). Simektitlerin $d(001)$ değerleri incelendiğinde 1. ve 2. grup bentonitlerin nötr (ortaç) bileşimli simektitlerden oluşurken, 3. grup bentonitler ise Na-simektitlerden meydana geldiği belirlenmiştir.

Her üç grubun bentonitlerini oluşturan simektitlerin $d(001)$ yüzeyine ait yansımanın yönlendirilmiş örneklerde 1. grup bentonitlere ait simektitlerin 12,20-15,50Å, 2. grup bentonitlere ait simektitlerin 12,42-15,78Å ve Kapıkaya Tüfü'ne ait simektitler ise 12,02-12,92Å, arasında olduğu (Şekil 4.13), aynı yüzeyin etilen glikollü çekimlerde 1. grup bentonitlere ait simektitler 16,75–16,99Å, 2. grup bentonitlere na ait simektitler 16,85–18,51Å (Şekil 4.14) ve 3. grup bentonitlere ait simektitler ise 16,66–17,64Å, ve 550 °C'de ısıtma sonucu 1. grup bentonitlere ait simektitler 9,71 – 9,78Å, 2. grup bentonitlere ait 9,43–9,10,23Å, ve 3. grup bentonitlere ait simektitler ise 9,50–10,13Å arasında değiştiği belirlenmiştir (Çizelge 4.3, Şekil 4.15).

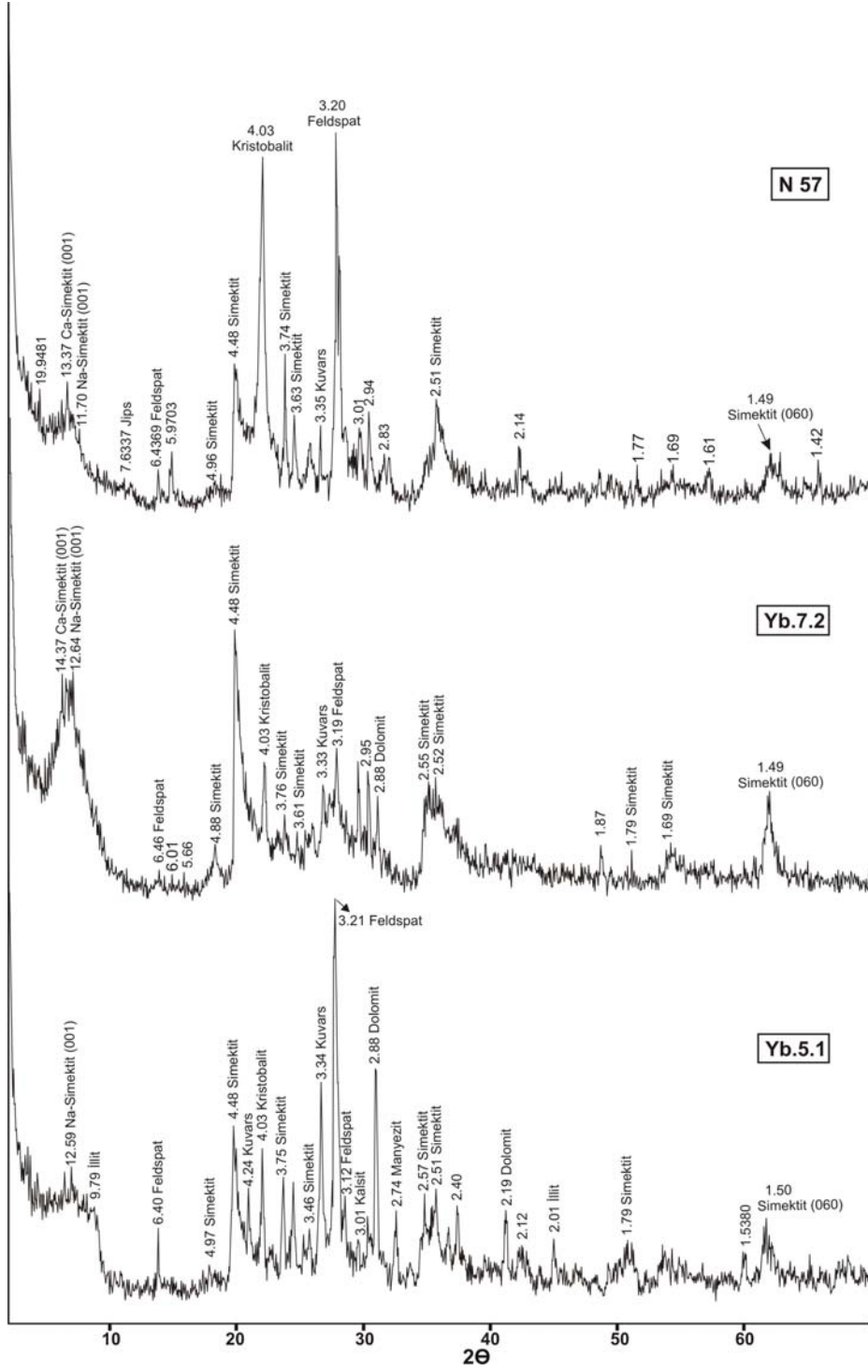


Resim 4.20. Bentonitlerin EDX verileri (N-57: 1. grup, Yb.6.2: 2.grup, Krb.8.1: 3.gruba ait bentonitler).

Çizelge 4.2. İnceleme alanındaki bentonitik örneklerin XRD incelemelerinde elde edilen kalitatif analiz sonuçları.

Grup	Ornek	S	I	I/S	Kl	J	Kao	Z	K	O	Q	Fld	Ka	D	M
1	N-55	+	+	-	-	-	-	-	+	-	+	+	-	+	-
	N-56	+	-	-	-	+	-	-	-	+	+	+	+	-	-
	N-57	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+
	N-58	+	-	-	-	+	-	-	+	-	+	+	-	-	-
	N-58a	+	+	+	+	+	-	+	+	-	+	+	+	+	+
	N-59	+	-	-	-	-	-	+	+	-	+	+	-	-	-
	An.6.1	+	-	+	+	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+
	An.6.3	+	-	-	-	-	-	-	+	-	+	+	+	+	-
	An.6.4	+	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	-
2	Ag.6.1	+	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-
	Ag.6.2	+	+	-	-	-	-	-	+	-	-	+	+	-	-
	Yb.6.2	+	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+
	An.6.7	+	+	-	-	-	-	-	+	-	+	+	+	+	-
	An.6.8	+	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	-	-
	An.7.1	+	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-
	Yb.7.2	+	-	-	-	-	-	-	+	-	+	+	-	+	-
	Ag.7.2	+	+	+	+	+	-	-	-	+	+	+	+	+	-
	Ko.Yb.1	+	+	-	+	+	-	-	+	-	+	+	-	+	+
	Tf.5.1	+	+	-	+	+	-	-	+	-	+	+	-	+	-
3	Yb.5.1	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+	+	+	+	+
	Ayb.5.1	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+	+	+	+	-
	Kb.5.1	+	+	-	-	-	-	-	+	-	+	+	-	+	-
	Tf.5.3	+	+	+	+	+	-	+	+	-	+	+	+	+	-
	Tf.7.3	+	+	+	-	-	-	-	-	+	+	+	+	-	-
	Yb.7.1	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	-
	Ayb.7.1	+	-	-	-	-	-	-	+	-	+	+	-	+	-
	Yb.8.1	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+
	Ayb.8.1	+	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-
	Krb.8.1	+	+	-	-	-	-	+	-	+	+	+	-	+	-

Not: (S): Simektit, (İ): Illit, (I/S): Karışık tabakalı illit/simektit, (Kl): Klorit, (J): Jips, (Kao): Kaolinit, (Z): Zeolit, (Kr): Kristobalit, (O): Opal-CT, (Q): Kuvars, (Fld): Feldspat, (K): Kalsit, (D): Dolomit ve (M): Manyezit.

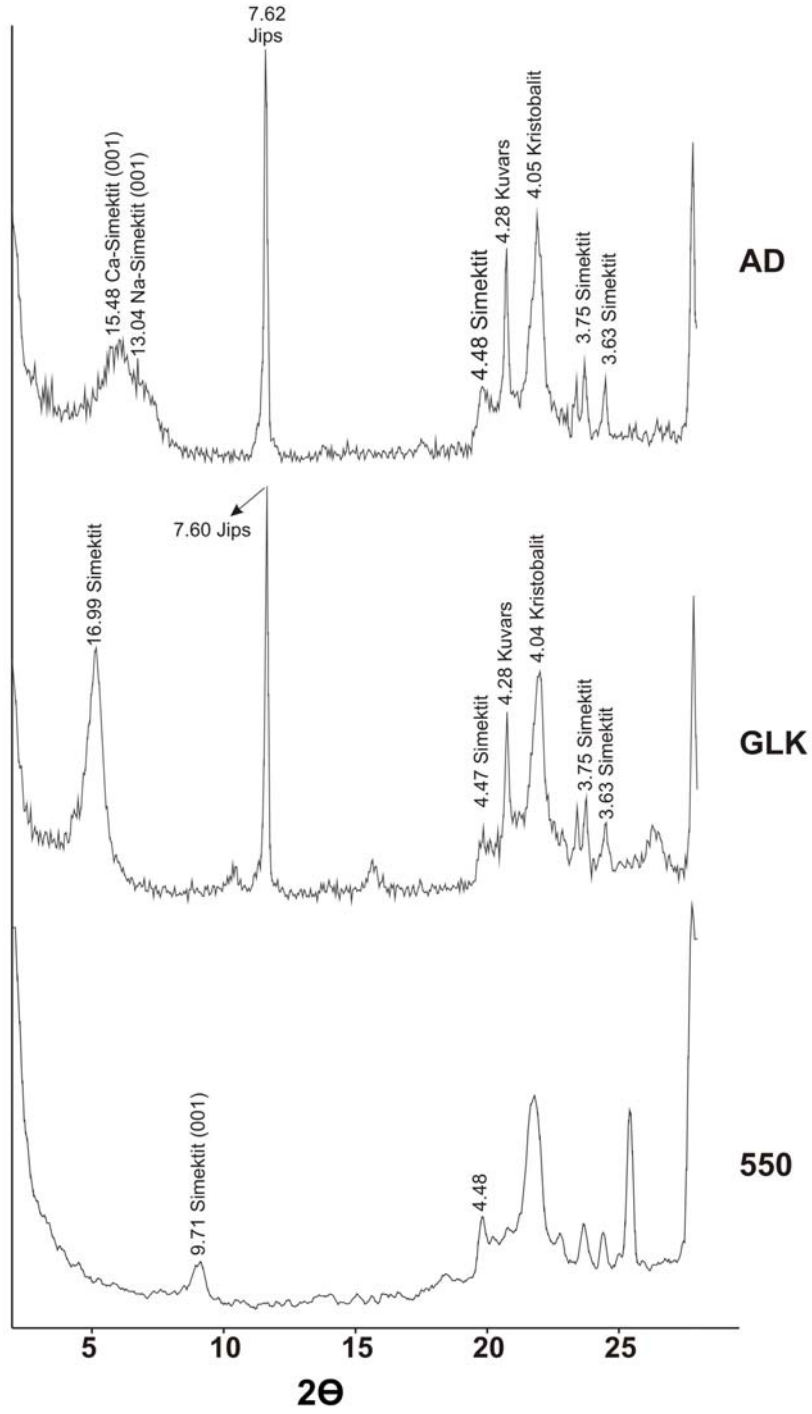


Şekil 4.12. İnceleme alanındaki bentonitlerin tüm kayaç XRD grafikleri.

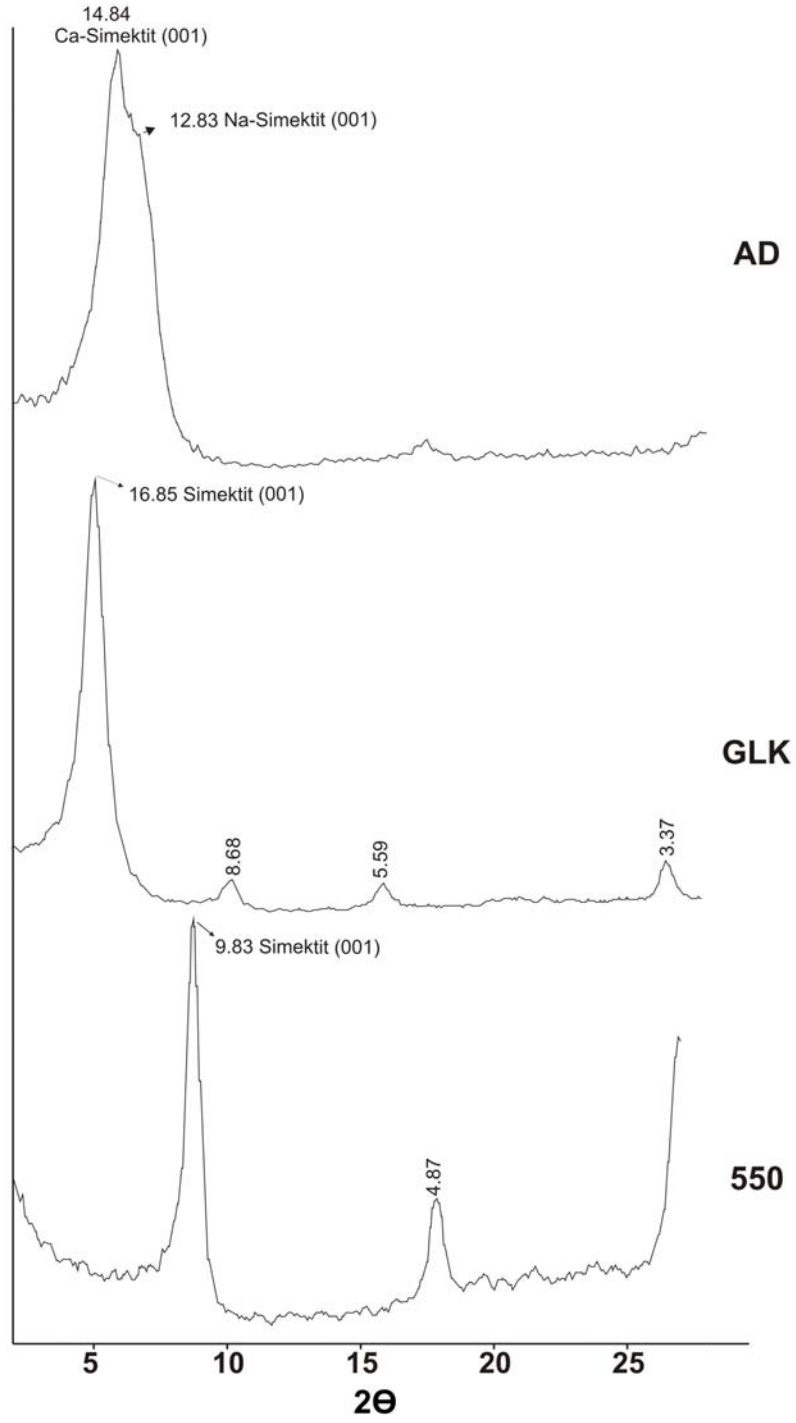
Çizelge 4.3. İnceleme alanına ait bentonitik örneklerin tüm kayaç XRD incelemelerinde elde edilen $d(001)$ ve $d(060)$ yansımaya değerleri.

Örnek	Tüm Kayaç				Kil Boyutu $d(001)$			
	$d(001)$ -Ca Simekzit	$d(001)$ -Na Simekzit	$d(060)$	AD-Ca Simekzit	AD-Na Simekzit	E G	300	550
N-55	-	12,59	1,50	-	10,20	16,78	-	9,76
N-56	-	12,30	1,50	15,50	-	16,75	-	9,78
N-57	13,36	11,70	1,49	14,60	12,06	16,99	9,66	9,71
Tf.5.1	13,92	-	1,50	15,09	-	17,15	10,10	10,04
Yb.5.1	-	12,59	1,50	-	12,52	16,82	9,87	9,71
Ayb.5.1	-	12,59	1,50	-	12,18	17,15	10,04	9,50
Kb.5.1	-	11,84	1,49	-	12,19	16,98	9,81	9,71
Ayb.5.2	-	9,59	-	16,35	-	-	-	9,59
Tf.5.2	15,28	-	1,50	15,83	-	17,15	10,19	10,10
Syb.5.1	-	12,01	1,50	-	12,10	16,82	9,76	9,93
Ayb.5.3	15,18	11,86	1,49	-	12,02	16,66	9,87	10,04
Tf.5.3	-	12,10	1,51	-	12,34	16,81	9,93	9,45
An.6.2	14,11	-	1,49	15,78	12,57	17,34	9,92	9,83
An.6.1	14,18	12,45	-	14,93	12,65	17,36	9,80	9,92
An.6.4	-	12,38	1,49	14,27	12,81	18,41	10,06	10,17
Ag.6.1	-	-	1,50	14,33	12,71	17,07	9,97	10,23
Ag.6.2	-	10,78	1,50	-	12,44	17,17	9,92	9,43
An.6.3	14,36	-	1,50	15,09	12,10	16,97	9,82	9,93
Tf.7.3	15,19	-	1,50	15,65	13,43	18,51	9,90	10,06
Yb.7.1	14,60	10,94	1,50	13,75	12,81	17,38	10,38	10,01
Ayb.7.1	-	10,50	1,49	14,82	12,80	17,21	10,04	9,93
Tf.7.4	-	10,39	1,50	-	12,49	17,40	9,89	10,02
An.7.1	14,14	-	1,50	14,45	12,41	17,38	9,93	9,91
Yb.7.2	14,37	12,64	1,49	14,84	12,83	16,85	9,80	9,83
Ag.7.2	14,11	12,29	1,50	-	12,42	17,12	10,01	9,93
Yb.8.1	-	13,75	1,50	14,53	-	17,02	9,81	9,91
Tf.8.1	14,22	-	1,50	14,09	12,20	17,91	9,97	10,13
Ayb.8.1	-	12,36	1,50	-	12,92	17,64	9,98	10,03
Krb.8.1	-	12,87	1,49	-	12,51	17,16	12,81	9,76

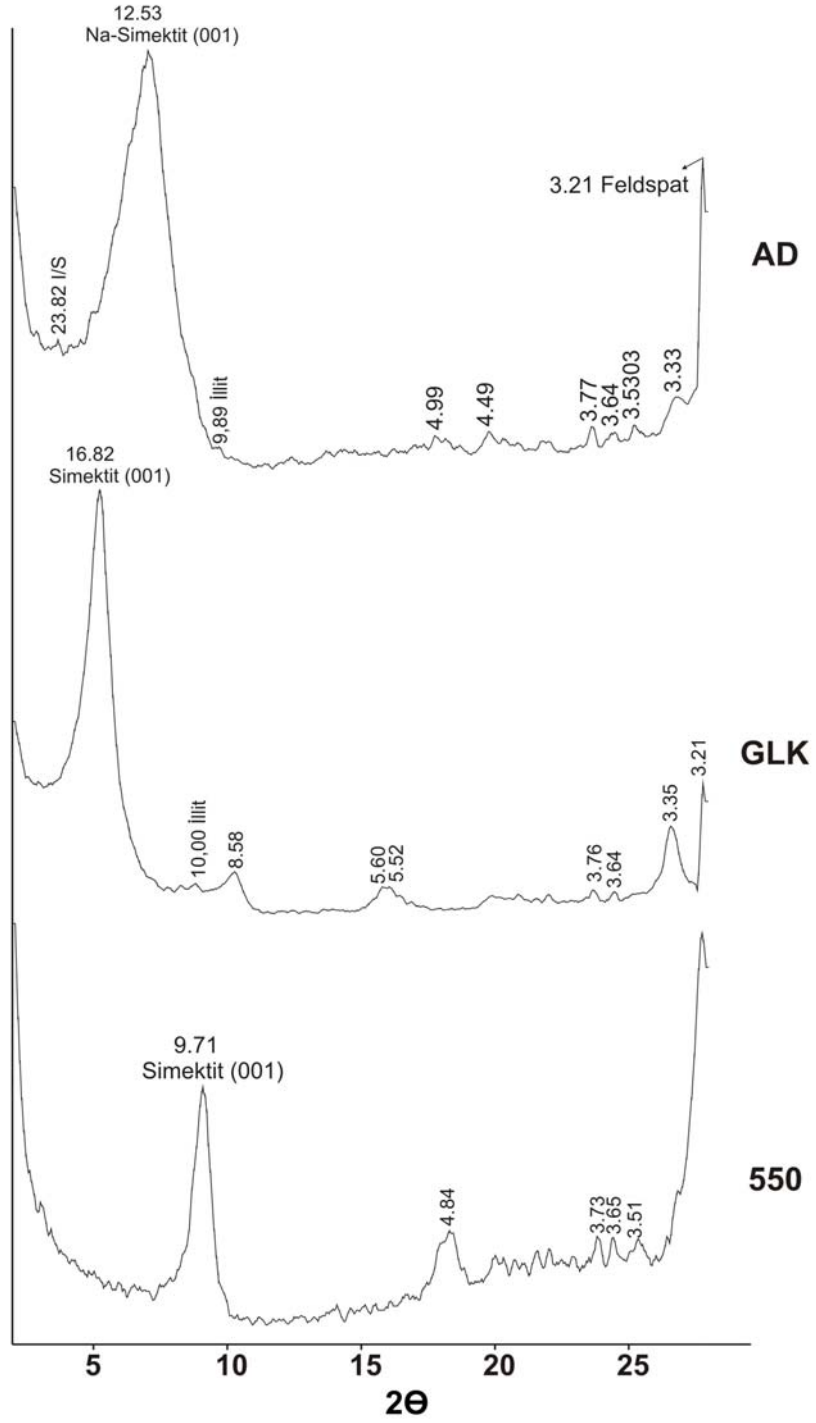
Not: (AD): Yönlendirilmiş, (EG): Etilen glikolle muamele edilmiş, (300°C): 300°C'de fırınlanmış ve (550°C): 550°C'de fırınlanmış.



Şekil 4.13. 1. grup bentonitlere ait N57 numaralı örneğin kil boyutu XRD grafikleri; (AD): Havada kurutulmuş, (GLK) Etilen glikolle muamele edilmiş, (550): 550°C'de fırınlanmış.



Şekil 4.14. 2. grup bentonitlere ait Yb.7.2 numaralı örneğin kil boyutu XRD grafikleri; (AD): Havada kurutulmuş, (GLK) Etilen glikolle muamele edilmiş, (550): 550°C 'de fırınlanmış.



Şekil 4.15. 1. grup bentonitlere ait Yb.5.1 numaralı örneğin kil boyutu XRD grafikleri; (AD): Havada kurutulmuş, (GLK) Etilen glikolle muamele edilmiş, (550): 550°C’de fırınlanmış.

4.4. Jeokimya

İnceleme alanına ait ana kayaç ve bentonitik karakterli örneklerin ana ve iz element analizleri yardımıyla bölgedeki volkanizmanın jeokimyasal karakteri ortaya konmuş ve ana kayaçtan itibaren bentonitleşmeye kadar giden ayrışma sürecinin jeokimyasal niteliği belirlenmiştir (Çizelge 4.4).

4.4.1. Ana Element İncelemeleri

Üç gruptaki bentonitlerin ana element oranları ana kayaca göre normalize edilerek bentonit oluşumunu sağlayan ayrışma sürecindeki element davranışları incelenmiş ve bentonitlerin element bollukları karşılaştırılmıştır. Ana elementlere göre yapılan normalize grafikler incelendiğinde göze çarpan en önemli özellik Fe_2O_3 , MgO ve TiO_2 içeriklerinde ayrışma süresince gözlenen davranış farklılığıdır. Fe_2O_3 ve TiO_2 1. ve 2. gruba ait bentonitlerde negatif anomali gösterirken, 3. gruba ait bentonitlerde ise pozitif anomali göstermiştir. MgO 'de bunun tam tersi bir davranış izlenmiştir. AFM diyagramında 1. ve 2. gruba ait bentonitlerde MgO oranı düşükken 3. gruba bentonitlerde bu oran yüksek, toplam FeO ve Al_2O_3 ilk iki gruba göre düşüktür. Üç grupta da SiO_2 ve Al_2O_3 hemen hemen hiç değişmezken, K_2O ayrışma süresince kayba uğramıştır. CaO ve Na_2O 1. gruba ait bentonitlerde ayrışma süresince kayba uğramıştır. CaO 1. grup ve 3. gruba ait bentonitlerde alterasyonun başlangıç aşamasında azalırken, ilerleyen alterasyonla birlikte zenginleşmiştir. Na_2O ise 2. ve 3. gruba ait bentonitlerde ayrışma süresince CaO 'in tersi bir davranış göstermiştir (Şekil 4.16).

4.4.2 İz Element İncelemeleri

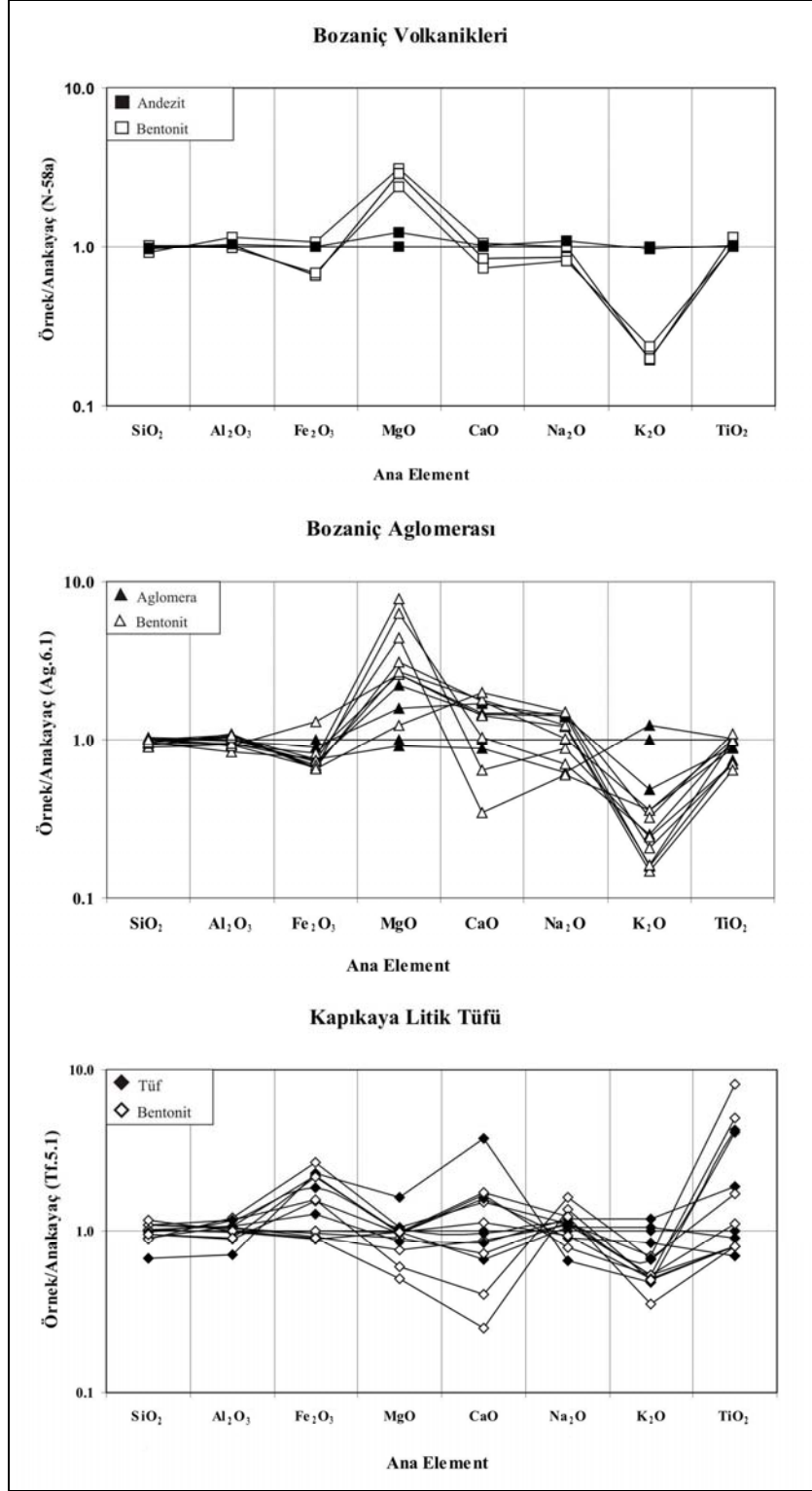
Ayrışma süresince ana kayaçtan itibaren Cs , Rb , U , Zr , Sr ve Co gibi elementlerin içeriklerindeki değişiklik, ayrışmanın başlangıç aşamasını işaret etmeleri açısından büyük önem taşımaktadır (Zielinski 1982, Çoban 2001, Yıldız ve Kuşcu 2006). Cs ve Co her üç bölgede de artarken, Rb ise kayba uğramıştır (Şekil 4.17).

Çizelge 4.4. Kapıkaya bölgesine ait örneklerin kimyasal analiz sonuçları.

Örnek	Bozaniç Volkanikleri					Bozaniç Aglomerası				
	N-55	N-56	N-57	N-58	N-59	An.6.3	An.6.4	An.6.7	An.6.8	Yb.6.2
Ana Elementler										
SiO ₂	57,68	63,67	60,78	64,07	62,18	58,1	63,71	56,64	58,8	55,57
Al ₂ O ₃	18,67	16,6	15,87	16,04	16,76	15,95	16,42	18,03	18,61	16,42
TiO ₂	0,68	0,6	0,6	0,59	0,6	0,55	0,64	0,84	0,93	0,85
Fe ₂ O ₃	4,97	3,08	3,58	3,17	4,63	12,48	5,97	6,52	6,24	7,04
MnO	0,02	0,01	0,02	0,01	0,08	0,1	0,04	0,02	0,05	0,02
MgO	1,88	1,78	1,52	1,45	0,75	1,6	0,38	1,64	0,75	2,7
CaO	4,44	3,54	4,64	3,13	4,36	4,02	4,78	5,09	5,67	0,97
Na ₂ O	2,78	2,41	2,01	2,26	3,03	2,35	2,67	2,39	2,91	1,14
K ₂ O	0,42	0,43	0,38	0,51	2,09	0,98	2,74	1,07	2,14	2,4
P ₂ O ₅	0,2	0,12	0,15	0,1	0,19	0,16	0,19	0,22	0,22	0,19
Cr ₂ O ₅	0	0,02	0,01	0	0	0,01	0	0	<,001	0
A.Z.	8,2	7,7	10,4	8,6	5,3	3,7	2,5	7,5	3,6	12,7
Toplam	99,94	99,96	99,96	99,93	99,97	100	100,04	99,96	99,92	100
İz Elementler										
Ba	133,5	120,8	114,5	284,7	412,2	157,8	438,5	141,4	407	81,5
Be	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1
Co	9,7	7,2	14,4	4,3	4,7	9,3	5,1	15,2	7,5	15,3
Cs	5	6,3	5,2	5,8	3,6	3,1	2,7	5,3	1	6,2
Ga	20	16,6	17,2	17,1	18,6	18,1	17,6	19,8	20,1	19,6
Hf	4,5	4,5	4,2	4,1	4,5	4,6	4,1	4,2	3,9	3,1
Nb	14,1	12,4	13	12,8	13,4	11,8	9,6	10,6	9,5	8,8
Rb	38,7	37,5	34,9	43,3	89,8	42,7	85	72,2	40	105,9
Sn	1	1	1	2	1	2	1	2	2	2
Sr	346,2	263,3	276,1	436,9	326,6	311,7	301,8	375,8	405	140
Ta	1,1	0,8	1	1	1	1	0,8	0,9	0,7	0,6
Th	8,5	7,7	8,3	7,5	8,8	8,6	8,4	9	7,2	5,8
U	2	4,9	6,9	4,7	2,1	1,9	2,6	1,8	1,2	1,9
V	80	85	77	71	72	66	101	145	152	158
W	1,5	1,4	1,6	1,2	1,2	1,5	1,1	1	0,7	0,8
Zr	168,2	149,3	160,7	151,1	154,7	147,5	140,9	148,1	142,3	114,7
Y	29	21,8	18,7	22,7	21,3	22,4	22,8	15,7	14,5	19,2
Nadir Toprak Elementleri										
La	28,4	23,5	22	24,2	28,2	27,2	28,4	20,9	22,9	18,3
Ce	57,7	48	44,6	50	56,2	56,2	58,6	45,2	48,5	39,9
Pr	6,54	5,35	5,32	5,77	6,38	6,07	6,22	5,17	5,53	5,11
Nd	24,8	18,8	20,1	20,1	23,4	22,8	22,4	19,6	21,2	21
Sm	5,5	4,4	4,4	4,4	4,6	4,8	4,8	3,9	4,1	4
Eu	1,33	1,2	1,08	1,14	1,1	1,18	1,3	1,07	1,1	1,05
Gd	4,35	3,9	3,22	3,5	3,59	3,96	4,63	3,52	3,35	4,07
Tb	0,74	0,62	0,55	0,62	0,64	0,65	0,74	0,59	0,6	0,68
Dy	4,48	3,68	3,01	3,67	3,46	3,78	4,38	3,09	2,94	3,5
Ho	0,96	0,69	0,64	0,77	0,77	0,78	0,8	0,57	0,48	0,63
Er	2,93	2,21	1,79	2,3	2,22	2,22	2,37	1,51	1,34	1,9
Tm	0,48	0,36	0,27	0,38	0,34	0,32	0,35	0,21	0,22	0,3
Yb	3,03	2,12	1,81	2,26	2,2	2,24	2,38	1,51	1,32	1,86
Lu	0,49	0,29	0,29	0,42	0,38	0,34	0,36	0,22	0,2	0,3
Mo	0,1	0,1	0,3	0,1	0,2	3,1	1	0,1	0,3	0,3
Cu	4,7	3	3,8	5	7,1	11,5	3,9	6,2	8,9	3,9
Pb	11,7	11,4	26,8	12,6	5,3	10,3	7,4	9,3	9,9	4,3
Zn	34	31	34	20	62	24	25	49	75	22
Ni	46,7	37,2	29,4	12	10	53	5,7	4,1	4,6	1,4
As	1,3	51	924,8	251,5	14,2	9,3	3	2,9	3,2	2,2
Cd	0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,1	<1	0,1	0,1	0,1	<,1
Sb	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1
Bi	0,2	0,5	0,2	0,2	<0,1	0,2	0,1	0,1	<,1	0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<1	<1	<1	<,1	<,1
Au	0,8	1,3	2	1,2	1,5	<,5	<,5	<,5	<,5	0,6
Hg	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	0,3	0,8	4,4	0,3	0,2	0,1	<1	0,1	0,1	0,1
Se	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<,5	<,5	0,8	<,5	<,5

Çizelge 4.4. Devamı

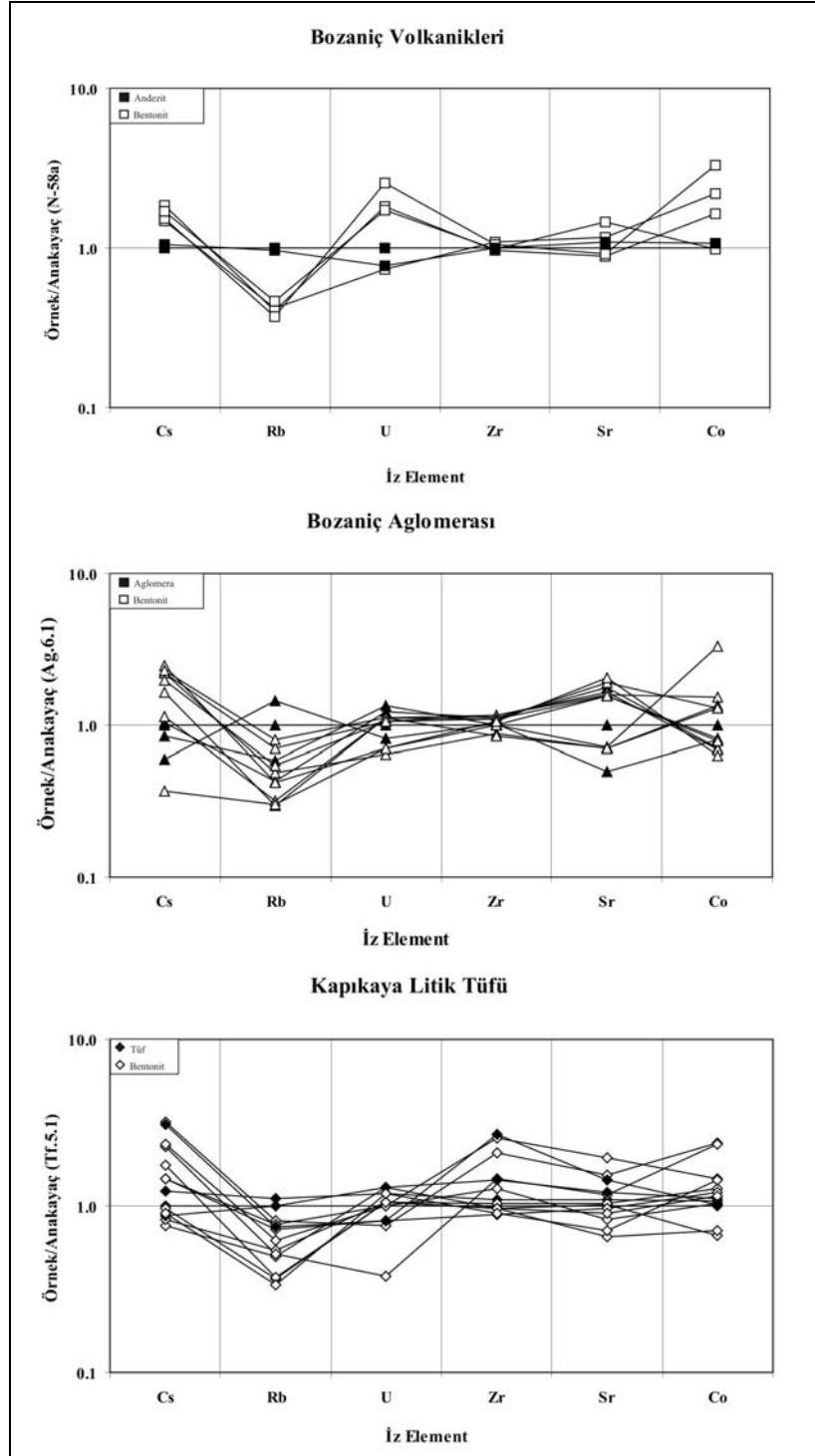
Örnek	Kapıkaya Tüfü										
	Ko.Yb.1	Yb.5.1	Ayb.5.1	Kb.5.1	Tf.5.3	Yb.7.1	Yb.7.2	Yb.7.3	Yb.8.1	Ayb.8.1	Krb.8.1
Ana Elementler											
SiO ₂	52,5	51,4	63,52	63,23	39,03	63,46	52,81	56,08	59,72	68,54	55,62
Al ₂ O ₃	12,02	13,73	11,86	11,7	7,97	13,08	16,19	14,61	11,03	11,3	10,16
TiO ₂	0,5	0,81	0,08	0,11	0,41	0,17	0,84	0,6	0,08	0,08	0,08
Fe ₂ O ₃	5,05	6,03	2,08	2,22	5,19	3,54	6,28	7,27	2,28	2,06	4,95
MnO	0,09	0,09	0,05	0,05	0,15	0,02	0,08	0,05	0,1	0,02	0,22
MgO	5,69	6,22	4,47	5,26	9,43	3,47	3,84	4,79	5,72	2,96	5,77
CaO	5,7	5,1	2,93	2,45	12,64	1,36	2,93	1,82	3,85	0,84	5,87
Na ₂ O	1,35	1,9	1,89	1,95	1,11	2,78	1,35	1,69	1,61	2,33	2,1
K ₂ O	1,29	1,7	1,28	1,29	1,16	1,62	1,69	1,61	1,21	1,2	0,85
P ₂ O ₅	0,16	0,15	0,03	0,02	0,08	0,04	0,16	0,14	0,02	0,02	0,02
Cr ₂ O ₅	0,06	0,04	0,07	0,07	0,15	0,09	0,01	0,1	0,09	0,08	0,06
A.Z.	15,5	12,8	11,7	11,6	22,6	10,4	13,9	11,2	14,3	10,6	14,3
Toplam	99,98	99,97	99,96	99,95	99,92	100,03	100,08	99,96	100,01	100,03	100
İz Elementler											
Ba	184,7	150,6	282,4	326,2	331,2	368,1	129,8	103,1	300,7	333,9	233
Be	1	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1
Co	33,2	20,1	9,3	17,8	32,6	14,3	15,9	38,9	15,9	9,8	19,9
Cs	9,6	4,4	2,3	2,5	6,8	9,7	6	6,7	2,9	5,3	2,7
Ga	13,2	15,3	13,4	12,5	9,5	14,3	17,7	16	12,7	13	11
Hf	3	3,5	1,9	2,2	1,9	2,1	3,7	4,1	1,8	1,9	1,9
Nb	9,7	11,7	11,4	11,9	6,5	10,2	8,5	10,6	8,5	11,5	9,4
Rb	65,5	63,1	40,2	43,6	41,7	49,9	65,4	55,7	29,8	30,3	27
Sn	1	1	1	2	1	1	2	2	1	1	1
Sr	227	290,6	151,9	152,3	173,3	123,1	139	142,9	133,6	96,8	105,7
Ta	0,7	0,9	1	1	0,5	1	0,7	0,8	1	1	0,9
Th	6,8	5,8	9,1	9,8	3,3	9,3	5,9	7,7	7,5	8,3	7,2
U	1,6	2,1	2,7	2,2	0,8	2,1	1,1	1,2	2,2	2,2	2,5
V	69	104	11	15	63	23	161	70	13	9	9
W	2,2	1,5	0,3	0,4	2,8	0,9	0,9	1	0,4	0,5	0,7
Zr	95,4	118,6	45	48,1	67,2	58,9	119,5	134,8	44,5	44,9	41,5
Y	22,8	23,3	21,4	21,3	14,5	21,5	22,7	22,5	19,8	20,7	21
Nadir Toprak Elementleri											
La	17,2	20,9	15,9	16,9	13,1	19,3	20,8	26,2	15,6	15,9	15,6
Ce	37,1	44,7	32,3	31,6	27	37,7	43	56,5	30	30	30,2
Pr	4,5	5,25	3,61	3,62	3,16	4,05	5,23	6,5	3,15	3,24	3,15
Nd	18,1	19,7	12,1	11,9	12,2	14,1	22,2	23,7	11,7	12,2	11,3
Sm	3,4	4,3	2,9	2,9	2,6	2,9	4,5	5,5	2,5	2,6	2,5
Eu	0,85	1,19	0,59	0,66	0,65	0,78	1,18	1,32	0,63	0,55	0,55
Gd	3,51	4	2,44	2,71	2,29	2,78	4,25	4,75	2,67	2,59	2,65
Tb	0,64	0,61	0,51	0,56	0,38	0,49	0,65	0,79	0,45	0,47	0,45
Dy	3,49	4,1	2,93	2,89	2,3	3,3	4,37	4,54	2,86	3,2	2,8
Ho	0,73	0,76	0,66	0,67	0,5	0,66	0,84	0,85	0,67	0,64	0,57
Er	2,25	2,26	2,04	2,11	1,4	2,01	2,25	2,25	1,93	2,07	1,93
Tm	0,35	0,41	0,38	0,39	0,25	0,36	0,37	0,38	0,31	0,34	0,35
Yb	1,97	2,25	2,4	2,36	1,45	2,24	1,9	2,21	2,13	2,08	2,06
Lu	0,37	0,38	0,36	0,41	0,24	0,41	0,36	0,37	0,36	0,36	0,39
Mo	0,8	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,5	0,1	0,2	1
Cu	27,1	20,2	3,4	3,4	17,5	3,6	6,2	17	2	2	4,5
Pb	11,2	7,9	7,4	10	8	8,3	5,2	6,1	9,8	2,9	7,8
Zn	43	54	30	33	43	31	36	39	28	26	21
Ni	332,8	150,3	157,8	264,3	401,2	192,7	24,3	318,1	237	161,5	182,3
As	5,7	4,3	2,3	3,5	18,3	2,1	1,7	3,3	0,7	6,5	3,6
Cd	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	<1	0,1	<1	0,1	0,1	0,1
Sb	0,3	0,1	0,1	0,1	0,6	0,1	<1	<1	<1	0,1	<1
Bi	0,2	0,1	0,3	0,3	0,1	0,3	0,1	0,1	0,3	0,3	0,3
Ag	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Au	2,3	<0,5	1	1,2	1,1	<5	<5	1,7	<5	<5	<5
Hg	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,08	<0,1	0,05	4,4	0,01	0,01	0,34
Tl	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	<1	0,1
Se	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	<5	<5	<5	<5	<5



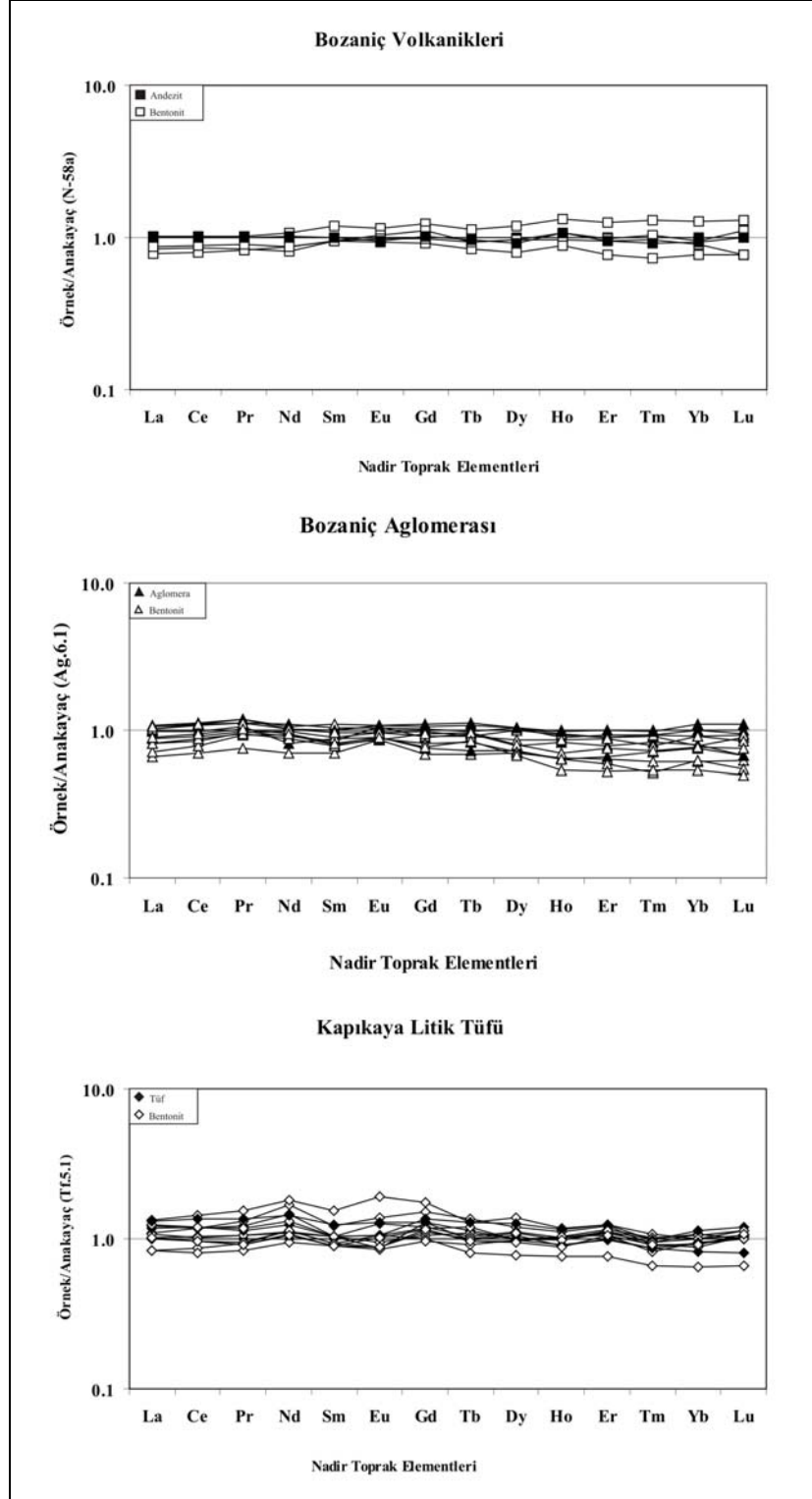
Şekil 4.16. Bentonitlerin ana kayaca göre normalize edilmiş ana element diyagramları.

U, 1. grup ait bentonitlerde ayrışmaboyunca zenginleşirken, 2. gruba ait bentonitlerde kayba uğramış, 3. gruba ait bentonitlerde ise alterasyonun başlangıç aşamasında azalırken ilerleyen alterasyonla birlikte zenginleşmiştir. Zr 1. ve 2. gruba ait bentonitlerde ayrışma süresince hemen hemen değişmezken, 3. gruba ait bentonitlerde ise alterasyonun başlangıç aşamasında kayba uğrarken ilerleyen alterasyonla birlikte zenginleşmiştir. Alterasyonun başlangıç aşamasında Sr 1. ve 2. gruba ait bentonitlerde zenginleşmiş, 3. gruba ait bentonitlerde kayba uğramıştır. İlerleyen alterasyonla birlikte Sr 1. ve 2. grupta kayba uğramıştır. 3. grupta ise ilerleyen alterasyonla birlikte Sr ana kayaca göre 3 katına varan oranlarda zenginleşmiştir (Şekil 4.18).

Hafif nadir toprak elementleri (LREE) olarak tanımlanan La, Ce, Pr, Nd, Sm ve Eu gibi elementler bozuşma süresince ağır nadir toprak elementleri (HREE) olarak tanımlanan Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb ve Lu gibi elementlere göre davranış farklılıkları göstermektedir. Davranış tarzını ortaya koyabilmek için hazırlanan normalize diyagramlara bakıldığında tüm bentonitlerde LREE ve HREE'nin farklı hareket ettiği görülmektedir (Şekil 4.27). 1. ve 2. gruptan oluşan bentonitlerde REE ayrışma süresince kayba uğrarken, bu kayıp HREE'ye göre LREE'de daha fazla gerçekleşmiştir. 3. gruptaki bentonitlerde ise LREE deki zenginleşme HREE ye göre daha fazladır.



Şekil 4.17. Bentonitlerin ana kayaca göre normalize edilmiş iz element diyagramları.



Şekil 4.18. Bentonitlerin ana kayaca göre normalize edilmiş nadir toprak elementlerine ait diyagramları.

5. TARTIŞMA ve SONUÇ

5.1. Tartışma

Volkanik kayaç örneklerinin kimyasal analiz sonuçları Winchester ve Floyd (1977)'da göre değerlendirildiğinde Bozaniç Volkanikleri ve Bozaniç Aglomeralarının andezitik, Kapıkaya Tüflerinin ise riyodasitik/dasitik bileşimli olduğu görülmüştür. Meschede (1986)'nin geliştirdiği RbY– Nb/Y diyagramına değerler düşürüldüğünde, bölgedeki volkanizmanın dalma – batma zonuyla ilişkili olduğu ve volkanizmanın bileşiminde kabuğa ait bileşimsel kirliliklerin bulunduğunu söylemek mümkündür.

Silis zonlarındaki silisleşmenin kaynağı Keller ve Hanson (1968) tarafından şöyle açıklanmıştır: Sıcak meteorik suların yükselmesiyle ana kayaçlardaki silisler çözülerek sıvıdaki konsantrasyonları artmış ve suyun soğuması ile bölgedeki kırık ve çatlaklarda çökerek silis zonlarını oluşturmuştur. Bölgede silis zonlarında gözlenen kalsedon ve ikincil kuvars damarları bize silis zonlarının oluşumlarının yukarıda anlatıldığı gibi gerçekleştiğini göstermektedir. Ayrıca bu durum bölgedeki bentonitleşmelerin hidrotermal kökenli olduğuna işaret eden verilerden birisidir.

SEM çalışmalarında en önemli ayrışma minerali yapraksı morfolojideki montmorillonittir. 1.ve 2. grup bentonitlerde ayrışma camsı matriks ve plajiyoklaslardan itibaren gerçekleşmiştir. Guilbert ve Sloane (1968) plajiyoklas bakımından zengin volkanik kayaçlarda plajiyoklas mineralinin ayrışarak montmorillonite dönüşümünde ayrışmanın daha çok bu mineralin kalsiyumca zengin bölümlerinde gerçekleştiğini belirtmişlerdir. Ana kayaçtaki plajiyoklasa etki eden hidrotermal eriyikler ortamdaki hidrojen iyon aktivitesini artırmakta ve plajiyoklaslardaki kenar alterasyonu hidrojen metasomatizması olayını hızlandırmaktadır (Hemley ve Jones 1964). Hidrojen iyonları plajiyoklasların dilinim düzlemleri boyunca mineralin kalsiyum bakımından zengin bölgelerine nüfuz ederek bu bölgelerde amorf yapının oluşumunu sağlar. Montmorillonit gibi alterasyon minerallerinin oluşumunda ana kayaç dokusundan çok silis-alüminyumdan meydana gelen bu amorf malzeme ile metalik iyonlar arasındaki reaksiyonlar alterasyon ürününün yapısal ve bileşimsel durumu üzerinde etkili

olmaktadır (Hawkins ve Roy 1963). Magnezyum ve silis bakımından zengin çevrelerde kaolinit mineraline nazaran amorf malzemedan itibaren montmorillonit oluşmaktadır (Tamura ve Jackson 1953).

1. ve 2. gruba ait bentonitlerin ana kayaçlarının yüksek plajiyoklas oranına sahip olması ve plajiyoklasların bentonit oluşumunu sağlayan ayrışmadan yoğun bir şekilde etkilenmeleri bu gruptaki bentonitlerin karışık tip (Ca-Na) montmorillonitlerden meydana gelmesini sağlamıştır. Diğer taraftan 3. grup bentonitlerde ise camsı özellikte ve sodyum bakımından zengin ana kayaç matriksinin ayrışmasıyla oluştukları için bu gruptaki bentonitler de Na-montmorillonitlerden oluşmuşlardır.

SEM çalışmalarında çekilen EDX'ler de 1. grup bentonitlerde % 1,52 - 4,75 NaO ve %5,07 - 9,42 CaO, 2. grup bentonitlerde %3,24 NaO ve %0,90 CaO değerlerinin çıkması XRD verilerini destekleyerek bentonit oluşumlarının karışık tip olduğunu gösterirken, 3. grup bentonitlerde %4,72 NaO değeri Na bentonitlerin oluştuğunu göstermektedir.

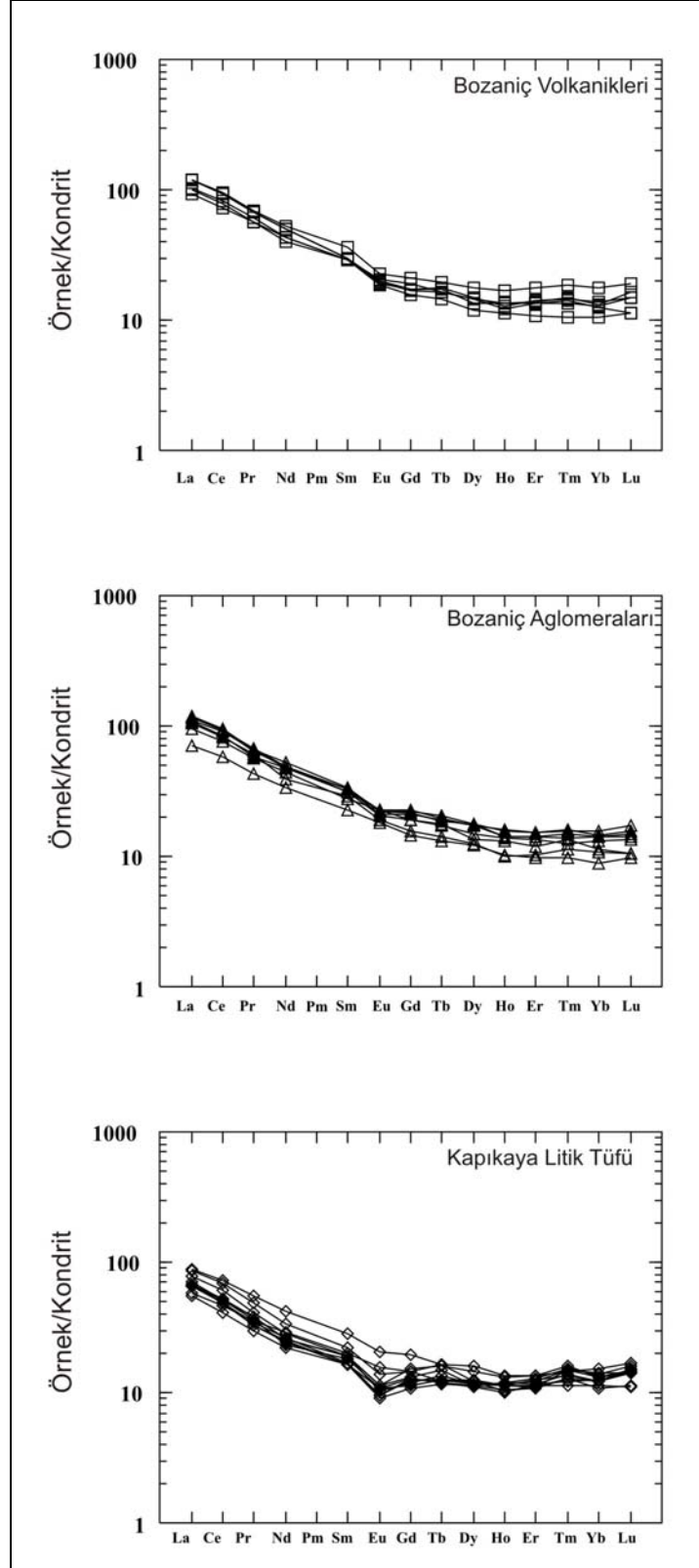
Simektitlerin XRD grafiklerinde d(060) pik değerlerinin 1,49 – 1,50Å arasında değişmesi bentonitlerin dioktahedral simektitlerden oluştuğunu göstermektedir (Grim,1968). Kapıkaya bölgesine ait 3 grup bentonitlerinde d(060) piklerinin bu aralıklarda değiştiği gözlenmiştir. Simektitlerin içerdikleri katyonlara bağlı olarak c-ekseni boylarının değiştiği bilinmektedir (Fujii 1991). Na-simektitlerin boyu $\cong 12,4 \text{ \AA}$ iken Ca-simektitlerin ise $15,4 \text{ \AA}$ 'dur. Bu uç noktalar arasındaki değişimin düzenli olduğu, bir başka deyimle $12,4 \text{ \AA}$ boyuna yaklaştıkça Na^+ katyonunun daha fazla, $15,4 \text{ \AA}$ boyuna yaklaştıkça Ca^{++} katyonunun arttığı, bu nedenle X-ışınları çalışmaları aynı zamanda simektitlerin Na veya Ca simektit olup olmadığını yada Na-Ca simektit olarak nötr (ortaç) bileşimli simektit olup olmadığını ortaya koyabilmektedir (Brindley ve Brown, 1980). 1. ve 2. gruptaki bentonitlerin d(001) değerleri $12,20 - 15,28 \text{ \AA}$ arasında değişen değerlerde olması nötr bileşimli olduklarını gösterirken, 3. gruptaki bentonitler ise $12,02 - 12,92 \text{ \AA}$ arasında değişen pik değerleriyle Na simektittir.

Nadir toprak elementlerinin alterasyon süresince davranışlarını belirleyebilmek için hazırlanan kondrit diyagramlarında 1. ve 2. gruba ait bentonitlerin LREE (hafif nadir toprak elementleri) ve HREE (ağır nadir toprak elementleri) içeriklerindeki farklılık, LREE'nin volkanik camın eriyebilen bileşenlerini oluşturması, HREE'nin ise kalıntı fazlarda bulunmasından kaynaklanır (Şekil 5.1). SEM çalışmalarında 2. gruba ait Yb.7.2. nolu bentonit örneğinde tespit edilen apatit minerali bu görüşü desteklemektedir. 2. gruptaki REE artışı kalıntı faz (yerinde zenginleşme) veya ikincil fazların etkisiyle artmıştır. Alterasyon sırasında erimeyen aksesuar mineraller ve bazı hidrotermal sistemlerde Fe, F, Cl, SO₄ varlığı böyle bir artışın belirtileridir (Zielinski 1982, Wood 1990, Christidis 1998, Çoban 2001). HREE deki konkav dağılım hornblendlerin fraksiyonel kristalleşmede etkili olmasıyla açıklanmaktadır. 3. grup bentonitlerde alterasyon süresince Fe₂O₃ artışı ile REE'nin benzer davranış göstermesi bu gruptaki bentonitlerde gözlenen REE zenginleşmelerinin ikincil fazların etkisiyle gerçekleştiği fikrini kuvvetlendirmektedir.

Eu daki negatif anomali fraksiyonel kristalleşmede feldspatların (plajiyoklas) etkili olduğuna göstermektedir. 1. ve 2. gruba ait bentonitlerin HREE içeriklerindeki kaybın 3. gruba ait bentonitlere göre daha fazla olması 1 ve 2. gruptaki bentonit örneklerinin ana kayaçlarının bileşiminin 3. grup bentonitlerinkine göre farklılığını ortaya koymaktadır.

5.2. Sonuçlar

Arazi çalışmaları sırasında farklı litolojik özelliklerde beş değişik kayaç türü belirlenmiştir. İnceleme alanında bölgedeki en yaşlı birimlerden ilki, Karbonifer yaşlı değişik özellikte metamorfik kayaçlardan oluşan Sarıçay formasyonudur. Diğer birim ise Jura yaşlı Avdan formasyonuna ait kireç taşlarıdır. Avdan formasyonu ile Sarıçay formasyonu arasındaki tektonik dokanak Çakmaklı üyesi ilede gözlenmektedir. Bentonitleşmenin ana kayaçlarını oluşturan birimler ise Eosen yaşlı Sarıcakaya Volkanitleri olarak isimlendirilmiş olan andezit, aglomera ve tüflerden oluşmaktadır.



Şekil 5.1. Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri diyagramları (normalize değerler Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır).

Oluştukları stratigrafik seviyeye göre inceleme alanındaki bentonitler 3 grupta toplanmıştır. Bunlar, Bozaniç Volkaniklerinin ayrışmasıyla oluşan bentonitler (1. grup), Bozaniç Aglomeralarının ayrışmasıyla oluşan bentonitler (2.grup) ve Kapıkaya Tüflerinin ayrışmasıyla oluşan bentonitler (3. grup) olarak ayrılmıştır. 1. grup bentonitlerde küresel ayrışma belirgin olarak gözlenirken 3. grup bentonitlerde yanal yönde bir zonlanma görülmektedir. 1. grup bentonitlerde matriks tamamen ayrılmış, feldspat ve hornblendlerde ayrışmadan etkilenmiştir. Yeşilin değişik tonlarında bentonitler bölgedeki faydan itibaren oluşmuştur. 2. grup bentonitlerde ayrışma dereceleri farklı iki seviye gözlenmektedir. Aglomeraların çakıllarını andezitik ve dasitik volkanik kayaç parçaları oluşturmaktadır. Bu çakıllar ayrışmadan çok fazla etkilenmemiştir. 3. grup bentonitlerde ise ilksel dokuları tamamen ya da kısmen korunmuştur. İçerisinde değişik boyutlarda kayaç parçaları, feldspat, kuvars ve koyu renkli mineraller bulunmaktadır. Bölgedeki sintetik faylarda gözlenen silisifiye zonlardan itibaren ayrışma derecesi düşerek ana kayaca geçiş göstermektedir.

SEM çalışmalarında yapraksı morfolojili montmorillonit mineralleri gözlemiştir. EDX verileri sonucu XRD sonuçlarını desteklemektedir. SEM çalışmalarıyla bentonitlerdeki mineralojik farklılığın, farklı ana kayaç türlerinden kaynaklandığı görülmüştür.

XRD verilerinde Üç gruptaki bentonitlerin en önemli kil minerali simektittir. Ayrıca kristobalit/opal-CT, kuvars ve feldspat tüm bentonitlerde gözlenen kil harici minerallerdir. Ortama ikincil olarak gelen mineraller ise kalsit, dolomit, manyezit ve jipstir. 1. ve 2. grup bentonitler nötr (Na-Ca) bileşimli, 3. grup bentonitler ise Na bileşimli bentonitlerdir.

Kimyasal analiz sonuçlarına göre 1. ve 2. grup bentonitler andezitik, 3. gruptaki bentonitlerin ise riyodasitik/dasitik bileşimli olduğu görülmüştür. Fe_2O_3 ve TiO_2 1. ve 2. grup bentonitlerde kayba uğramış, 3. grup bentonitlerde ise zenginleşmiştir. MgO ise bunun tam tersi bir davranış sergilemiştir. Üç grupta da SiO_2 ve Al_2O_3 hemen hemen hiç değişmezken K_2O bozuşma süresince kayba uğramıştır. CaO ve Na_2O 1. grup bentonitlerde kayba uğrarken, CaO 2. grup ve 3. grup bentonitlerde ilerleyen alterasyonla artmıştır. Cs ve Co her üç grupta zenginleşirken Rb ise kayba uğramıştır. 3.

grup bentonitlerde Sr ilerleyen ayrışmayla birlikte üç katın kadar zenginleşmiştir. Zr 1. ve 2. grup bentonitler de ayrışma süresince hemen hemen değişmezken, 3. grup bentonitlerde zenginleşmiştir.

1 ve 2. grup bentonitlerde REE alterasyon boyunca kayba uğrarken, bu kayıp HREE'ye göre LREE'de daha fazla gerçekleşmiştir. 3. grup bentonitlerde ise REE zenginleşirken LREE ile HREE arasında davranış farklılığı bu gruptaki bentonitlerde de gözlenmiştir. Volkanik cam, riyolitik-dasitik-andezitik tuf, ignimbirit gibi volkanik kayaların bentonite dönüşümü sırasında REE'nin eriyebilir bileşenleri volkanik cam içinde, erimeyen bileşenleri ise daha çok manyetit, zirkon, apatit, allanit vb. aksesuar mineraller içinde bulunmaktadır (Zielinski 1982, Christidis vd. 1995, Christidis 1998, Çoban 2001). 1 ve 2. grup bentonitlerin LREE ve HREE içeriklerindeki farklılık LREE'nin volkanik camın eriyebilen bileşenlerini oluşturması, HREE'nin ise kalıntı fazlarda bulunmasından kaynaklanmaktadır. SEM çalışmalarında 2. grup bentonitlerde (Yb.7.2) belirlenen apatit minerali bu görüşü desteklemektedir.

Ayrışma süresince elementlerin miktarındaki bu kayıplar ve zenginleşmeler ayrışmanın açık bir sistem olduğunu göstermektedir.

6. KAYNAKLAR

- Akbulut, A., 1996, "Bentonit", MTA Yay., Eğitim Serisi No: 32, 78 s, Ankara.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G., 2000, "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post – collision volcanism in western Anatolia", Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 67 – 95.
- Altınlı, E.İ., 1973, "Orta Sakarya jeolojisi", Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, MTA Yayını, 159-191, Ankara.
- Aydar, E., 1998, "Early Miocene to Quaternary evolution of volcanism and the basin formation in western Anatolia", a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85, 69 – 82.
- Bingöl, E., Akyürek, B., Korkmazer, B., 1975, "Biga yarım adasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri", Cumhuriyet Üniversitesi 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, 70 – 76.
- Bingöl, A.F. 1978, "Petrologie du massif ophiolitique de Pozantı-Karsantı (Taurus cilicien, Turquie)", Etude de la partie orientale. These cycle, Universite Strasbourg.
- Bingöl, E., Akyürek, B., Korkmazer, B., 1978, "Biga yarım adasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri", Cumhuriyet Üniversitesi 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, 70 – 76.
- Bingöl, E., Delaloye, M., Ataman, G., 1982, "Granitic intrusions in western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area", *Eclogae Geol. Helv.* 75, 437 – 446.
- Blatt H., Middleton G. ve Murray R., 1972, "Origin of Sedimentary Rocks: Prentice Hall", Englowood Chiffs N.J., 634 s.

- Brindley, G. W. ve Brown , G., 1980, “Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification”, Mineralogical Society London.
- Carroll D., 1970, “Weathering of Rocks”, Matsuo, S.,Trans., Pub., Latis, TOKYO (in Japan).
- Christidis, G., Scott, P.W. ve Marcopoulas, T., 1995, “Origin of the bentonite deposits of Eastern Milos and Kimalos, Greece, geology, geological, mineralogical and geochemical evidence”, Clays ve Clay Minerals, 43, 63-77.
- Christidis, G. E., 1998, “Comperative study of the mobility of major and trace elements during alteration of an andezite and a rhyolite to bentonite, in Island of Milos and Kimolos, Aegean, Greece”, Clays and Clay Minerals, 46, 379-399.
- Çoban F., 1994, “Mihalgazi – Eskişehir bentonitinin mineralojik özellikleri ve oluşumu”, Türkiye Jeoloji Kurultayı No.9, 297 s.
- Çoban, F., Ece, Ö. I., 1999, “Fe³⁺ rich montmorillonite-beidellite series in Ayvacık bentonite deposite, Biga Peninsula, Northwest Turkey”, Clays and Clay Min., 47, 2, 165 – 173.
- Çoban, F., 2001, “Çayırılık Tepe (Başören-Kütahya) bentonitlerinin alterasyon sırasında majör, eser ve toprak elementlerinin mobilizasyonu”, 10.Ulusal Kil sempozyumu. 282-304, Konya.
- Çoğulu, E., 1967, “Etude Petrographie de la region Mihaliççık:Schvveiz”, Min.Petrog., Mitt, 47, 683 - 824.
- Demirkol, C., 1977, “Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) dolayının Jeolojisi”, T.J.K. Bülteni, C.20, 9-16, Ayrı Baskı, Ankara.

- Dewey, J.F., 1988, "Extensional collapse of orogens", *Tectonics* 7, 1123 – 1139.
- Di Giralomo, P., 1984, "Magmatic character and geotectonic setting of some Tertiary Quaternary Italian volcanic rocks; Orogenic, Anorogenic and transitional association", A review: *Bull. Volcanol.*, 47/3, 421-432.
- Dumlupınar, İ., 2006; "Türkiye Bentonit Yataklarının Jeolojisi ve Mineralojisi" Seminer Çalışması, AKU Fen Bil. Ens. Maden Müh. A.B.D., Afyonkarahisar.
- D.P.T., 2001, "8. beş yıllık kalkınma planı, Özel İhtisas Komisyonu Raporu, Endüstriyel Hammaddeler Alt Komisyonu, Genel Endüstri Mineralleri IV Çalışma Grubu, Bentonit, barit, diatomit, aşındırıcılar.", 64 s, Ankara.
- Ercan, T., ve Günay, E., 1984, "Bigadiç çevresinin (Balıkesir) jeolojisi, magmatik kayaçlarının petrolojisi ve kökensel yorumu", MTA Rapor No: 7600, Ankara.
- Ercan, T., Köse C., Akbaşı, A., Yıldırım, T., 1987, "Orta Anadolu'da Nevşehir-Nigde-Konya Dolayındaki Volkanik Kökenli Gaz Çıkışları", Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Cilt 4, Sayı 1, 57 s. Aralık 1987.
- Ercan, T. ve Asutay, H. I., 1993, "Malatya-Elazığ-Tunceli-Bingöl-Diyarbakır, dolaylarındaki Neojen-Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojisi", AÜFF Jeoloji Böl. Suat Erk Sempozyumu Bildiriler Kitabı 291-302.
- Eroskay, S.O., 1965, "Paşalar Boğazı-Gölpazarı sahasının jeolojisi", İstanbul Üniv., Fen Fak. Mecm., Seri: B, xxx, 3-4, 135-170, İstanbul.
- Eyidoğan, H., Jackson, J., 1985, "A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969 – 1970 in Western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust", *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 81, 569 – 607.

- Faribridge R.W., 1983, "Syndiagenesis – Anadiagenesis – Epidiagenesis: Phases in Lithogenesis. In Larsen, G. and Chilingir", G.W. ed. Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks, 2. pub. Elsevier, p 17 – 114.
- Fujii, N., 1991, "Kayaçların alterasyonu (kil mineralleri ağırlıklı olarak)", Japon Uluslararası İşbirliği ajansı (JICA), Ankara.
- Göncüoğlu, M., Turhan N., Şentürk, K., Uysal, Ş., Öazcan, A., Işık, A., 1996, "Orta Sakaryada Nallihan – Sarıcakaya arasındaki yapısal birliklerin jeolojik özellikleri", M.T.A. raporu no:10094.
- Grim, R E., 1968, "Clay mineralogy, Int. Series in Earth Sciences", Mc Graw – Hill Book Co. Inc., 595s, New York.
- Gulbert J.M. ve Seloane R.L., 1968, Clays Clay Miner. 16, 215.
- Güven F., 1999, "Gümüşhane ve Bayburt Yöresi Mineralli Su Kaynaklarının Hidrokimyası ve İzotopik Özellikleri", Doktora Tezi, Trabzon (Yayınlanmamış).
- Haris, N. B. W., Kelley, S., Okay, A.İ., 1994, "Post – collision magmatism and tektonics in northwest Anatolia. Contrib. Mineral. Petrol. 177, 241-252.
- Hawkins, D. B., ve Roy, R., 1963, "Experimental hydrothermal studies on rock alteration and clay mineral formation", Geochim. Cosmochim Acta 27 1047-1054.
- Hemley, J.J., JONES, W.R., 1964, "Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism: Econ", Geology, 59, 538-569.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Villari, L., 1982, "Anatolia and North – western Iran. In", Thorpe, R.S. (Ed.), Andezites and Related Rocks. Wiley, pp. 327 – 349.

- Irvine, TN. ve Baragar, W.R.A., 1971, "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Can. J. Earth Sci., 8, 523-548.
- Karacık, Z., Yılmaz, Y., 1998, "Geology of the ignimbrites and the associated volcano – plutonic complex of the Ezine area", Northwestern Anatolia. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85, 251 – 264.
- Keller, J., 1983, "Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area. J. Volcanol", Geotherm. Res. 18, 321 – 335.
- Keller, W.C ve Hanson, R.S., 1968, "hydrothermal alteration of a rhyolite flow breccia near San Luis Potosi, Mexico to refractory kaolin", Clays and Clay Minerals 16, 223-229.
- Keller, W.D., Reynolds, R.C. ve Inoue, A., 1986, "Morphology of clay minerals in the smectite to illite conversion series by scanning electron microscopy", Clays and Clay minerals, 34, 2, 187-197.
- Kibici, Y., 1984, "Sarıcakaya Masifinin jeolojisi, petroğrafisi ve petrolojik etüdü" Doktora tezi, Anadolu Üniversitesi Yayınları, 68.
- Kibici, Y., 1990, "Sarıcakaya (Eskişehir) volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu", Türkiye Jeoloji Bülteni, C: 33, S: 2, 69-77, Ankara.
- Kibici, Y., 1992, "Orta Sarıcakaya (Eskişehir) havzasındaki başkalaşım kayalarının petrografik özellikleri ve kökensel yorumu", Geosound, Yerbilimleri, 21, 11-28.
- Kibici, Y., Yılmaz, K., Bozcu, M., Yalçın, A., Kumral, M., 1992, "Sivrihisar (Eskişehir) Günyüzü-Koçaş yöresinin jeolojisi ve petroğrafisi" Akdeniz Ün. Isparta Müh. Fak. dergisi, sayı: 7, s: 45-63.

- Meschede, M., 1986, "A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb- Zr-Y diagram", Chem. Geol, 56, 207-218.
- Meulenkamp J.E., Wortel W.J.R., Van Wamel W.A., Spakman W., Hoogerduyn Strating E., 1988, "On the Hellenic Subduction Zone and Geodynamic Evolution of Crete Since the Late Middle Miocene", Tectonophysics, 146, 203-215.
- Nebert, V.K.; Brosch, F.J. ve Mort, W., 1986, "Zur geologie und platten tektonischen entwicklung eines westlichen teilabschnittes der Anatoliden-Pontiden suture", Jb.geol. B.A.
- Okay, A.İ., 1981, "Kuzeybatı Anadolu'daki ofiyolitlerin jeolojisi ve mavi şist metamorfizması", Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 24, 85-95.
- Okay, A.İ., 1984, "Distribution and characteristics of the northwestern Turkish blueschist: Robertson, A.H.F. ve Dixon, J.E., ed., The geological evolution of the eastern Mediterranean da", Geol.Soc.London, 297 - 308.
- Okay, A.İ., Tüysüz, O., 1999, "Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Hovarth, F., Séranne, M. (Eds), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen Tethyan Sutures of Northern Turkey", Geol. Soc. Spec. Publ. 156, pp. 475- 515.
- Okay, A.İ., Tansel, İ. ve Tüysüz, O. 2001, "Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous - Lower Tertiary Sedimentary record of western Turkey", Geological Magazine., 138, 117-142.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S.R, 1976, "Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", Contrib.Mineral. Petrol, 58, 63-81

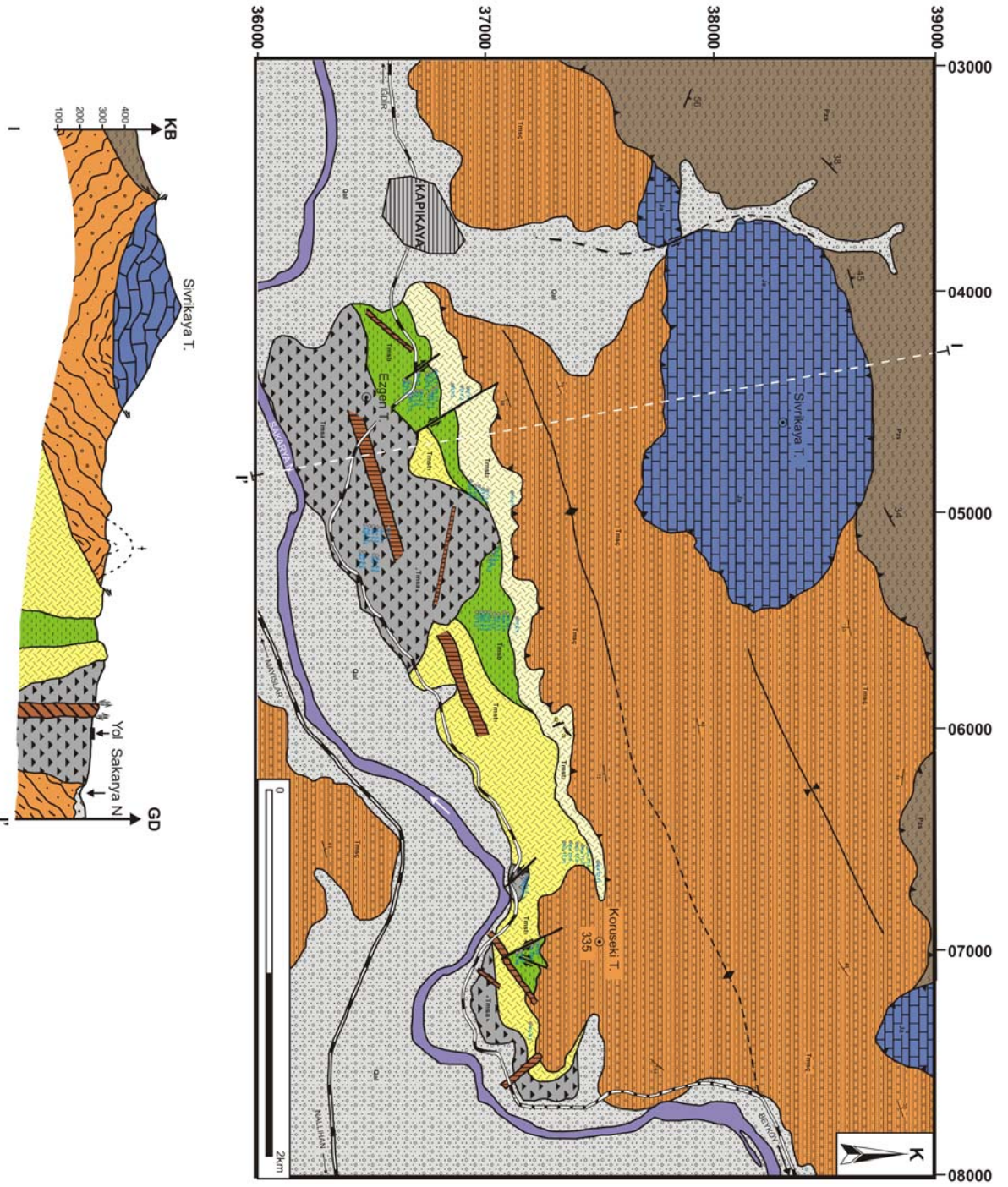
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., Barka, A.A., Kinik, I., Lenk, O., Sanli, I., 1997, "Global positioning system measurements of present – day crustal movements in the Arabian – African – Eurasia plate collision", J. Geophys. Res. 102 (B5), 9983 – 9999.
- Rickwood, P. C, 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22, 247- 263.
- Robertson, A.H.F. 2002, "Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern", mediterranean Tethyan region lithos. 65, 1-67.
- Saka, A. H., 1997, "Mineralojik analizlerde X-Işınları toz kırınım yönteminin temel prensipleri ve laboratuvar şartlarının standardizasyonu", M.T.A. Min. Arş. Koordinatörlüğü, 235 s, Ankara.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J.(Eds.), Magmatism in Ocean Basin." Geological Society Of London, Special Publication, 42, pp. 313-345.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Ketin, I., 1980, "Remnants of a pre – Late Jurassic ocean in northern Turkey", fragments of Permian – Triassic Palae – Tethys. Geol. Soc. Am., Bull., 91, 599 – 709.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, "Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach", Tectonophysics 75, 181 – 241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985, "Strike – slip deformation, basin formation and sedimentation: strike - slip deformation and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study", Soc. Econ. Paleontol. Mineral Spec. Publ. 37, 227 – 264.

- Tamura, T., ve Jackson, M. L., 1953, "Structural and energy relationships in the formation of iron and aluminum oxides, hydroxides, and silicates", *Science* 117, 381-383.
- Tankut, A., 1980, "The Orhaneli massif, Turkey", *Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus*.
- Taylor N W. ve Surdam, R. C., 1981, "Zeolite Reactions In The Tuff – Aceous Sediments Of Teels Marsh, Nevada", *Clays Clay Miner.*, 29: 341 – 352.
- Tekeli, O., 1981, "Subduction complex of pre – Jurassic age, northern Anatolia", *Geology*. 9, 68 – 72.
- Velde, B., 1995, "Origin and Mineralogy of Clays" Springer – Verlag Berlin Heidelberg New York 1995.
- Westaway, R., 1994, "Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey", *Journal of Geophysical Research* 99: 20203-20223.
- Winchester, J.A. ve Floyd, P.A., 1977, "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology* , 20, 325-343.
- Wood, M., 1990, "Sediment accumulation and ice-rafted material on Maine salt marshes" Unpublished technical report to the Maine Geological Survey.
- Yıldız, A., 2000, "Bentonitlerin teknolojik özelliklerini belirleme yöntemiyle kullanım alanlarının tespiti", *Seminer Çalışması, S.D.Ü. Fen Bil. Ens. Jeoloji Müh. A.B.D.*, 61s., Isparta.

- Yıldız, A., 2002, “Başören (Kütahya) ve Demirli (Eskisehir) çevresindeki bentonit yataklarının jeolojik özelliklerinin araştırılması ve değerlendirilmesi”, Doktora Tezi, S.D.Ü. Fen Bil. Ens. Jeoloji Müh. A.B.D, 291s, Isparta.
- Yıldız A. ve Kuşcu, M., 2006, “Başören (Kütahya) bentonit yataklarının jeokimyasal özellikleri”, Kibited, 1, 1, 27-41, İstanbul.
- Yılmaz, Y., 1989, “An approach to the arigin of young volcanic rocks of western Turkey. In: Şengör , A.M.C. (Ed.)”, TectonicEvolution of the Tethyan Region. Kluwer, Dordrecht, pp. 159 – 189.
- Yılmaz, Y., 1990a, “Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regine”, a review. J. Volcanol. Geotherm. Res. 44, 69 – 77.
- Yılmaz, Y., 1990b, “Allacthonous terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and surrounding region”, Philos. Trans R. Soc. London, Ser. A., 331, 611-624.
- Yılmaz, Y., 1997, “Geology of Western Anatolia. In: Schindler, C., Fister, M.P. (Eds.), Active Tectonics of Nortwestern Anatolia-The Marmara Poly-project”, Vdf Hochschulverlag A Gander ETH Zürich, ISBN 3: 31-53.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C., Şengör, A.M.C., 1997, “Geology and tectonic evolution of the Pontides, In: Robinson A.G. (Ed.), Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region”, AAPG Memoir. 68, 183-226.
- Zielinski , R.A., 1982, “The mobility of uranium and other elements during alteration of rhyolite ash to montmorillonite”, A case study in the troublesome formation, Colorado, U.S.A. Chemical Geology, 35, 185-204.

7. ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı	İbrahim DUMLUPUNAR
Doğum Yeri	Afyon
Doğum Tarihi	23.01.1981
Medeni Hali	Bekâr
Yabancı Dili	İngilizce
Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)	
Lise	Afyon Lisesi
Lisans	Selçuk Üniversitesi – Jeoloji Mühendisliği
Yüksek Lisans	Afyon Kocatepe Üniversitesi – Maden Mühendisliği
Çalıştığı Kurum/Kurumlar ve Yıl aralığı	
Afyon Kocatepe Üniv.	12.06.2006 -
Gürel Mermer Tic. Ltd. Şti.	01.10.2005 – 01.01.2006



PALEOZOYK		SENZOYK		MESOZOYK	
KARBONFER	JURA	PALEOSEN	EÖSEN		Kuvaterner

İŞARETLER	
	Dokunuk
	Bırdama
	Doğrultu Alınır Fay
	Çatlak Konumu
	52/1
	Talışta Doğrultu Eğimi
	34/1
	Şistoze Doğrultu Eğimi
	Antiklinal
	Senkinal
	Önemli Yerleri
	Eğilim 6.1
	Kesil Doğrultusu
	Yerleşim Merkezi
	Tepe
	Asfaltlı Yol
	Nehir

EK-1 :KAPIKAYA (ESKİŞEHİR) ÇEVRESİNİN 1:10 000 ÖLÇEKLİ JEOLOJİ HARİTASI