

T.C.
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YENİKÖY (BİGADIÇ) DOĞUSUNDAKİ BENTONİT OLUŞUMLARININ
MİNERALOJİK-JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeo. Müh. Cumhur KOCABAŞ

Balıkesir, Temmuz - 2006

T.C.
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YENİKÖY (BİGADIÇ) DOĞUSUNDAKİ BENTONİT OLUŞUMLARININ
MİNERALOJİK-JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeo. Müh. Cumhur KOCABAŞ

Tez Danışmanı: Prof.Dr. Fazlı Çoban

Sınav Tarihi: 31.07.2006

Juri Üyeleri: Prof. Dr. Fazlı ÇOBAN (Danışman-BAÜ)

Yrd.Doç. Dr.Ali Murat KILIÇ (BAÜ)

Yrd.Doç. Dr.Arzu OKUCU (BAÜ)

Balıkesir, Temmuz - 2006

ÖZET

YENİKÖY (BİGADIÇ) DOĞUSUNDAKİ BENTONİT OLUŞUMLARININ MİNERALOGİK-JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

Cumhur KOCABAŞ

**Balıkesir Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü,
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

(Yüksek Lisans Tezi / Tez Danışmanı: Prof. Dr. Fazlı ÇOBAN)

Balıkesir, 2006

Miyosen yaşlı Bigadiç gölsel volkano-sedimanter havzasında bentonit oluşumları tespit edilmiştir. Bentonitleşme, kesintisiz volkanik aktivitenin kül boyutu piroklastik malzemeyi fırlatmasıyla oluşan asidik (riyolit) karakterli tüflerin alterasyonu sonucu gerçekleşmektedir. Tüflerdeki camsal materyalin bozunması bentonit oluşumuna neden olmaktadır.

Bentonitler mineralojik ve kimyasal farklılıklarına göre saf bentonit ve dolomitli bentonit olarak sınıflandırılmıştır. Aralarında kimyasal farklılık belirlenemeyen sarımsı ve siyah bentonitler saf bentonitler olarak değerlendirilmiştir.

X-ışını difraksiyonu (XRD) incelemelerine göre inceleme konusu bentonitlerin esas minerali Ca-montmorillonittir. Diferansiyel Termal Analiz (DTA) sonuçları da Ca-montmorillonit varlığını desteklemektedir. Bentonitlerde montmorillonite eşlik eden diğer mineraller kuvars, feldspat, illit, kalsit, dolomit ve kristobalittir. Az miktarda tuz ve pirit kristalleri taramalı elektron mikroskop (SEM) çalışmalarında gözlenmiştir. Bunun yanında SEM incelemeleri sonucunda diyajenetik bentonit oluşumunu destekleyen veriler elde edilmiştir.

Bentonitlerin ana, iz ve nadir toprak element içerikleri (REE) ICP cihazı ile belirlenmiş ve alterasyon süresince asidik tüften bentonite dönüşüm sürecinde element mobilizasyonları yorumlanmıştır. Buna göre alterasyon; Mg, Fe ve Ca kazanımı, alkaliler (Na, K) ve Si kayıplarıyla kontrol edilmektedir. Al ve Ti elementleri ise kalıntı malzemede yerinde zenginleşmektedir (immobil). İz elementlerin göçü incelendiğinde Zr, Ta, Th, Y, Nb, Ga ve Sc immobil özellik göstermişler yani yerinde (in-situ) zenginleşmişlerdir. Saf bentonitler REE bakımından zenginleşme gösterirken, dolomitli bentonitler REE'ce fakirleşmektedir.

İnceleme konusu bentonit oluşumları volkanik camın alkali göl suyunda yerinde (in-situ) alterasyonu ile oluşmuştur. Miyosen'in tabanında bulunan temel kayalardan (ofiyolit) çatlaklar veya yüzey suları ile göl suyuna getirilen Mg; bentonit oluşumunu desteklemiştir.

ANAHTAR SÖZCÜKLER: Tuf / riyolit / camsal / göl / yerinde alterasyon / bentonit.

ABSTRACT

MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF BENTONITE OCCURRENCES, EAST OF YENİKÖY (BİGADIÇ)

Cumhur KOCABAŞ

**Institute of Natural and Applied Sciences, Department of Geological
Engineering**

(M. Sc. Thesis / Supervisor: Prof. Dr. Fazlı ÇOBAN)

Balıkesir-Turkey, 2006

Bentonite occurrences are investigated in Miocene Bigadiç lacustrine volcano-sedimentary basin. Bentonitization has taken place through alteration of acidic (rhyolite) tuffs formed by a continuous volcanic activity which throw the ash size pyroclastic material in alkaline lacustrine water. Devitrification of glassy material in tuff lead to bentonite.

The bentonites are classified as pure bentonite and dolomite bearing bentonite according to their mineralogical and chemical differences. The yellowish and black bentonites are pure bentonites and no chemical difference can be determined between them.

The X-ray diffraction (XRD) investigation has shown that bentonite's main mineral is Ca- montmorillonite. Differencial Thermal Analysis (DTA) also supported the Ca-montmorillonite. The other minerals accompanied montmorillonite are quartz, feldspar, illite, calcite, dolomite and crystobalite. Small amount of salt and pyrite can be seen by scanning electron microscope (SEM) investigation. In addition to this, diagenetic origin of bentonites is supported by SEM investigation.

The major, trace and rare earth element (REE) contents of bentonites are determined by ICP emission spectrometry. Mobility of elements during alteration of acidic tuff to bentonite is investigated. The alteration is controlled by gain of Mg, Fe and Ca and loss of

alkalies (Na, K) and Si. Al and Ti are enriched residually. Investigation of trace element mobility indicates that Zr, Ta, Th, Y, Nb, Ga ve Sc are enriched in-situ and show immobile character. While REE is enriched in pure bentonites, dolomite bearing bentonites are depleted in REE.

Bentonites were formed by in-situ alteration of volcanic glass in alkaline lacustrine water. Mg supplied from basement rocks (ophiolite) at the bottom of Miocene rocks promote bentonitization.

KEY WORDS: Tuff / rhyolite / glassy / lacustrine / in-situ alteration / bentonite.

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖZET, ANAHTAR SÖZCÜKLER	ii
ABSTRACT, KEY WORDS	iv
İÇİNDEKİLER	vi
SEMBOL LİSTESİ	viii
ŞEKİL LİSTESİ	ix
ÇİZELGE LİSTESİ	xiii
ÖNSÖZ	xiv
1. GİRİŞ	1
1.1 Konu ve Amaç	1
1.2 Coğrafya	1
1.2.1 İnceleme Alanının Yeri	1
1.2.2 Morfoloji	3
1.2.3 İklim ve Bitki Örtüsü	3
1.2.4 Yerleşim Merkezleri ve Ulaşım	4
2. MATERYAL VE METOT	5
3. GENEL JEOLJİ	7
3.1 Bölgesel Jeoloji	7
3.1.1 Batı Anadolu'da Senozoyik Volkanizmanın Evrimi	7
3.1.2 Bigadiç Havzasında Volkanizma ve Tektonik Faaliyet	9
3.2 İnceleme Alanının Jeolojisi	10
4. MİNERALOJİ	23
4.1 X-Işınları Difraksiyonu (XRD) İncelemeleri	23
4.2 Diferansiyel Termal Analiz (DTA) İncelemeleri	27

4.3 Infrared (IR) Spektroskopisi Analizleri	28
4.4 Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) İncelemeleri	30
5. JEOKİMYA	35
5.1 Ana Elementler	35
5.2 İz Elementler	39
5.3 Nadir Toprak Elementleri (REE)	43
6. KİLLER	46
6.1 Killerin Jeolojisi	46
6.2 Killerin Oluşumu	46
6.3 Killer Nerelerde Oluşur?	47
6.4 Killerin Oluşum Kimyası	49
6.5 Kil Minerallerinin Oluşum Kökenleri	50
6.5.1 Hidrotermal Alterasyon ile Kil Minerallerinin Oluşumu	50
6.5.2 Hidrotermal Alterasyon	51
6.6 Alterasyon Minerallerinin Oluşumu ve Zonlanması	53
6.7 Karasal Ortamda Yerinde (in-situ) Smektit Oluşumları	55
6.8 Denizel Kökenli Yerinde (in-situ) Oluşumlar	57
6.9 Diyajenez Süresince Kil Minerallerinin Oluşumu	58
7. BENTONİT	60
7.1 Bentonitlerin Kökeni	60
7.1.1 Volkanik Kül veya Tüfün Yerinde (in-situ) Alterasyonu	61
7.1.2 Magmatik Kayaçların Hidrotermal Alterasyonu	61
7.1.3 Magmatik Kayaçların Döterik Alterasyonu	62
7.1.4 Farklı Kökene Sahip Bentonit Oluşumları	62
7.2 Bentonitlerin Mineralojisi ve Kimyası	63
8. SONUÇ VE TARTIŞMA	67
KAYNAKLAR	72

SEMBOL LİSTESİ

<u>Simge</u>	<u>Adı</u>	<u>Birimi</u>
Å	angström	10^{-8} cm
α	alfa	
β	beta	
°C	derece celcius	
cm^{-1}	frekans	
dak	dakika	60 saniye
V	volt	
θ	teta	
μm	mikron	10^{-6} m

ŞEKİL LİSTESİ

<u>Şekil</u>	<u>Adı</u>	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1	İnceleme alanının yer bulduru haritası.	2
Şekil 2.1	Bentonit ve tuf numunelerinin derlendiği seviyelerin şematik gösterimi.	6
Şekil 3.1	Türkiye'nin genel tektonik haritası.	8
Şekil 3.2	Mesozoyik kireçtaşlarından genel bir görünüm.	11
Şekil 3.3	İnceleme alanı dışında taban volkanitlerini kesen ofiyolit sokulumu.	11
Şekil 3.4	İnceleme alanının stratigrafik kolon kesiti.	12
Şekil 3.5	İnceleme alanının jeoloji haritası.	13
Şekil 3.6	Taban volkanitlerinin tavanında bulunan aglomera seviyesi.	14
Şekil 3.7	Hyalopilitik dokulu andezitte amfibol minerali.	15
Şekil 3.8	Cam matriks içerisinde sanidin kristali.	16
Şekil 3.9	Riyolitik karakterli camsal-kristal tüfteki camsal malzemenin ayrışması.	16
Şekil 3.10	Bentonitin kireçtaşı tabanı (Alt boratlı zon) ile dokanak ilişkisi.	17

Şekil 3.11 Siyah bentonit ile sarımsı bentonit arasındaki keskin sınır.	18
Şekil 3.12 Dolomitli bentonit ile kireçtaşı arasındaki dokanak ilişkisi.	18
Şekil 3.13 Alt boratlı zonun alt seviyesinden genel bir görünüş.	19
Şekil 3.14 Alt boratlı zonda oluşumla eşyaşlı kıvrım ve kıvrımcıklar.	19
Şekil 3.15 Üst tufün alt seviyesindeki gözenekli yapı.	21
Şekil 3.16 Üst boratlı zonda KD-GB doğrultulu antiklinal kıvrım eksenini.	21
Şekil 4.1 Saf bentonitlere ait X-ışını difraktogramları.	25
Şekil 4.2 Dolomitli bentonitlere ait X-ışını difraktogramları.	26
Şekil 4.3 Saf Ca-montmorillonite ait X-ışını difraktogramı.	26
Şekil 4.4 İnceleme konusu bentonite ait DTA eğrisi.	28
Şekil 4.5 İnceleme konusu bentonitlerin IR grafiği.	30
Şekil 4.6 Sarımsı bentonitte gül şekilli (rosette-shaped) morfoloji.	31
Şekil 4.7 Sarımsı bentonitte diyajenetik oluşumu işaret eden yönelmenin varlığı.	32
Şekil 4.8 Sarımsı bentonitte kalıntı feldspat üzerinde montmorillonit gelişimi.	32
Şekil 4.9 Siyah bentonitte gül şekilli (rosette-shaped) morfoloji.	33
Şekil 4.10 Siyah bentonitte diyajenetik oluşumu işaret eden yönelmenin varlığı.	33

Şekil 4.11 Siyah bentonitte indirgen ortam verisi pirit mineralleri.	34
Şekil 4.12 Siyah bentonitte evaporasyonu işaret eden tuz kristali.	34
Şekil 5.1 Bentonitleşme süresince ana elementlerin Al'a göre değişimleri.	38
Şekil 5.2 Taze tüfe göre normalize edilmiş bentonitlerin ana element değişim diyagramı.	38
Şekil 5.3 Taze tüfe göre normalize edilmiş bentonitlerin iz element değişim diyagramı.	41
Şekil 5.4 Zr-Ti , Nb-Al, Ga-Al ve Ta-Al ikili diyagramları.	41
Şekil 5.5 Tüf ve bentonitlerin Zr/TiO ₂ -Nb/Y diyagramına göre adlandırılması.	42
Şekil 5.6 Taze tüfe göre normalize edilmiş bentonitlerin REE değişim diyagramı.	44
Şekil 5.7 Kondritlere göre normalize edilmiş tüf, saf bentonit ve dolomitli bentonitlerin REE değişim diyagramı.	45
Şekil 5.8 Negatif Eu anomalisini gösteren grafik.	45
Şekil 6.1 Sıcaklık ve zamana bağlı olarak killerin oluşum mekanizması.	48
Şekil 6.2 Jeolojik ortamlarda kil döngüsü.	49
Şekil 6.3 Hidrotermal silikat minerallerinin stabilite ilişkileri.	54
Şekil 6.4 Üç tip hidrotermal alterasyon zonundaki mineral değişimleri.	55
Şekil 6.5 Otojenik kökenli kil minerallerinin oluşum ortamları.	56

Şekil 7.1 Smektitlerin kristal yapısı. 64

Şekil 7.2 2.1 tabaka yapısına sahip killerin katyon türüne bağlı c-ekseni ölçüleri. 65

ÇİZELGE LİSTESİ

<u>Çizelge</u>	<u>Adı</u>	<u>Sayfa No</u>
Çizelge 4.1	İnceleme konusu bentonitlerin mineral bileşimleri	24
Çizelge 4.2	Montmorillonitlerin d(001) yüzeyine ait yansıma değerleri	24
Çizelge 4.3	İnceleme konusu bentonitlere ait IR absorpsiyon bantları	29
Çizelge 5.1	Bentonit ve tüflere ait ana element içerikleri (%)	36
Çizelge 5.2	Bentonit ve tüflere ait iz element içerikleri (ppm).	40
Çizelge 5.3	Bentonit ve tüflere ait REE içerikleri (ppm).	44

ÖNSÖZ

Bu çalışmada bana her türlü desteği sağlayan ve bilim insanı olma yolunda ilk adımını attıran danışman hocam Prof. Dr. Fazlı ÇOBAN'a teşekkür ederim.

Tezin hazırlanması aşamasında büyük yardımlarını gördüğüm Durhan CİNCİOĞLU ve Semih SANCAKTEPE'ye teşekkür ederim. Gösterdikleri bu gayreti ileriki yaşamlarında da devam ettirmelerini dilerim.

Analizlerimin yapılması için laboratuvar çalışmalarını yürüten eşim Yelda KOCABAŞ'a, bana maddi ve manevi her türlü desteği sağlayan anne ve babama teşekkür ederim.

Balıkesir, 2006

Cumhur KOCABAŞ

1. GİRİŞ

1.1 Konu ve Amaç

Çalışma, Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır. Bentonit oluşumlarının mineralojisi ve jeokimyasal özellikleri incelenerek alterasyon kökeninin ortaya konulması amaçlanmıştır. Bentonit oluşumlarının jeolojik konumunun belirlenmesi amacı ile inceleme alanının 1/ 25000'lik jeolojik haritası yapılmış ve stratigrafik kolon kesiti hazırlanmıştır.

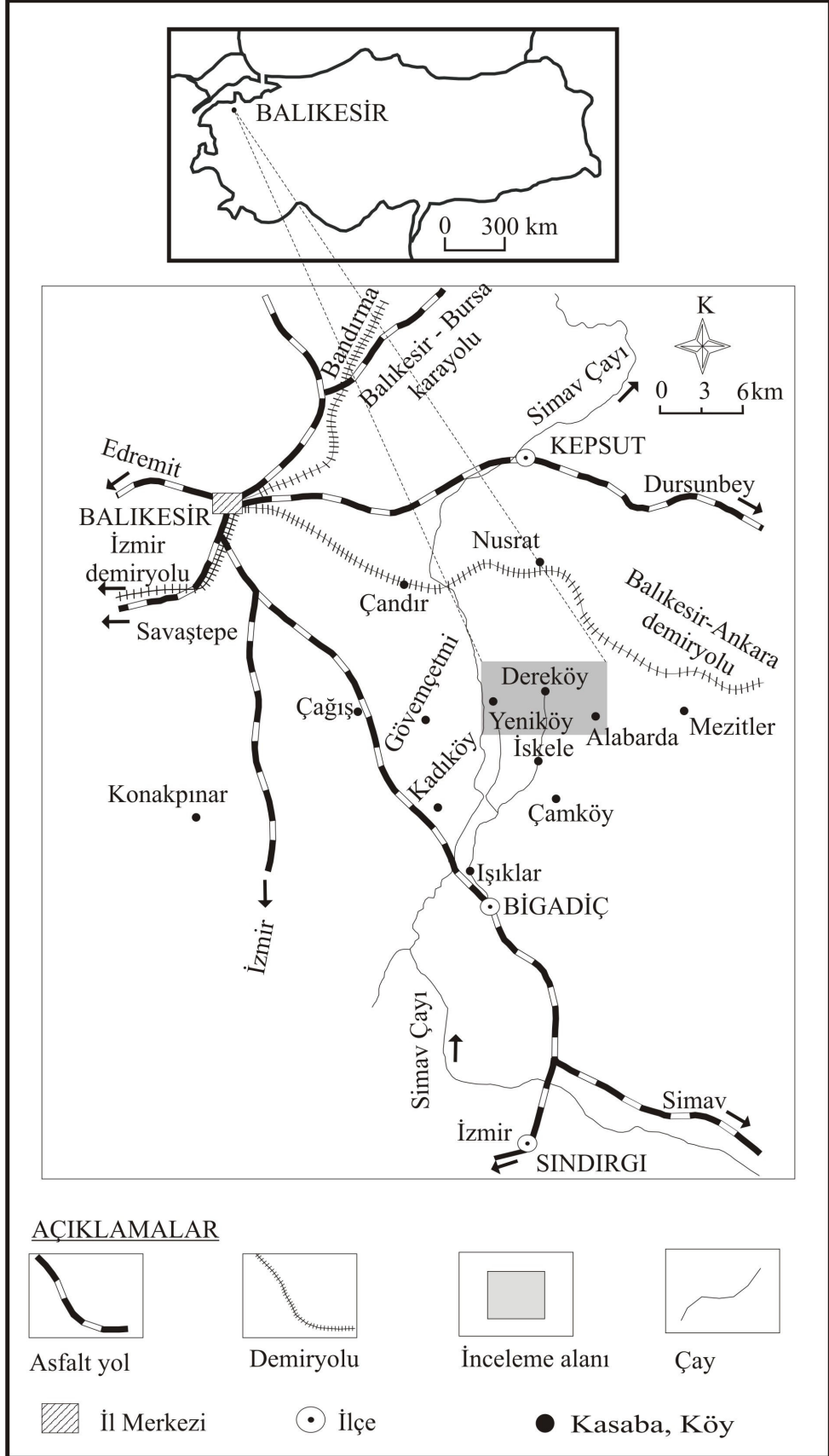
Petrografik incelemeler tuf ve bentonit numunelerinin ince kesitlerinin hazırlanmasıyla, mineralojik incelemeler ise numuneler üzerinde XRD, DTA ve SEM analizlerinin yapılmasıyla gerçekleştirilmiştir. Ana, iz ve nadir toprak elementleri analiz sonuçları ile jeokimyasal yorumlara gidilmiştir.

Yapılan çalışma ile bentonit oluşumlarının belirlendiği Miyosen yaşlı göl sel tuf çökellerinin (ana kaya) karakterinin tespit edilmesi, bentonit oluşumlarının mineralojisi ve jeokimyası ile tüflerin bentonite dönüşüm sürecinde etkili olan ortam koşullarının belirlenmesi amaçlanmıştır.

1.2 Coğrafya

1.2.1 İnceleme Alanının Yeri

İnceleme alanı, Batı Anadolu Bölgesi'nde, Balıkesir il sınırları içerisinde bulunmaktadır. Balıkesir- Bigadiç karayolunun doğusunda olup Balıkesir'e 37 km, uzaklıkta bulunan Bigadiç ilçesinin kuzey kesiminde yer almaktadır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Çalışma alanı içerisindeki yerleşim merkezleri başlıca Yeniköy, Dereköy ve Alabarda köyleridir. İnceleme bölgesi yaklaşık 40 km²'lik bir alanı kapsamakta ve 1/ 25000 ölçekli Balıkesir İ-20-d3 paftasında yer almaktadır.

1.2.2 Morfoloji

İnceleme alanında topoğrafya genellikle engebeli bir yapıya sahiptir. Yükseklik inceleme alanının batısındaki tepelerde 300-450 m arasında olup, doğudaki tepelerde ise 500-750 m arasında değişmektedir. Çalışma alanında bulunan en yüksek tepeler batıda Mahmutmezarı Tepe (442 m.) ve doğuda İkiztepe (740m)'dir. Bentonit oluşumlarının yakınında bulunan yükseltiler ise Küstüneği Sırtı, Hamam Sırtı ve Sakızcı Sırtı'dır. Tepelerin hakim gidişi KD-GB yönündedir.

İnceleme alanındaki en büyük dere Dombay Dere olup, harita alanını K-G güney yönünde ikiye ayırmaktadır ve akış yönü G istikametindedir. Simav Çayı ise harita alanı içerisinde olmayıp, inceleme alanının doğusundan geçmektedir.

1.2.3 İklim ve Bitki Örtüsü

Bölge Marmara ile Ege Bölgesi geçiş iklimi şartlarının etkisi altındadır. genellikle yazları sıcak ve kurak sonbahar devresi uzun ve ılık, kış devresi zaman zaman kar yağışlı, bazen kurak, ilkbahar kısa ve yağışlı geçmektedir. Yılın en düşük sıcaklığı -7 °C, en yüksek sıcaklığı +38 °C'dir.

Engelibeli arazi genellikle sık çam ormanlarıyla örtülü olup, düzlük kesimler ise bozkırdır. Özellikle masif yapıdaki volkanik kayaların bulunduğu tepeler seyrek bitki örtüsüne sahip olup çalılık ve yabani otlarla örtülüdür.

1.2.4 Yerleşim Merkezleri ve Ulaşım

İnceleme alanındaki yerleşim merkezleri nüfusu 250-500 arasında değişen köylerdir. Büyük yerleşim merkezleri bölgenin batısındaki Yeniköy, kuzeyindeki Dereköy ve güneydoğusundaki Alabarda köyleri'dir. Bu yerleşim merkezleri tarım yapmaya elverişlidir. Yeniköy yaklaşık 250 m rakımlı bir yamaca, Dereköy Dombay Dere'nin geçtiği vadinin yamacına, Alabarda ise 400 m rakımlı bir yamaca kurulmuştur.

Bölgeye ulaşım gerek Balıkesir-Kepsut karayolu ile Balıklı, Mahmudiye, Çandır, Dombaydere köylerini izleyerek, gerekse Balıkesir-Bigadiç karayolu üzerinden Bigadiç bor havzasını geçerek yapılabilmektedir.

Yeniköy-Akçakertil arasında bulunan kil ocaklarına ulaşımında kışın yağmur nedeniyle zorluk çekilmektedir.

2. MATERYAL VE METOT

İnceleme alanında bulunan tuf ve bentonitlerden sistematik olarak alınan örnekler üzerinde X-ışını difraksiyonu (XRD), diferansiyel termal analiz (DTA), taramalı elektron mikroskop (SEM), infrared (IR) spektroskopisi ve kimyasal analiz incelemeleri yapılmıştır.

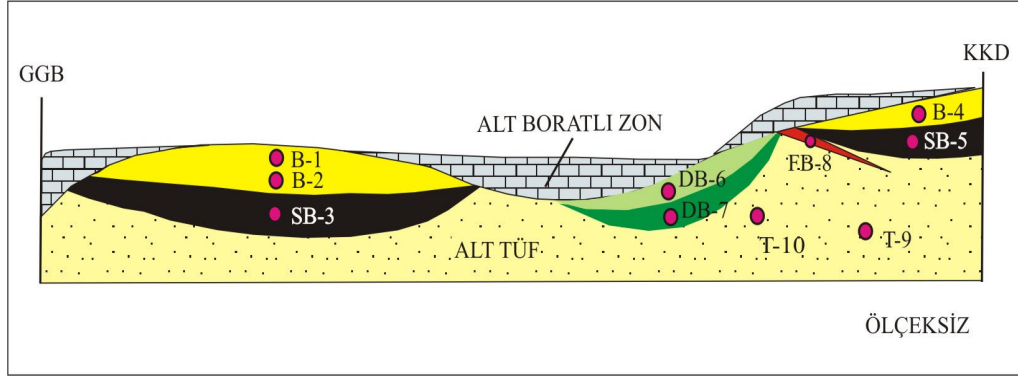
Yüzey alterasyonu etkilerinden kaçınmak için numuneler yaklaşık 50 cm derinden toplanmıştır. Numune toplama işlemi renk değişimi gösteren bentonitlerden düşey bir hat boyunca yapılmış ve mineralojik ve kimyasal bileşimlerine göre isimlendirilmiştir (Şekil 2.1).

Bentonitlerin XRD analizleri İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü Laboratuvarında X-ışını difraktometre cihazı (Ni filtreli, $\text{CuK}\alpha$ radyasyonlu) kullanılarak yapılmıştır. Analizlerde 40 kV (voltaj) ve 30 mA (akım) difraksiyon değerleri seçilmiştir. Numuneler $2^\circ/\text{dak.}$ 'da taranarak 2° - 50° (2θ) goniometre kırınım açısı aralığında analiz edilmiştir.

Bentonit örnekleri üzerinde yapılan diferansiyel termal analiz (DTA) incelemeleri Afyon Kocatepe Üniversitesi Laboratuvarları'nda *Linseis DL81* model cihaz ile $20^\circ\text{C dak}^{-1}$ ısıtma hızı ve 4 mm dak^{-1} kağıt hızı ile gerçekleştirilmiştir.

Infrared (IR) spektroskopisi incelemesi Balıkesir Üniversitesi Fen-Edebiyat Fakültesi laboratuvarlarında KBr tekniği kullanılarak, Perkin Elmer 983 cihazı ile montmorillonit ve bileşime giren diğer minerallerin tespiti amacı ile yapılmıştır.

Taramalı elektron mikroskop (SEM) incelemeleri Anadolu Üniversitesi Malzeme Bilimi ve Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında ZEISS Supratm 50 VP model cihaz ile Au-Pd kaplaması yapılan örnekler üzerinde gerçekleştirilmiştir.



Şekil 2.1 Bentonit ve tuf numunelerinin derlendiği seviyelerin şematik gösterimi.
(*B: sarımsı bentonit, SB: siyah bentonit, DB: dolomitli bentonit, FB: fay bentoniti, T: tuf*)

2 adet tuf ve 8 adet bentonit numunesinin ana, iz ve nadir toprak elementleri kimyasal analizleri ise ACME laboratuvarlarında (Kanada) ICP yöntemi ile gerçekleştirilmiştir.

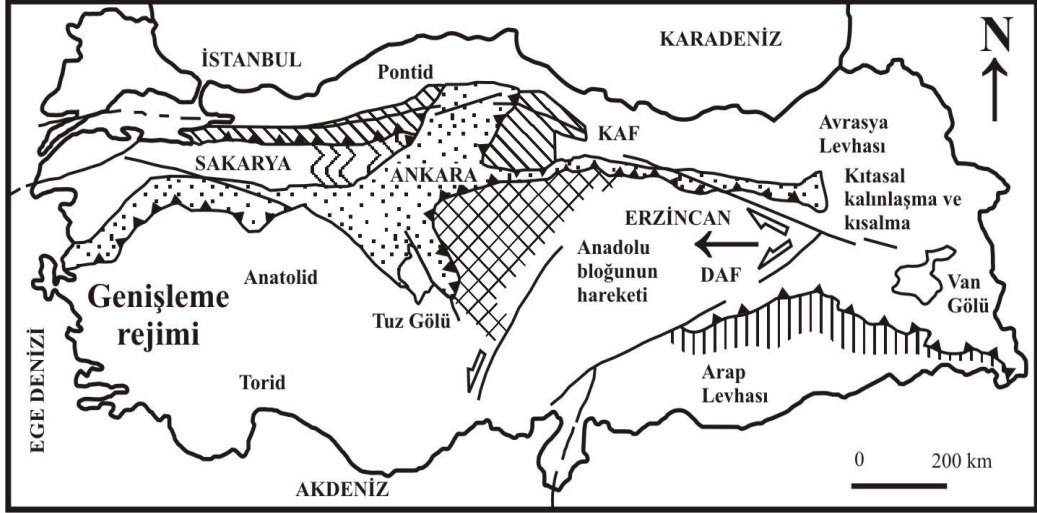
3. GENEL JEOLojİ

3.1 Bölgesel Jeoloji

3.1.1 Batı Anadolu'da Senozoyik Volkanizmanın Evrimi

Türkiye Alp-Himalaya orojenik kuşağında, Anadolu bloğu, Avrasya ve Arap levhaları arasında konumlanmaktadır. Türkiye'deki neo-tektonik süreç Batı Anadolu'da kabuksal kalınlaşma ve daralmaya neden olan Avrasya ve Arap levhaları arasındaki kıtasal çarpışma ile karakterize edilir (Şekil 3.1). Bu nedenle, Anadolu bloğu sağ yanal Kuzey Anadolu ve sol-yanal Doğu Anadolu fayları boyunca batı yönüne doğru kaçmaya başlamıştır. Anadolu bloğunun kaçıışı Ege Bölgesi' ndeki Helen makaslama zonuyla sona ermiştir ve D-B kompresyonuna bağlı olarak K-G genişlemesine neden olmuştur [1].

Doğudaki kıtasal çarpışmaya ek olarak, lokal tektonik olaylar da Batı Anadolu'yu etkilemektedir. Sakarya kıtası, Geç Kretase (pre-Maastrichtiyen) süresince Rodop-Pontid bloğu ile çarpışmıştır. Bu çarpışma sonucu, Bozkır ofiyolitik napları güneye doğru göç etmiştir. Neo-Tetis'in kuzey kolunu temsil eden İzmir-Ankara okyanusunun kapanmasını Geç Paleosen boyunca Anatolid-Torid levhası ile Pontid Ada yayının çarpışması izlemiştir. Sonuçta K-G kıta daralması ve kıta içi deformasyon meydana gelmiştir [1]. Batı Anadolu'da Oligosen-Miyosen periyodu boyunca magmatik sokulumlar ve Erken Miyosen'de geniş yayılım sunan volkanik aktiviteler belirlenmiştir. Batı Anadolu'da kabuksal yayılım Geç Miyosen-Pliyosen boyunca baskın tektonik rejimi oluşturmaktadır [2].



Şekil 3.1 Türkiye'nin genel tektonik haritası [1].

Kuzeydoğu Ege'nin belirli kesiminde yapılan çalışmada, volkanik kayalar baskın olarak andezitik ve bazik karakterli olmak üzere iki ana gruba ayrılmıştır [3]. Kalk-alkalin, yüksek K kalk-alkalin ve şoşonitik kayaları içeren andezitik grup kompresyonel rejime dayalıdır. Bu bileşimleri yüksek oranda kabuksal katkının olduğu manto kökenli magmadan kristallenmeyi ortaya çıkarmaktadır. Bazaltik volkanizma alkalin özelliktedir ve Geç Miyosen'nin sonuna doğru K-G yönlü daralmanın yerini K-G genişlemesine bırakmasıyla gelişmiştir. Jeokimyasal özellikleri bakımından rift tipi bazaltlarla benzer özellikler gösterirler. Batı Anadolu'da K-G genişleme rejimi altında gelişen D-B doğrultulu grabenler bu fikri destekleyici yapısal verileri sunarlar.

Bunun yanında bölgesel tektonik rejimin kompresyonelden tansiyon rejimine geçişi ve volkanik karakterin kalk-alkalinden (ortaç-asit), alkaline (bazik) değişiminin eşzamanlı olmadığını ortaya koyan görüşlerde vardır [4]. Bu fikir, magmatik aktivitenin bölgesel tektonik rejimdeki değişikliğe ihtiyaç duymadan gelişebileceği görüşü ile desteklenmektedir [5]. Batı Anadolu'da K-G yönlü kabuksal genişleme Geç-Oligosen-Erken Miyosen'de başlamıştır. Bu zaman aralığında baskın kalk-alkalin, ortaç ve asit volkanizma genişleme rejimi ile oluşmuştur. Normal faylanmalara bağlı olarak havzayı dolduran çökeller ile yakın

bir stratigrafik ilişki göstermektedir. Geç-Miyosen'den sonra genişlemenin devam etmesine bağlı olarak litosfer kalınlığı azalmış ve sonuç olarak alkalın volkanizma genişlemenin ileri aşamalarında baskın hale gelmiştir.

Batı Anadolu-Ege Neojen magmatik kayaçlarının kökeni hakkında değişik modeller önerilmektedir. Bunlar üç ana grup altında sınıflandırılabilirler.

1) Geç-Oligosen'de başlayan volkanizma K-G gerilme rejimi altında gelişmiştir ve halen devam etmektedir [6, 7].

2) Magmatizma Doğu Akdeniz Okyanus tabanının Helenik çukuru boyunca kuzey eğimli yitimi ile üretilmiştir [8].

3) Değişik tektonik yerleşimler altında gelişen değişik magmatik faaliyetler mevcuttur [1]. İlk faaliyet magmanın Oligosen-Orta Miyosen periyodunda K-G kompresyonel rejimi altında gelişmektedir. Daha sonraki faaliyette ise magma, K-G kompresyonel rejiminin yerini K-G gerilme rejimine bırakmasıyla oluşmuştur. 14-10 my arasındaki geçiş döneminde magmatik aktivite kesintiye uğramıştır [3].

3.1.2 Bigadiç Havzasında Volkanizma ve Tektonik Faaliyet

Havza, Bornova Filiş Zonu içerisinde yer almaktadır. Volkanizma birbirlerinden açısız uyumsuzlukla ayrılan iki birim ile karakterize olur. İlk K/Ar yaş tayinine göre 23 my yaşında olduğu saptanmış Kocaıskan Volkanitleridir. Genç olanı ise çalışma alanının içinde bulunduğu 20.6-17.8 my yaşındaki Bigadiç volkanosedimanter istifidir [9]. İki birimde Üst Miyosen-Pliyosen karasal çökelleri ile uyumsuz olarak örtülmektedir. İlk volkanik evre ürünü olan Kocaıskan volkanitleri andezitik intrüzyonlar, domlar, lav akıntıları, piroklastik kayaçlardan türemiş volkanojenik sedimanter kayaçlardan oluşmaktadır. İkinci evre ürünleri ise gölsel-evaporitik çökelleme ile beraberlik gösteren bazaltik-riyolitik lavlar ve piroklastik kayaçlardır.

K-G istikametli zonlarda bulunan yaşlı volkanik birim bölgede K-G kompresyonunun halen hakim olduğu evrede oluşmuştur. İki birim arasında gelişen

açısal uyumsuzluk, bölgedeki K-G yönlü daralmanın yerini ani olarak K-G yönlü genişleme tektoniğine bıraktığını işaret etmektedir [9]. Bunun yanında KD doğrultulu kıvrım eksenlerine sahip antiklinal ve senklinaller devam eden sedimantasyonun halen KB-GD kompresyonunun etkisi altında kaldığını göstermektedir. Jeokimyasal veriler de kalk-alkalin özellikli Bigadiç volkano-sedimanter istifinin gerilme tektoniğinin başlaması ile eş zamanlı oluştuğunu göstermektedir.

3.2 İnceleme Alanının Jeolojisi

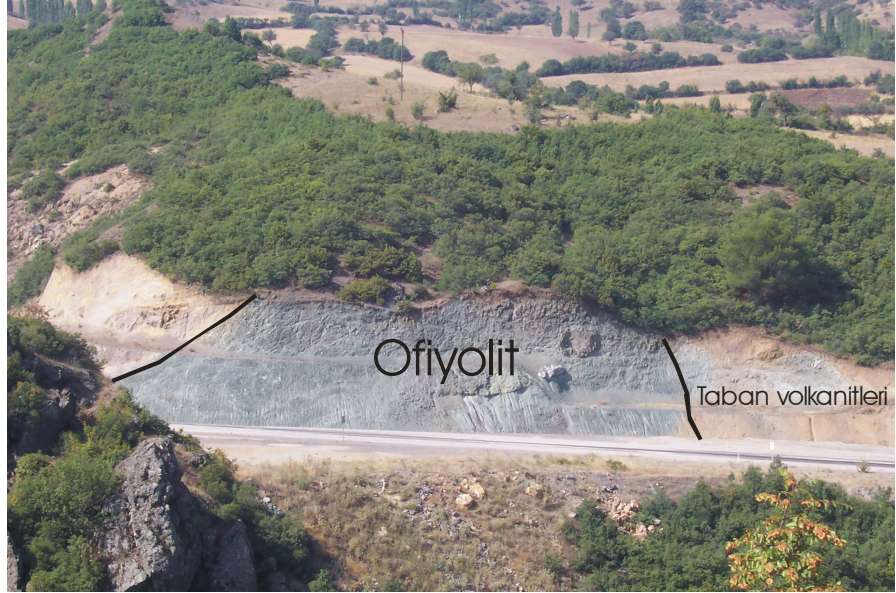
Bölgede, sınırlı alanlarda yüzlek veren Mesozoyik temel kayaları (ofiyolit, kireçtaşı) üzerine Miyosen yaşlı volkanik ve volkano-sedimanter kayaçlar gelir. Temel kayaları (kireçtaşı ve ofiyolit) mostraları Şekil 3.2 ve Şekil 3.3'te sırası ile verilmiştir. Kireçtaşları ve ofiyolit üzerine uyumsuz olarak gelen Miyosen yaşlı litolojik topluluk kendi arasında alttan üste doğru; taban volkanitleri, taban kireçtaşı, alt tuf, alt boratlı zon, üst tuf, üst boratlı zon ve güncel çökeller şeklinde sıralanır (Şekil 3.4). İnceleme alanının jeoloji haritası Şekil 3.5'te verilmiştir.

a) Temel kayaları: Çalışma alanında ender olarak yüzlek veren temel kayaları Yeniköy'ün kuzeyinde Mesozoyik kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Taban volkanitleri temel kayalarını uyumsuz olarak üstler. Çalışma alanı dışında bölgenin genelinde ise temelde, Paleozoyik metamorfik kayaçların ve Mesozoyik ofiyolit, kireçtaşı, radyolarit, ve kumtaşı varlığı belirtilmiştir [10, 11].

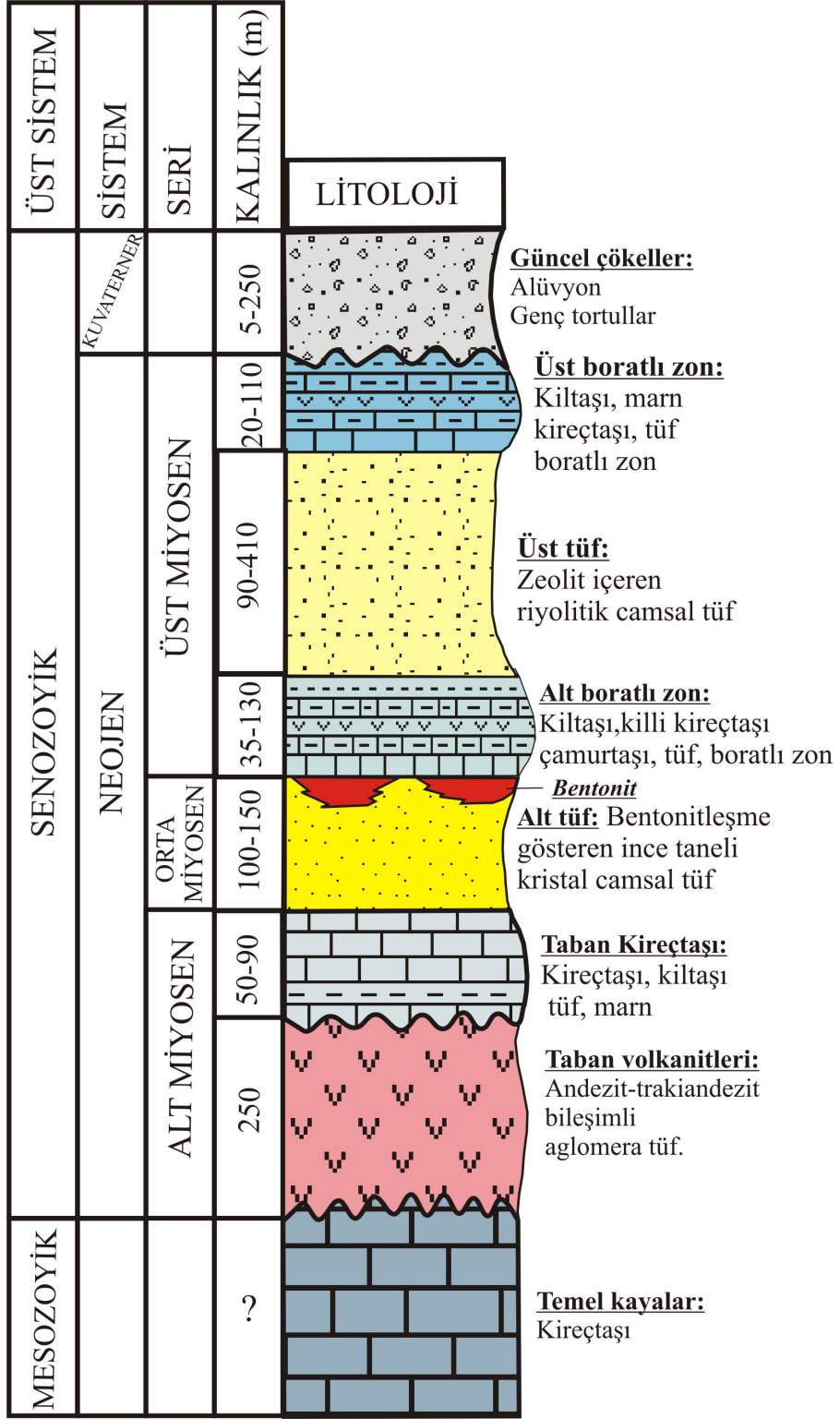
b) Taban Volkanitleri: İnceleme alanının kuzeyinde, Yeniköy ve Alabarda köyleri civarında yüzlekler veren taban volkanitleri andezit, latit-andezit bileşimindedir. Andezitler pembe taze yüzey renginde olup masif yapıdadır. Tavan kesimlerinde ise tuf ve aglomera şeklinde bulunmaktadır. Yeniköy'ün kuzeyinde yüzlek veren Taban volkanitlerinin üst seviyesindeki aglomeralar, gevşek tuf ile tutturulmuş ve yuvarlaklaşmış muhtemelen ofiyolite ait ultrabazik çakıllar, andezit çakılları ve silisifiye tuf çakıllarından oluşmaktadır. Çakıllar iyi derecede yuvarlaklanma gösterirken boylanma kötüdür (Şekil 3.6).



Şekil 3.2 Mesozoyik kireçtaşlarından genel bir görünüm.
(Yeniköy kuzeybatısı)

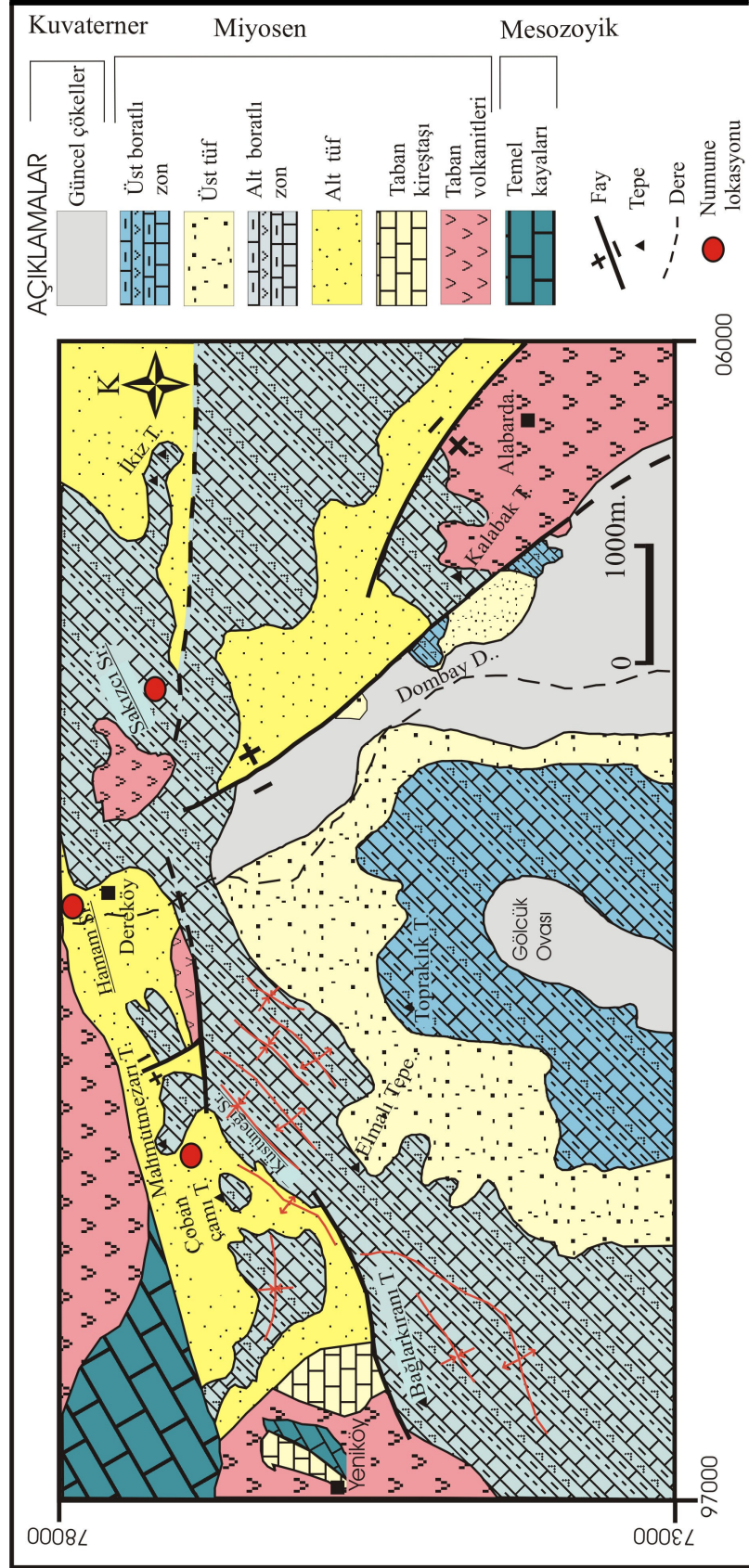


Şekil 3.3 İnceleme alanı dışında taban volkanitlerini kesen ofiyolit sokulumu.
(İnceleme alanının kuzeyinde, Kocamusalar köyü güneydoğusu)



ÖLÇEKSİZ

Şekil 3.4 İnceleme alanının stratigrafik kolon kesiti



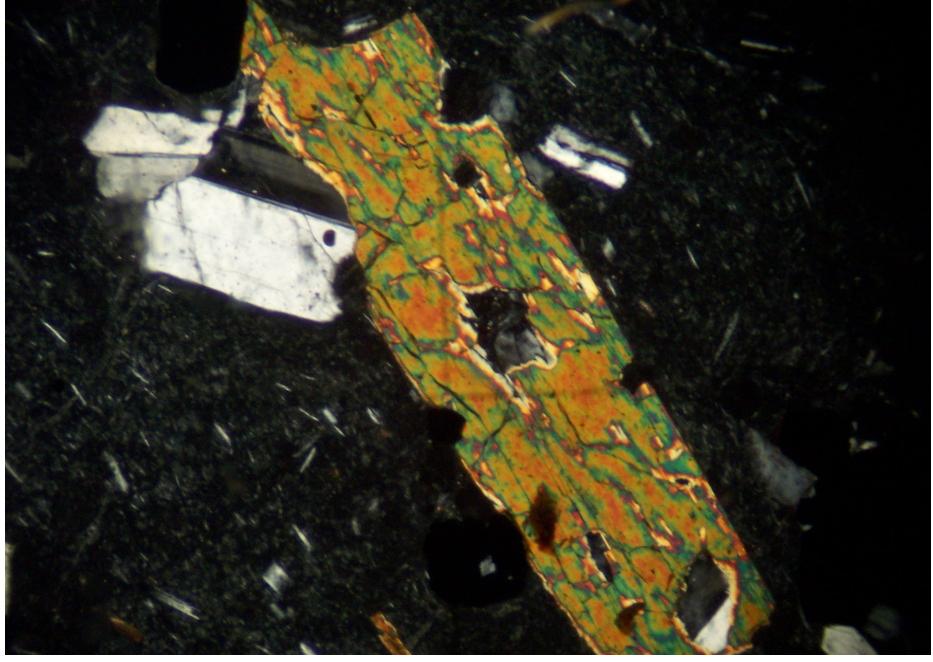
Şekil 3.5 İnceleme alanının jeoloji haritası [10].



Şekil 3.6 Taban volkanitlerinin tavanında bulunan aglomera seviyesi.
(Yeniköy'ün kuzeyi)

Mikroskop çalışmaları sonucu, andezitlerin camsal hamurun egemen olduğu hyalopilitik dokuya sahip olduğu belirlenmiştir. Camsal hamur içerisinde seyrek mikrolitler yönelmiş durumdadır. Andezitlerin mineral bileşimi ise plajiyoklas , amfibol, biyotit ve piroksenlerden meydana gelir. Plajiyoklaslar % 40 An içeren andezin bileşimindedir. Amfibollerin 12° eğik sönme göstermesiyle ve yeşilimsi-kahverengi rengeyle kersutit türünde olduğu ve opazitleşme gösterdiği saptanmıştır (Şekil 3.7). Biyotitler kahverengi olup tek yönlü klivaj göstermektedir. Latit andezitler ise plajiyoklas, sanidin, amfibol (kersutit) ve piroksen minerallerinden oluşur. Seyrek olarak kuvars kristalleri de içermektedir. Plajiyoklaslar oligoklas-andezin bileşimindedir.

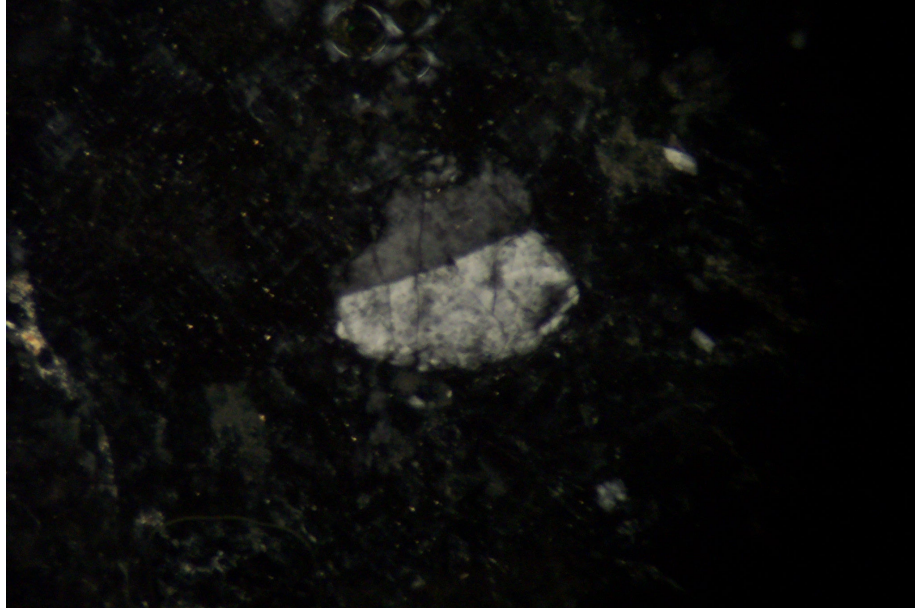
Bölge genelinde ise taban volkanitlerinin bazalt, trakit, trakiandezit , andezit bileşiminde olduğu belirtilmiştir [10]. Taban volkanitleri “Kalburcu Andeziti” olarak tanımlanan birime karşılık gelmektedir [11].



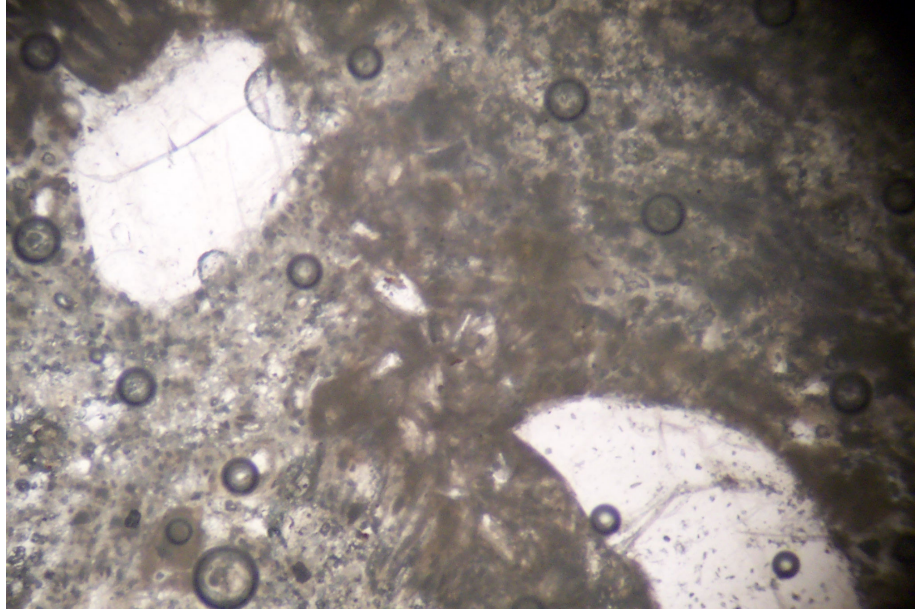
Şekil 3.7 Hyalopilitik dokulu andezitte amfibol minerali.
(Çift nikol, $\times 100$, örnek no: A-1, Mahmutmezarı Tepe kuzeyi)

c) **Taban Kireçtaşı:** İnceleme alanında Yeniköy civarında nadir olarak mostra veren taban kireçtaşı ince katmanlı ve laminalı marn, kireçtaşı, kiltası ve tüflerden oluşmaktadır . Taban kireçtaşı araştırmacılar tarafından taban kalkerleri [12] ve Güvemçetmi kireçtaşı [11] olarak isimlendirilen birimlere karşılık gelmektedir.

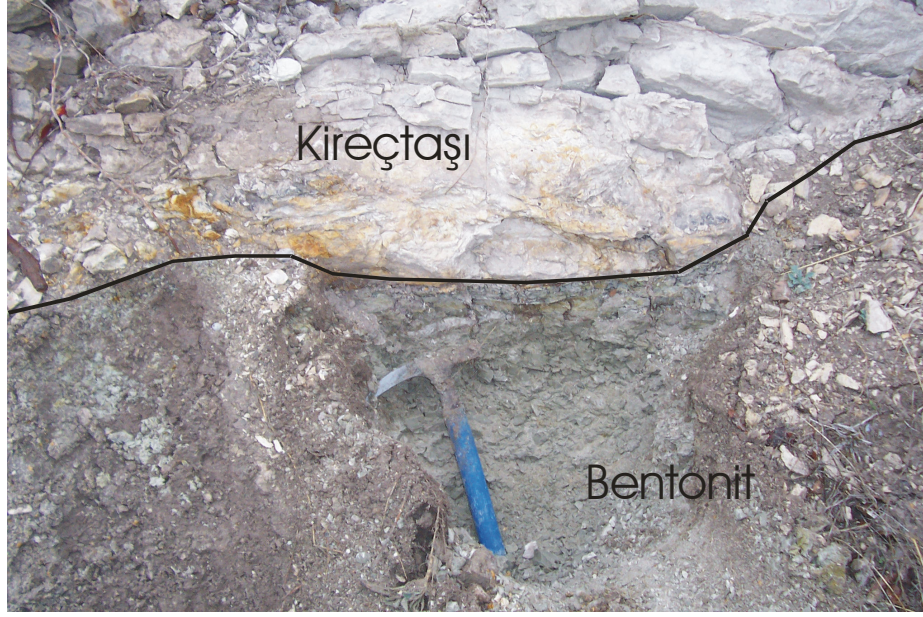
d) **Alt Tüf:** Çalışmanın esas konusu olan bentonit oluşumlarının bulunduğu tüf seviyesi Yeniköy civarında taban kireçtaşını uyumlu olarak üstlemektedir. İnceleme alanının kuzey kesimlerinde, taban kireçtaşının bulunmadığı yerlerde ise keskin dokanakla taban volkanitleri üzerine gelmektedir. Tüflerin taze-yüzey rengi sarımsı-beyazdır. Çıplak gözle bakıldığında içerisindeki kristaller görülebilmektedir. Mikroskop incelemeleri sonucunda riyolitik karaktere sahip olan tüflerde camsal matriks içerisinde az miktarda kuvars ve sanidin kristalleri gözlemlenmiştir ve alt tüf camsal-kristal tüf olarak tanımlanmıştır. Şekil 3.8’ de cam matriks içinde sanidin kristalleri ve Şekil 3.9’ da ayrılmış camın içinde kuvars kristalleri gösterilmektedir.



Şekil 3.8 Cam matriks içerisinde sanidin kristali
(Çift nikol, $\times 40$, örnek no: T-10, Hamam Sırtı mevki)



Şekil 3.9 Riyolitik karakterli camsal-kristal tüfteki camsal malzemenin
ayrışması.
(Tek nikol, $\times 40$, örnek no: T-10, Hamam Sırtı mevki)

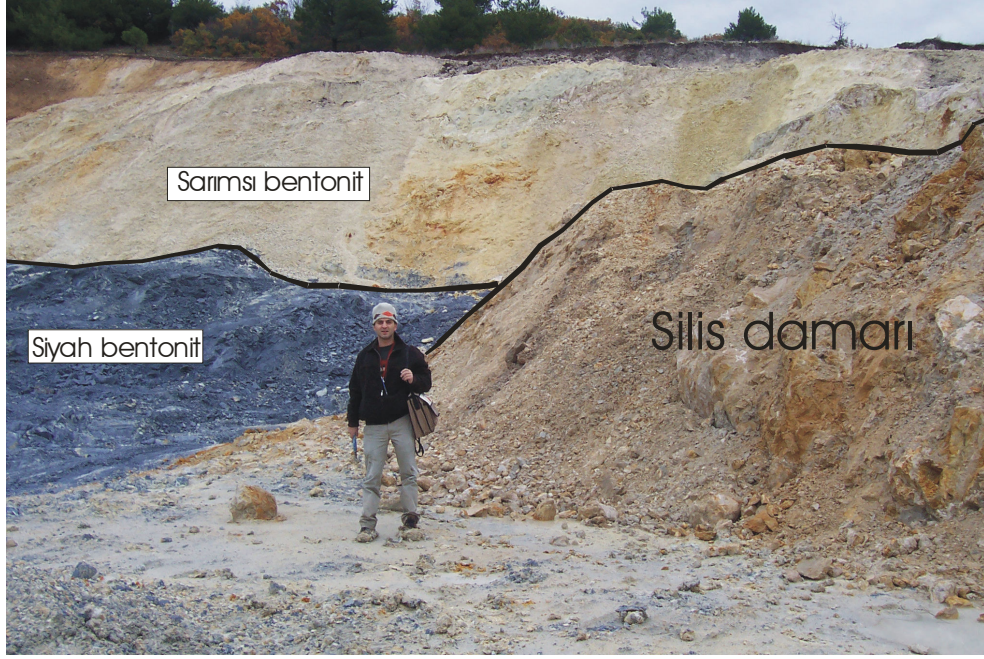


Şekil 3.10 Bentonitin kireçtaşı tabanı (Alt boratlı zon) ile dokanak ilişkisi.
(Dereköy kuzeybatısı, Hamam Sırtı mevki)

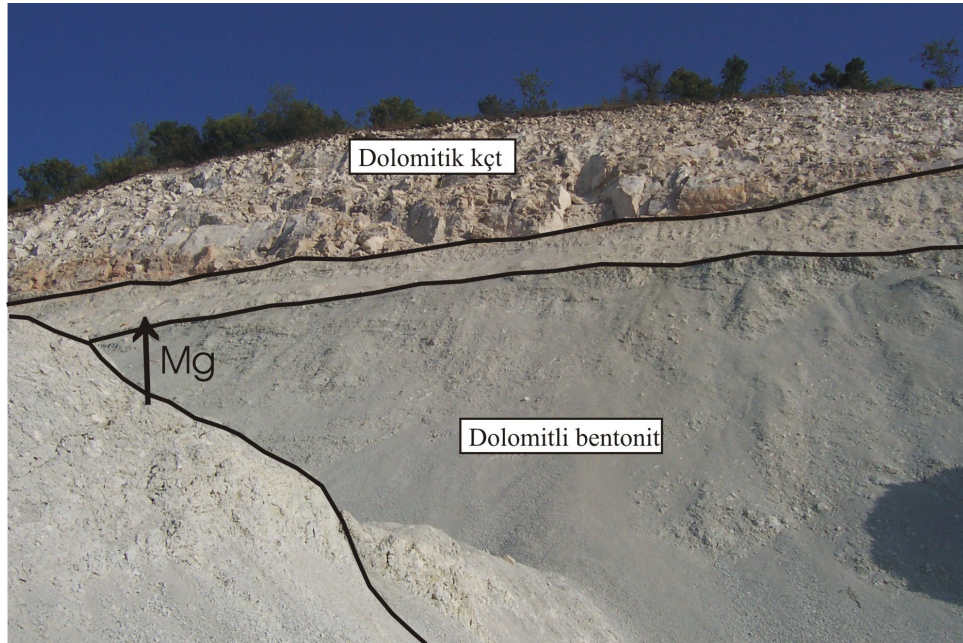
Alt tüflerde alterasyon camsal materyalin ayrışması ile gerçekleşmiştir. Camsal matriks içerisindeki fenokristallerin bozunmaması ve camın lifsi yapıda kil minerallerine dönüşümü alterasyonun camda gerçekleştiğini göstermektedir.

Bentonitleşme tüflerin tavan kesimlerinde kireçtaşları ve killi-kireçtaşları ile olan dokanağında başlar ve alt kesimlere doğru devam eder (Şekil 3.10). Bentonitler alt seviyelerde siyah renklidir. İçerisinde 0.1-0.5 cm arasında değişen mercerler şeklinde silis oluşumları gözlenmektedir. Üst seviyelere doğru keskin bir dokanakla sarımsı renkli bentonitlere geçiş göstermektedir (Şekil 3.11). Bentonit oluşumlarının en alt seviyesinde ise silis birikimleri belirlenmiştir. Dereköy civarındaki bentonit oluşumlarında ise dolomitleşme gözlenmektedir. Oluşumun tavan seviyelerine doğru artış gösteren Mg miktarı bentonitleri üstleyen kireçtaşlarını da dolomitleştirmiştir (Şekil 3.12).

Alt tüf; araştırmacılar tarafından Riyolitik kristal tüfler [12] ve Akçakertil Tüfit Üyesi [11] olarak adlandırılan seviyelere karşılık gelmektedir.



Şekil 3.11 Siyah bentonit ile sarımsı bentonit arasındaki keskin sınır.
(Mahmutmezarı Tepe güneyi)



Şekil 3.12 Dolomitli bentonit ile kireçtaşı arasındaki dokanak ilişkisi.
(Hamam Sırtı mevki)



Şekil 3.13 Alt boratlı zonun alt seviyesinden genel bir görünüş.
(Küstüneği Sırtı güneyi)



Şekil 3.14 Alt boratlı zonda oluşumla eşyaşlı kıvrım ve kıvrımcıklar.
(Küstüneği Sırtı güneyi)

e) **Alt Boratlı Zon:** Alt boratlı zon alt seviyelerinde kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn, kıltaşı, çamurtaşı, tuf araldanması ile başlar (Şekil 3.13). Orta iyi pekleşmiş, ince orta tabakalı ve laminalı yapıdadır. Borat minerallerinin tabakalı kayaçların üzerinde bulunduğu belirtilmiştir [10]. Marn ve kıltaşı açık renkli olup ince tabakalıdır. Üst seviyelerdeki kireçtaşı kalın katmanlı olup masif görünüm sunarlar. Oluşumu ile eşyaşlı kıvrım ve kıvrımcıklar içermektedir (Şekil 3.14). Alt boratlı zon, alt tüfleri dereceli ve uyumlu bir dokanakla üstlemektedir.

Alt boratlı zon araştırmacılar tarafından “Gre- Kalker- Marn Serisi” [12] ve “Yeniköy Kireçtaşı” [11] olarak adlandırılan seviyelere karşılık gelmektedir.

f) **Üst Tuf:** Üst tuf çalışma alanının merkez kesiminden güneye doğru yayılım sunar. Riyolitik ve riyodasitik bileşimde oldukları belirtilmiştir [10]. Alt boratlı zonu dereceli ve uyumlu bir dokanakla üstlemektedir. Alt seviyelerde kaba taneli ve gözenekli özellik gösterir (Şekil 3.15). Kaba taneli tüfler sarımsı yeşil renkleri ve içerdikleri koyu yeşil lifsi pomza parçaları ile kolaylıkla tanınabilmektedir. Üst kesimlerinde ince taneli olan camsal tüfler içerisinde zeolit oluşumları saptanmıştır [13]. Ca ve K’ca zengin, Na ‘ca fakir klinoptilolit türü zeolit oluşumları ince taneli camsal tüflerin en karakteristik özelliğidir.

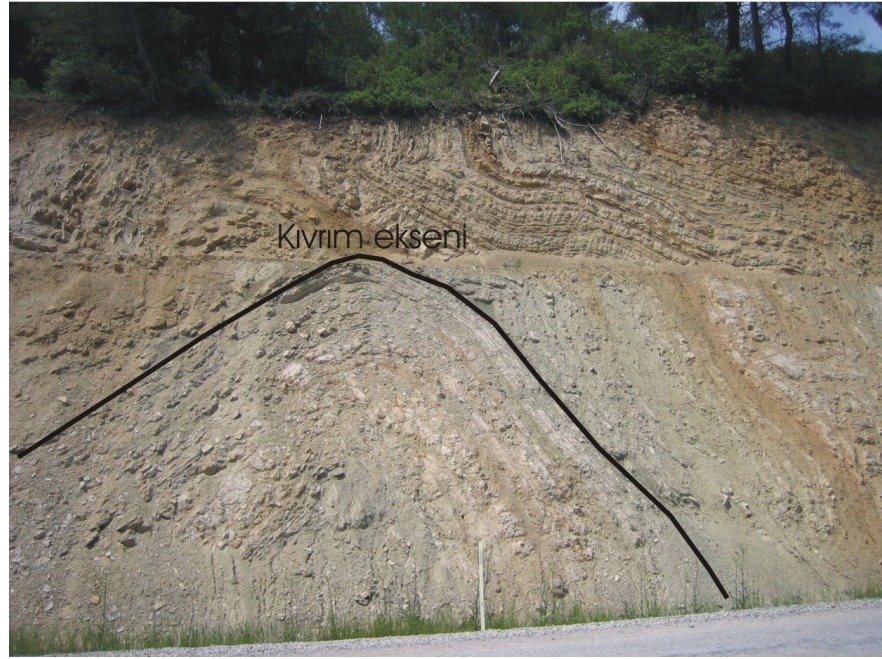
İstifin orta alt kesimlerinde kaba ve ince taneli tuf seviyeleri arasında ise seladonit türü kil mineralleri belirlenmiştir [14].

Üst tüfler, “ İnce ve kaba taneli camsı tüfler” [12] ve “Beğendikler tüfit üyesi” [11] olarak adlandırılan seviyelere karşılık gelmektedir.

g) **Üst Boratlı Zon:** Üst boratlı zon orta ince tabakalı kireçtaşı, kıltaşı, killi kireçtaşı, marn ve tuf araldanmasıyla başlar ve kalın tabakalı kireçtaşları ile son bulur. Borat zonu ise istifin orta kesimlerinde yer almaktadır. Üst tufü keskin ve uyumlu bir dokanak ile üstlemektedir. Üst boratlı zonda KB-GD doğrultulu antiklinal ve senklinal kıvrım eksenleri belirlenmiştir (Şekil 3.16).



Şekil 3.15 Üst tufün alt seviyesindeki gözenekli yapı
(*Elmalı Tepe güneyi*)



Şekil 3.16 Üst boratlı zonda KD-GB doğrultulu antiklinal kıvrım eksenini.
(*Gölcük ovası kuzey kesimi*)

h) Güncel çökeller: İnceleme alanında kuvaterner yaşlı güncel çökeller tabanda konglomera ile başlayıp silttaşı ve kiltası olarak devam etmektedir. Alüvyon ise bölge genelinde bütün birimleri üstleyen en genç birimdir.

4. MİNERALOJİ

4.1 X-Işınları Difraksiyonu (XRD) İncelemeleri

İnceleme alanında dolomitli bentonitlerden 2, saf bentonitlerden 5 olmak üzere toplam 7 örnek üzerinde, bentonitlerin mineralojik bileşimlerini belirlemek amacıyla XRD incelemeleri yapılmıştır. Numuneler safa yakın oldukları için kil boyutu ($<2 \mu\text{m}$) XRD çekimine gerek duyulmamıştır. Sarımsı ve siyah renkli bentonitler yüksek miktarda montmorillonit içerdiği için bu bentonitler “saf bentonit” olarak ve yüksek miktarda dolomit içeren bentonitler ise “dolomitli bentonit” olarak adlandırılmıştır.

XRD incelemelerine göre bentoniti oluşturan esas kil minerali montmorillonittir. Bentonit oluşumlarına eşlik eden diğer mineraller, saf bentonitlerde illit, feldspat, kuvars ve kalsit, dolomitli bentonitlerde ise kristobalit ve dolomit olarak belirlenmiştir. Şekil 4.1 ve 4.2’de bentonitlere ait XRD kayıtları verilmiştir. Ayrıca bentonit örneklerine ait mineral bileşimleri Çizelge 4.1’de verilmiştir. Montmorillonit 14.3 Å, 14.5 Å, 14.6 Å, 14.7 Å, 15.2 Å, 15.5 Å’daki d(001) yüzeyine ait refleksiyonlar (yansımalar) ile belirlenmiştir. Bunun dışında montmorillonit 4.98 Å, 4.45-4.49 Å, 2.56 Å, illit 9.77 Å, feldspat 3.18 Å, 3.30 Å, kuvars 3.32 Å, kalsit 3.03 Å, dolomit 2.88 Å, 2.19 Å, 2.01 Å ve kristobalit 4.10 Å’daki yansımalar ile belirlenmiştir.

Smektit minerallerinin bazal kırınımları tabakalar arası değişebilir katyon cinsine göre farklılık gösterir. İçerdikleri katyonlara bağlı olarak c-ekseni boyları Na-smektitlerde yaklaşık 12.4 Å iken Ca-smektitlerde 15,4 Å kadardır [15]. Bentonit oluşumlarında d(001) yüzeyi yansıma değerleri Çizelge 4.2’de verilmiştir. Buna göre d(001) yüzeyi yansımalarının 14.3-15.5 Å değerleri arasında olması bentonitlerin ağırlıklı olarak Ca-montmorillonitten meydana geldiğini göstermektedir.

Çizelge 4.1 İnceleme konusu bentonitlerin mineral bileşimleri

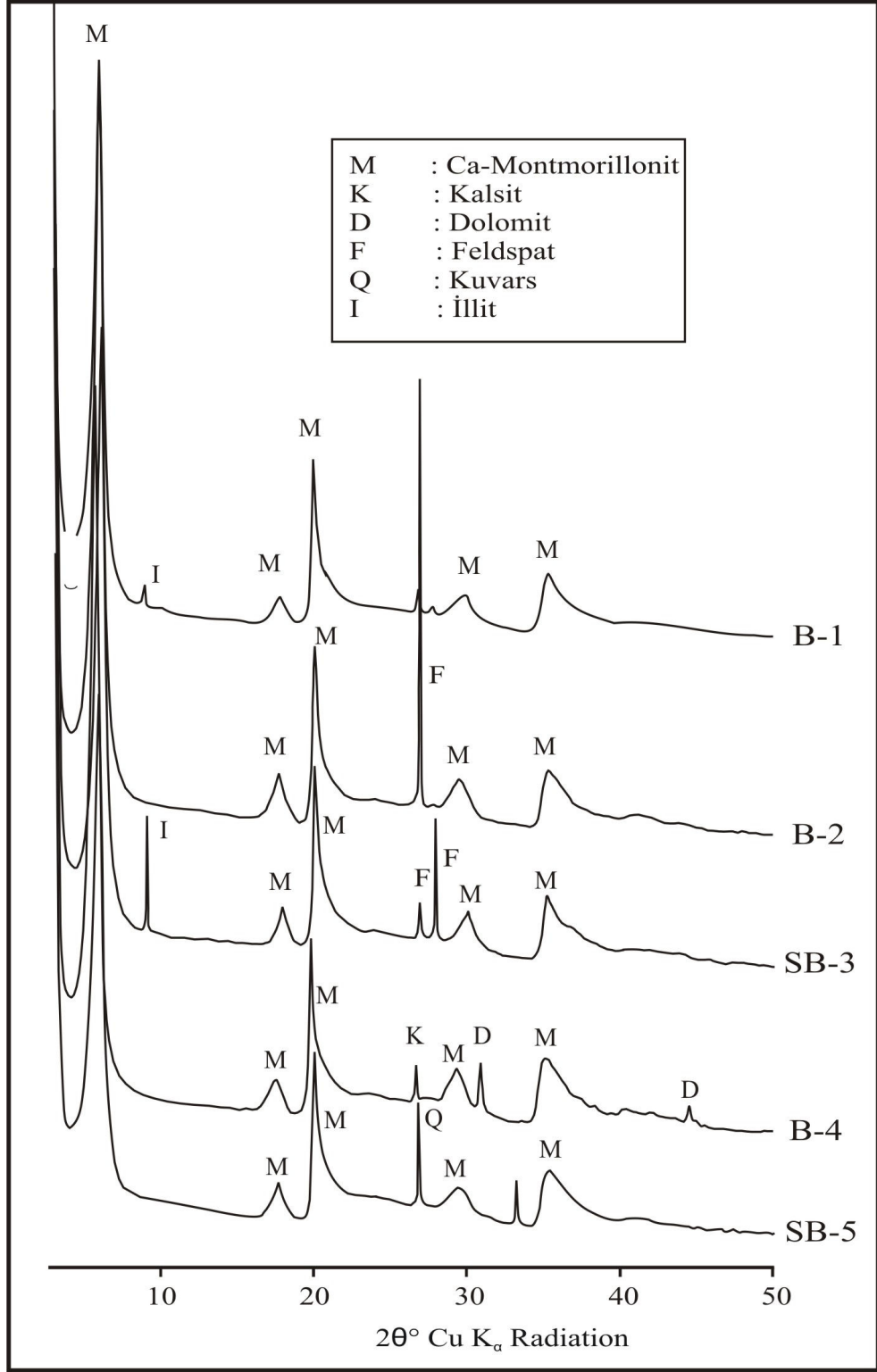
<u>Saf bentonitler</u>	<u>Mineral bileşimi</u>
B-1	montmorillonit + illit
B-2	montmorillonit + feldspat
SB-3	montmorillonit + illit + feldspat
B-4	montmorillonit + kalsit + dolomit
SB-5	montmorillonit + kuvars
<u>Dolomitli bentonitler</u>	
DB-6	montmorillonit + dolomit + kristobalit
DB-7	montmorillonit + dolomit + kristobalit

Çizelge 4.2 Montmorillonitlerin d(001) yüzeyine ait yansıma değerleri.

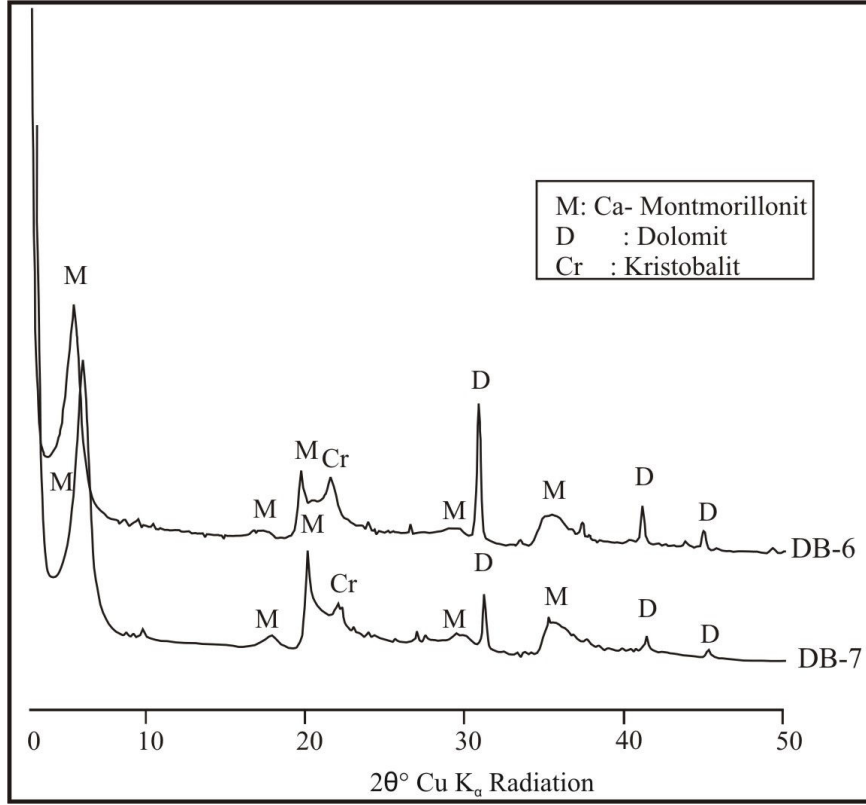
(B: sarımsı bentonit, SB: siyah bentonit, DB: dolomitli bentonit)

	Numune	d(001) Å
Saf Bentonitler	B-1	14.6
	B-2	14.3
	SB-3	14.5
	B-4	15.2
	SB-5	14.6
Dolomitli Bentonitler	DB-6	15.5
	DB-7	14.7

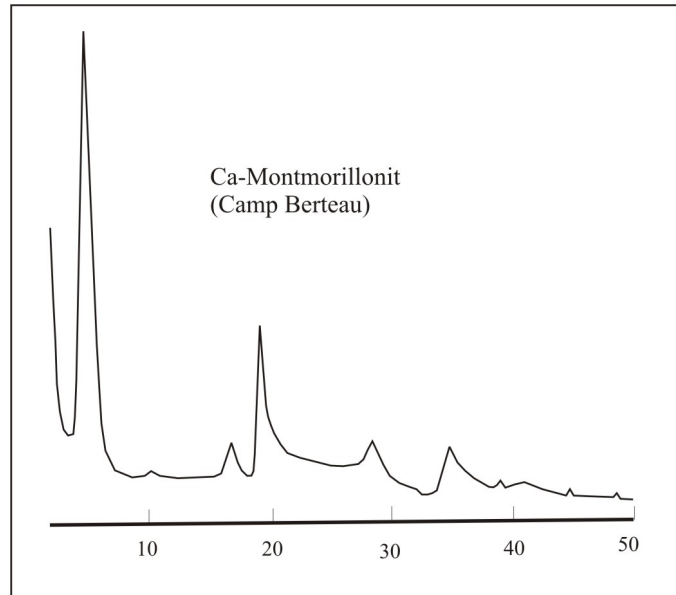
Ayrıca bentonitlerde elde edilen yansıma değerleri Camp Berteau saf Ca-montmorillonitteki [15] yansımalarla örtüşmektedir (Şekil 4.3).



Şekil 4.1 Saf bentonitlere ait X- ışını difraktogramları.



Şekil 4.2 Dolomitli bentonitlere ait X-ışını difraktogramları.



Şekil 4.3 Saf Ca-montmorillonite ait X-ışını difraktogramı [15].

4.2 Diferansiyel Termal Analiz (DTA) İncelemeleri

Smektit grubu minerallerinin DTA eğrilerini iki bölümde incelemek mümkündür.

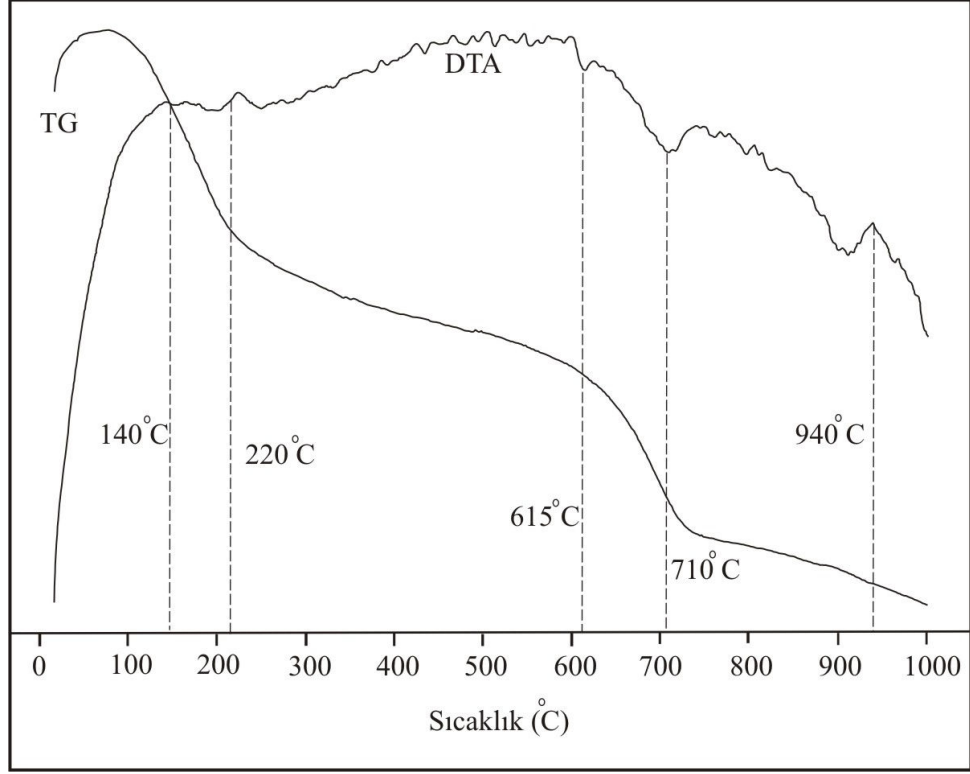
a) Düşük sıcaklıklardaki endotermik reaksiyonlar (100-300 °C) silikat tabakaları arasındaki fiziksel suyun kaybını (dehidrasyon) gösterir.

b) İkinci endotermik pik kristal yapıdaki (OH)'ın su şeklinde kaybolmasını gösterir. Bu pik 500 °C'de başlar ve 800 °C'de son bulur.

Dehidrasyon eğrileri (TG: Termal gravimetri) ise "S" şeklindedir. Tabakalar arası su kaybının bitişi ile (OH) kristal su kaybının başladığı bölgeleri ayırmak için kullanılır. Bu sıcaklık yaklaşık 300 °C'dir. Normal montmorillonitlerde Al yerini az miktarda Fe ve Mg almış ise (OH) su kaybı 500 °C'de başlar ve 800 °C'de son bulur.

İnceleme konusu siyah bentonitin DTA eğrisine göre tabakalar arası su kaybı 140°C'de meydana gelmiştir (Şekil 4.4). İkinci endotermik pik ise 615 ve 710 °C'de oluşan kristal yapıdaki suyun uzaklaştığını gösteren çift pik olarak izlenmektedir. Bunun nedeni dehidrate olmuş kristal yapıdaki düzensizliklerden kaynaklanmaktadır. Bu minerallerin değişik bileşimli silis tabakalarından oluşan, tabakalar arası mineraller olduğu düşünülebilir. Birinci piklerde 220 °C'de belirgin bir omuzun olması Ca-bentonitin varlığına işaret etmektedir [16].

Montmorillonit kristal yapısını 850-900 °C'ye kadar korumaktadır. 900 °C'nin üzerinde ise yapısı bozularak yeni fazlar oluşturur. 940 °C'de gözlenen ekzotermik pik 900-1000 °C'de oluşan β -kuvarsın varlığını işaret etmektedir [17]. Daha yüksek sıcaklıklarda ise β -kristobalit ve mullit gibi fazların oluşabileceği belirtilmektedir.



Şekil 4.4 İnceleme konusu bentonite ait DTA eğrisi (örnek no: SB-3).

4.3 İnfared (IR) Spektroskopisi İncelemeleri

Sistem maddenin infrared ışınlarını absorplaması üzerine kurulmuştur. Molekül içindeki atomların titreşimleri sırasında, atomlar arasındaki uzaklık devamlı büyüyüp küçüldüğünden, iki atom arasında elektriksel alan meydana gelir. Bu titreşim infrared ışınının elektriksel alanının titreşimine uyunca ışın absorplanır.

İnceleme alanında toplam üç adet bentonit örneği üzerinde IR incelemesi yapılmıştır. IR spektrumları ve bu spektrumlara ait absorpsiyon bantları sırasıyla Çizelge 4.3 ve Şekil 4.5’ te verilmiştir.

Dioktaedrik smektitlerde; 920 cm^{-1} absorpsiyon bandı AlAlOH , 880 cm^{-1} absorpsiyon bandı FeAlOH , 840 cm^{-1} absorpsiyon bandı ise AlMgOH bükülme titreşimlerine aittir. [18, 19, 20].

Çizelge 4.3 İnceleme konusu örneklere ait IR absorpsiyon bantları.

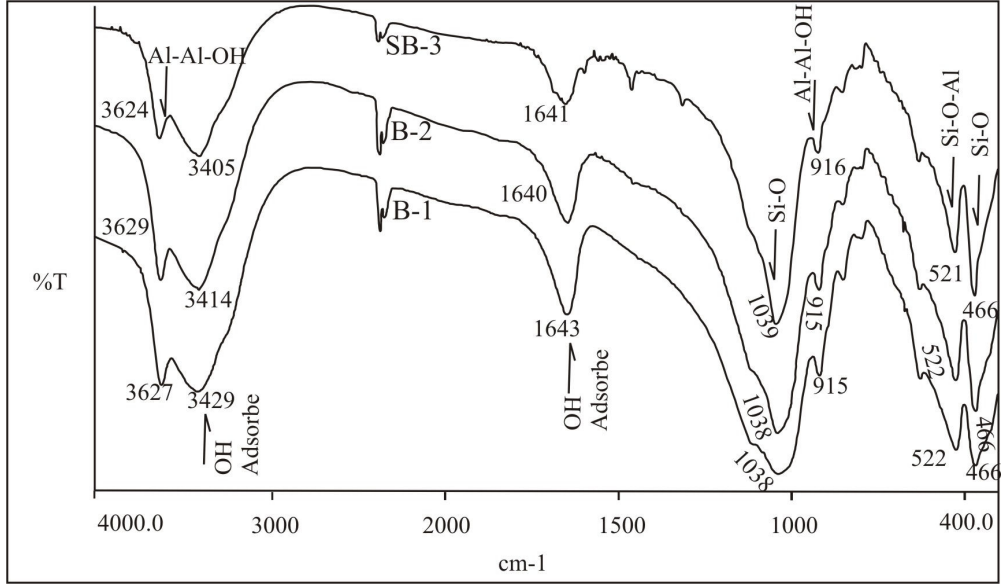
No	B-1	B-2	SB-3
cm ⁻¹	3627.84	3629.93	3624.16
	3429.75	3414.15	3405.56
	1643.35	1640.56	1641.65
	1038.47	1038.34	1040
	915.41	915.67	916.11
	522.18	522.27	521.67
	466.54	466.62	466.25

Montmorillonit'e ait karakteristik (IR) absorpsiyon bantları; 3642 cm⁻¹/ 3624 cm⁻¹/ 1038-1026 cm⁻¹/ 1115-1090 cm⁻¹/ 915 cm⁻¹/ 878 cm⁻¹/ 845-835 cm⁻¹/796-790 cm⁻¹/ 623 cm⁻¹/ 522 cm⁻¹/ 467 cm⁻¹ olarak verilmektedir. Diğer taraftan bu bantlardan 3620 cm⁻¹ absorpsiyon bandı montmorillonitteki (OH) bağının gerilme titreşiminden, 3430 cm⁻¹ ve 1630 cm⁻¹ absorpsiyon bantları montmorillonitteki absorpsiyon suyuna (H₂O) ait H-O-H bağının bükülme titreşiminden kaynaklanmakta olup, 1040 ve 940 cm⁻¹ absorpsiyon bantları ise montmorillonite ait Si-O gerilme titreşimini ifade etmektedir [21]

Sonuç olarak;

a) Monmorillonitler için verilen (OH) gerilme bandı 3625 cm⁻¹ değerindedir [22]. İnceleme konusu bentonitlerin (OH) bağının gerilme titreşimini ifade eden absorpsiyon bantları 3624, 3629, 3627 cm⁻¹ olarak bulunmuştur.

b) 3430-1625 cm⁻¹ frekansları kil yüzeyinde adsorbe suyun varlığını işaret etmektedir (23). Sırayla 3405, 3414, 3429 cm⁻¹ ve 1641, 1640, 1643 cm⁻¹ olarak belirlenen titreşimler adsorbe suya (H₂O) ait H-O-H bağının bükülme titreşiminden kaynaklanmaktadır.



Şekil 4.5 İnceleme konusu bentonitlerin IR grafiği.

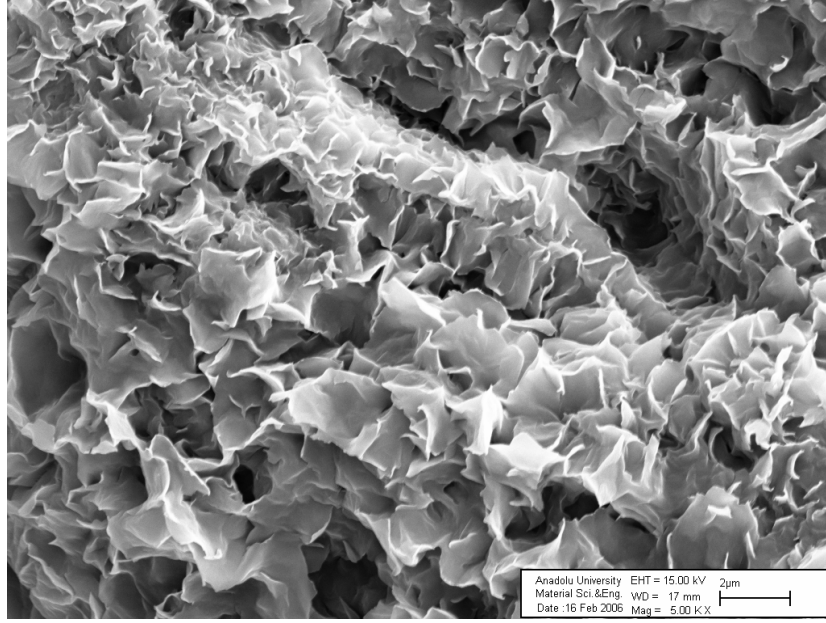
c) Oktahedral yapıda Al'un esas katyon olarak bulunduğu montmorillonitler 920 cm^{-1} 'de güçlü bantlar verirler [17]. Bigadiç bentonitlerinde Al-OH bükülme titreşimleri sırasıyla 916, 915, 915 cm^{-1} değerlerindedir.

d) 1040 cm^{-1} bandı tabakalı silikatlara dolayısı ile montmorillonitlerdeki Si-O gerilme titreşimine aittir (22). Sırasıyla 1039, 1038, 1038 cm^{-1} bulunan titreşimler montmorillonitlerdeki Si-O bağının titreşimini ifade etmektedir.

e) $470\text{-}520\text{ cm}^{-1}$ değerindeki bantlar sırasıyla Si-O ve Si-O-Al bağları titreşimini belirtmektedir (23). Bigadiç bentonitlerinde bulunan değerler 466-522 cm^{-1} 'dir.

4.4 Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) İncelemeleri

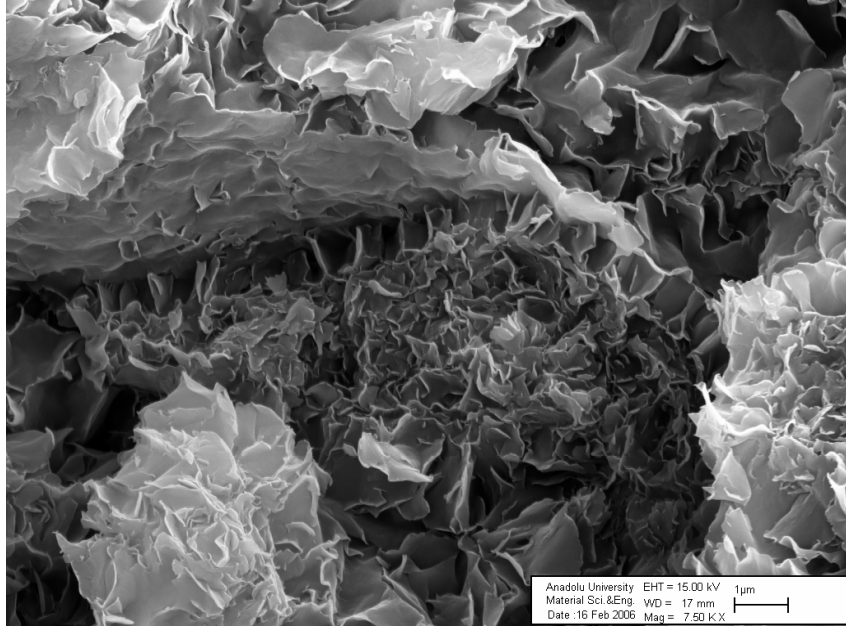
Dioktaedrik smektitlerde kıvrımlı-dalgalı, yapraksal morfoloji tipiktir [24]. Bunun yanında montmorillonitler ince film şeritler oluşturma eğilimi gösterirler. Camsal materyalden montmorillonitin oluşmaya başladığı ilk evrede gül



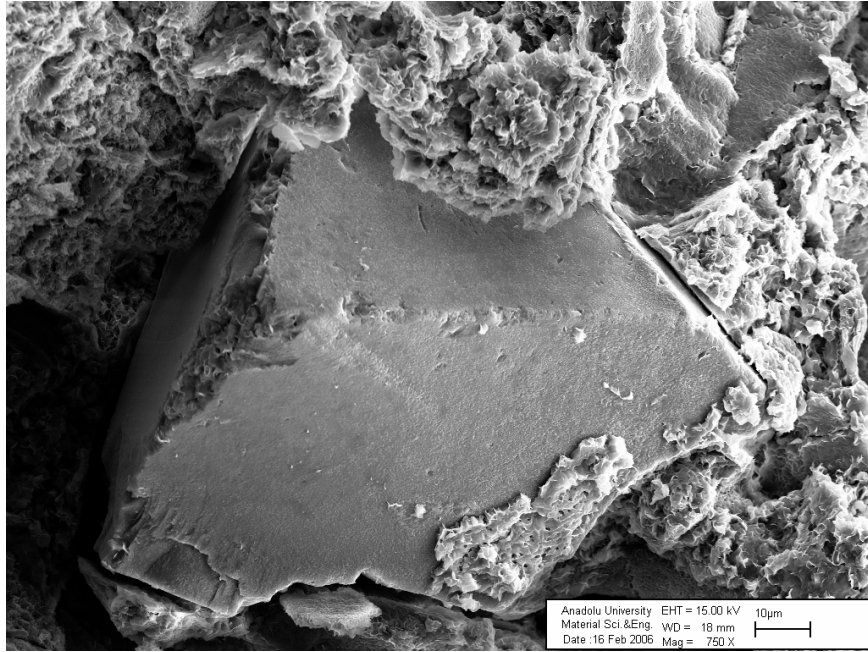
Şekil 4.6 Sarımsı bentonitte gül şekilli (rosette-shaped) morfoloji
(örnek no: B-1)

şekilli (rosette-shaped) morfoloji hakimdir. Montmorillonitleşmenin ileri aşamalarında cam yapısı giderek kaybolur. Hafif yönlenme gösteren morfoloji diyajenetik oluşumu, lata şekilli morfoloji montmorillonitin hidrotermal kökene bağlı olarak boşluklarda oluştuğunu belirtir [25].

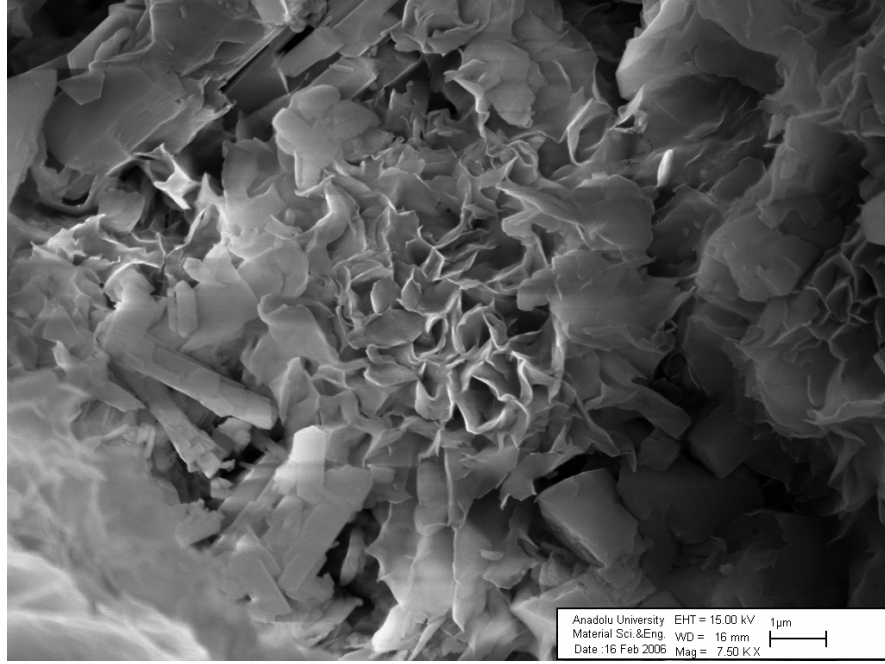
Sarımsı ve siyah bentonitler için yapılan SEM incelemesi sonucunda sarımsı bentonitlerde gül şekilli morfolojinin hakim olduğu ve diyajenetik oluşumu işaret eden yönlenmelerin varlığı belirlenmiştir. Sarımsı bentonitlerdeki gül şekilli morfoloji ve diyajenetik oluşum Şekil 4.6 ve Şekil 4.7’de sırasıyla gösterilmiştir. Montmorillonit oluşumları kalıntı feldspat kristalleri üzerinde de gözlenmektedir (Şekil 4.8). Siyah bentonitlerde de gül şekilli ve yönlenmiş morfolojinin hakim olduğu gözlenmekte olup, Şekil 4.9 ve Şekil 4.10’da sırasıyla gösterilmiştir. Boşluklarda oluşmuş pirit mineralleri ise siyah bentonitin indirgen bir ortamın ürünü olduğunu kanıtlar (Şekil 4.11). Diğer taraftan siyah bentonit örneğinde evaporasyonu işaret eden tuz kristallerine rastlanmaktadır (Şekil 4.12). Tuz kristalleri kurak iklim koşullarında göl suyunun çekilmesi ile oluşmuştur.



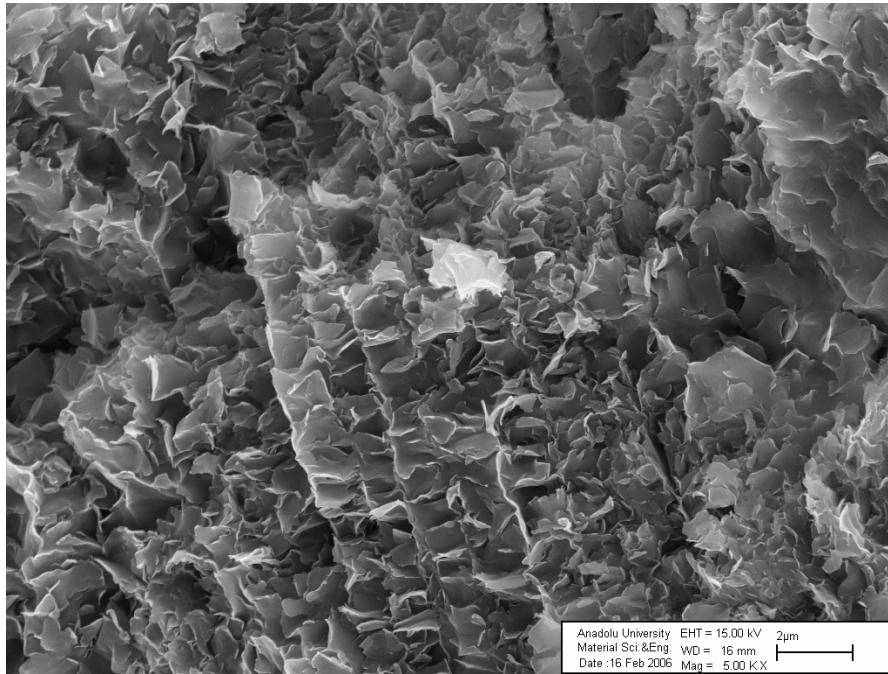
Şekil 4.7 Sarımsı bentonitte diyajenetik oluşumu işaret eden yönelmenin varlığı.
(örnek no: B-1)



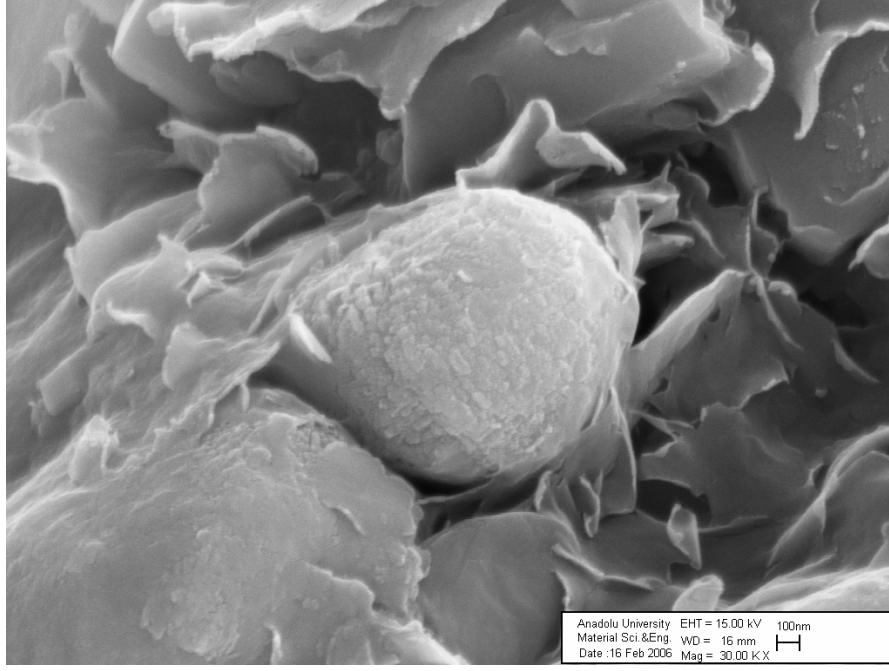
Şekil 4.8 Sarımsı bentonitte kalıntı feldspat üzerinde montmorillonit gelişimi. (örnek no: B-1)



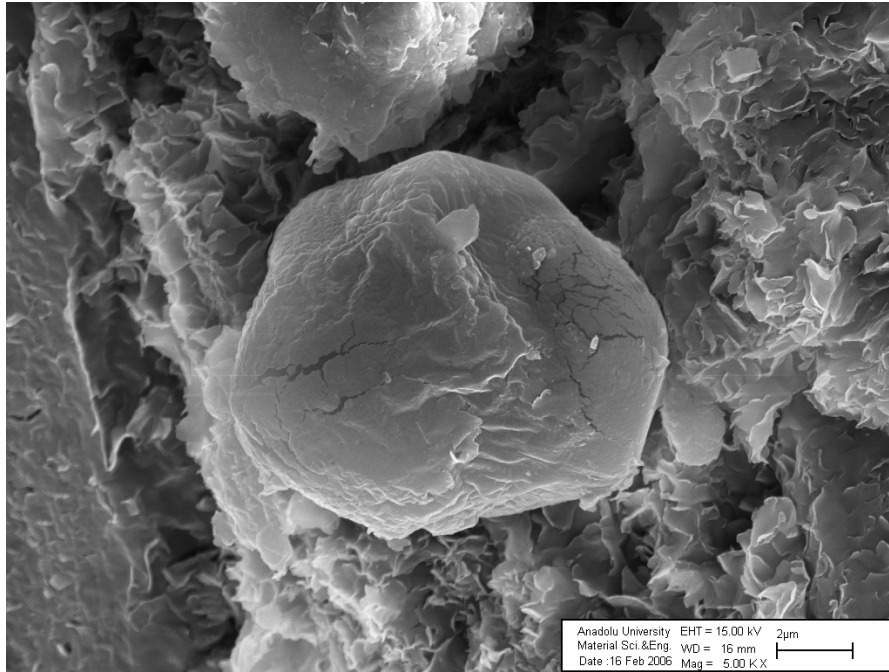
Şekil 4.9 Siyah bentonitte gül şekilli (rosette-shaped) morfoloji.
(örnek no: SB-3)



Şekil 4.10 Siyah bentonitte diyajenetik oluşumu işaret eden yönelmenin varlığı.
(örnek no: SB-3)



Şekil 4.11 Siyah bentonitte indirgen ortam verisi pirit mineralleri.
(örnek no: SB-3)



Şekil 4.12 Siyah bentonitte evaporasyonu işaret eden tuz kristali.
(örnek no: SB-3)

5. JEOKİMYA

İnceleme alanında taze tuf ve bentonit şeklinde derlenen numuneler ana, iz ve nadir toprak elementleri yönünden incelenmiş, alterasyon süresince bu elementlerin mobilizasyonu araştırılmıştır. Element mobilizasyonları ikili diyagramlar ve normalize edilmiş diyagramlar kullanılarak incelenmiştir. Siyah ve sarımsı bentonitler benzer kimyasal bileşimde ve yüksek miktarda montmorillonit içerdikleri için saf bentonitler olarak değerlendirilmektedir. Dolomitli bentonitler ise saf bentonitlere göre dolomitce zengindir. Kimyasal açıdan ise ana, iz ve nadir toprak elementleri yönünden dolomitli bentonitler ile saf bentonitler arasında belirgin farklılıklar tespit edilmiştir.

5.1 Ana elementler

İnceleme konusu bentonitlerin ana element içerikleri, saf bentonitlerde; SiO₂: %50.50-52.66, Al₂O₃: %17.04-18.87, Fe₂O₃: %1.02-1.62, MgO: %3.51-4.94, CaO: %1.53-2.63, Na₂O: %0.07-0.10, K₂O: %0.29-0.53 ve TiO₂: %0.08-0.13, dolomitli bentonitlerde ise SiO₂: %47.78-47.93, Al₂O₃: %13.87-14.02, Fe₂O₃: %1.21-2.01, MgO: %6.93-7.08, CaO: %3.59-4.26, Na₂O: %0.05, K₂O: %0.24-0.31 ve TiO₂: %0.09-0.10 değerleri arasındadır. Dolomitli bentonitler saf bentonitlere göre Mg ve Ca bakımından daha zengindir. Fay bentoniti ise MnO (%3.16) ve Fe₂O₃ (%3.50) bakımından bentonitler arasında en yüksek değere ulaşmaktadır.

Tüflerin (ana kaya) ana element içerikleri ise; SiO₂: %68.17-68.58, Al₂O₃: %12.26-12.29, Fe₂O₃: %1.17-1.31, MgO: %0.79-0.85, CaO: %0.87-1.04, Na₂O: %0.07-0.10, K₂O: %0.29-0.53 ve TiO₂: %0.08-0.13 değerleri arasındadır.

Bentonit ve tüflerin ana element içerikleri Çizelge 5.1'de verilmiştir. Alterasyon süresince tüften bentonite Al, Fe, Mg, Ca, Ti ve H₂O'ca zenginleşme ve Si, alkalilerce (K,Na) fakirleşme belirlenmiştir. Bu sonuç farklı bölgelerde yapılan

Çizelge 5.1 Bentonit ve tüflere ait ana element içerikleri (%).

(B: sarımsı bentonit, SB: siyah bentonit, DB: dolomitli bentonit, FB: fay bentoniti, T: tüf (ana kaya), K.K: kızdırma kaybı).

No	B-1	B-2	SB-3	B-4	SB-5	DB-6	DB-7	FB-8	T-9	T-10
SiO ₂	52.66	51.81	52.58	50.50	50.88	47.78	47.93	46.31	68.17	68.58
Al ₂ O ₃	17.04	18.87	18.33	17.68	18.09	13.87	14.02	15.36	12.29	12.26
Fe ₂ O ₃	1.32	1.34	1.62	1.39	1.02	1.21	2.01	3.50	1.31	1.17
MgO	4.36	3.51	3.96	4.94	4.67	7.08	6.93	5.25	0.85	0.79
CaO	1.72	1.53	1.63	2.13	2.00	4.26	3.59	2.63	1.04	0.87
Na ₂ O	0.10	0.09	0.10	0.09	0.07	0.05	0.05	0.06	1.43	1.39
K ₂ O	0.35	0.40	0.53	0.29	0.40	0.24	0.31	0.22	5.29	5.53
TiO ₂	0.10	0.12	0.13	0.08	0.08	.09	0.10	0.08	0.07	0.07
MnO	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.02	<.02	3.16	<.04	<.04
Cr ₂ O ₃	<.001	<.001	<.001	<.002	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001
C	0.03	0.02	0.01	0.39	0.26	1.41	1.17	0.60	0.03	0.01
S	0.01	0.03	0.33	0.13	0.26	0.03	0.01	0.01	<0.01	0.01
K.K	22.2	22.2	21.0	22.3	22.7	25.3	25.0	22.2	9.3	9.1
Toplam	99.88	99.90	99.92	99.43	99.94	99.92	99.98	98.80	99.82	99.82

çalışmalarda belirlenmiş olan asidik kayaçların bentonite dönüşüm sürecinde meydana gelen element mobilizasyonlarıyla benzerdir [26, 27].

Eğer bir element yerinde (in-situ) zenginleşme gösteriyorsa bu ya o elementin immobil olduğuna ya da zenginleşmenin akışkan fazından kaynaklandığını işaret etmektedir.

Altere tüflerdeki element zenginleşmeleri :

- 1) Yapıya katılma
- 2) Değişebilen iyon
- 3) Adsorpsiyon
- 4) Erimeyen kalıntı malzemede element zenginleşmesi şeklinde olmaktadır

[27].

Killerdeki Mg zenginleşmesi yapıya katılmayı işaret etmektedir. Fe, Mn ve Ti ise killerle veya ikincil sulu oksitlerle yapıya katılır. Ca genellikle killerin katmanları arasında değişebilen iyon olarak bulunmaktadır. H₂O⁻ ise adsorbe

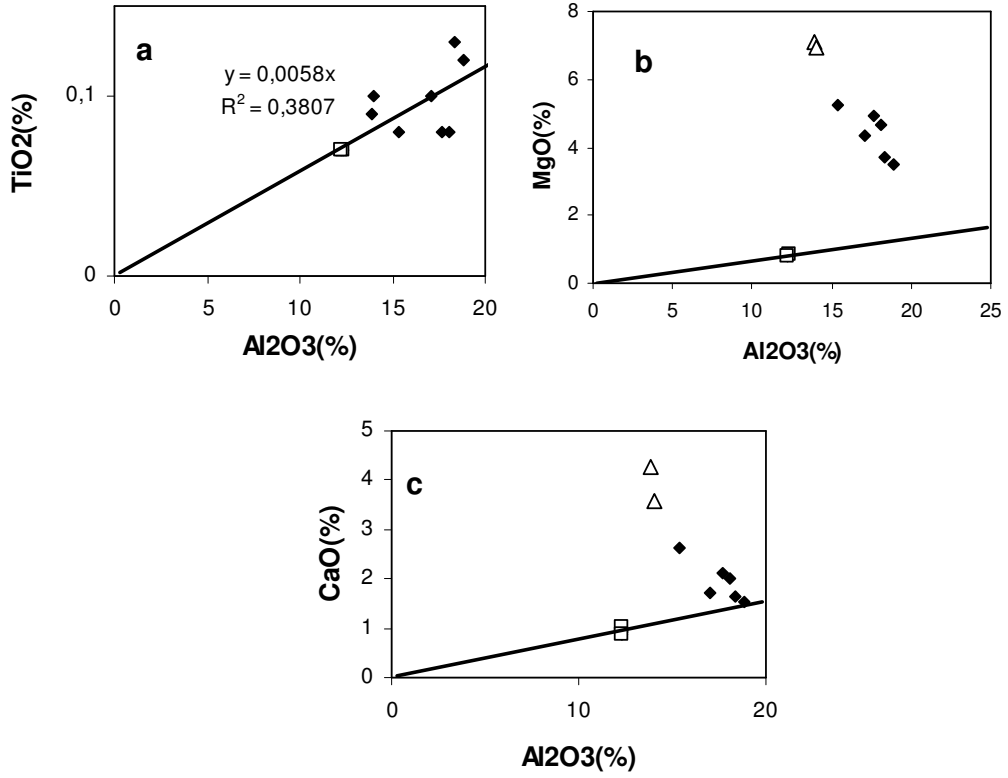
edilerek zenginleşir. Al'daki artış ise muhtemelen erimeyen kalıntı malzemedeki zenginleşme şeklindedir [27].

İmmobil olan iki element birbiri ile ikili diyagrama yerleştirildiğinde regresyon çizgisi orijinden geçen bir doğru olacaktır. İnceleme konusu bentonitler Al-Ti ikili diyagramında incelendiğinde orijinden geçen lineer doğru bu iki elementin alterasyon süresince immobil davrandığını göstermektedir (Şekil 5.1-a).

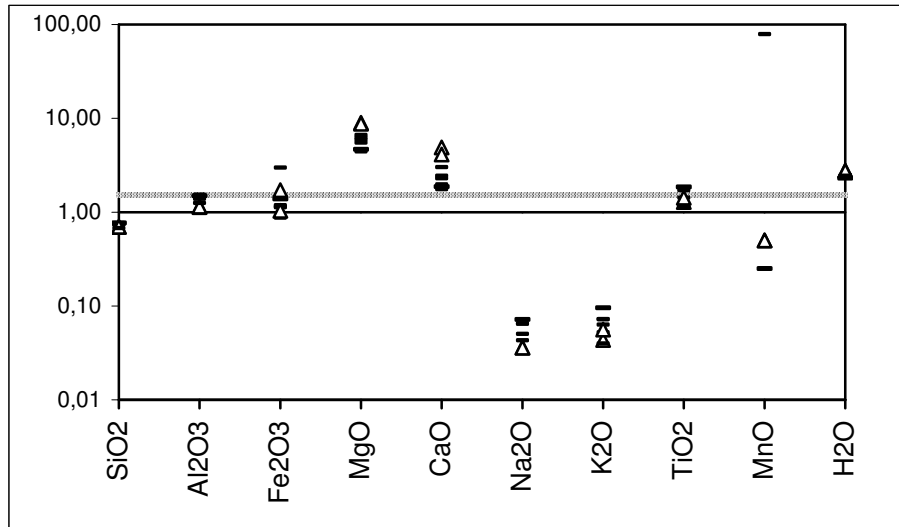
Bir element, immobil olan diğer bir elementle ikili diyagrama yerleştirildiğinde orijinle taze kayacı birleştiren doğrunun üzerindeki değerler o elementin zenginleştiğini, doğrunun altındaki değerler fakirleştiğini göstermektedir. Buna göre Ca ve Mg alterasyon süresince, Al'a göre zenginleşme göstermektedir (Şekil 5.1-b, c). Bu zenginleşmelerin alterasyon sırasında bozılmayan kalıntı malzemedan kaynaklanan yerinde zenginleşmeden ziyade dış kaynaklı olduğuna işaret etmektedir [28].

Bentonitlerin ana element içeriğindeki değişimler taze tuf numunesi (T10) ile normalize edilerek yapılan diyagramla belirlenmiştir (Şekil 5.2). Normalize diyagramda 1'in üzerindeki değerler zenginleşmeyi göstermektedir. Buna göre; bentonitlere ait Al, Ti, Mg, Ca, Fe ve H₂O değerleri ilgili diyagramda incelendiğinde bunların alterasyon boyunca zenginleşme gösterdikleri belirlenmiştir. Si, Na, K ise fakirleşmiştir. İmmobil element olan Al 1-1.54 kat zenginleşmiştir, bu değer üzerinde artış gösteren elementler adsorbe edilerek, değişebilir iyon olarak veya ikincil fazlarla çökme ile zenginleşme gösterebilir [27].

İnceleme konusu bentonitleri alterasyon süresince Al ve Ti yönünden erimeyen kalıntı malzemedeki zenginleşme göstermiştir. Mg'un gösterdiği 5-10 kata varan artış Mg'un dış kaynaklı olabileceğini göstermektedir. Ca ise montmorillonit katmanları arasında değişebilir katyon olarak zenginleşme gösterirken, Fe'de ise hafif bir artış gözlenmektedir. Bu durum ortama az miktarda Fe⁺² getirmiş olduğunu



Şekil 5.1 Bentonitleşme süresince ana elementlerin Al' a göre değişimleri. (içi boş kareler tüfleri (ana kaya), içi dolu kareler saf bentonitleri, üçgenler dolomitli bentonitleri belirtmektedir)



Şekil 5.2 Taze tüfe göre normalize edilmiş bentonitlerin ana element değişim diyagramı (çizgiler saf bentonitler, üçgenler dolomitli bentonitlerdir).

gösterir. Çünkü Fe^{+3} az-orta alkali ortamlarda stabildir. Fe^{+3} montmorillonitin yapısına katılmıştır. Fe^{2+} ise indirgen ortamda pirit minerali (SEM’de tespit edilmiştir) ile kullanılmış ve kalan az miktardaki Fe^{2+} montmorillonitin yapısına girmiştir.

Si çok belirgin bir azalma gösterirken, Opal-CT gibi ikincil silika oluşumları ise bentonit içerisinde çökelmemiştir. Açık sistemde uzaklaşan çözünmüş silika eriyiği amorf silis şeklinde damarlarda çökelmiştir. Na ve K daki azalmalar yine bu katyonların bentonitleşme süresince açık sistemde ortamdan uzaklaşması ve kalan Na ve K’un Ca ile birlikte değişebilir katyon olarak yapıya katılması şeklinde yorumlanabilir.

5.2 İz Elementler

İnceleme konusu bentonitler iz elementler açısından yorumlandığında; saf bentonitlerin iz elementlerce dolomitli bentonitlere göre daha fazla zenginleştiği belirlenmiştir. Bunun yanında dolomitli bentonitlerde Y belirgin bir kayba uğramıştır. Bu da bentonitlerin kökenini tayin etmede kullanılacak Zr/TiO₂-Nb/Y diyagramında Nb/Y değerini arttıracaktır. Bu yüzden dolomitli bentonitler bu diyagramda gösterilmeyecektir.

Elementlerin alterasyon sürecinde gösterdiği değişimler iyonların birbirinin yerini almasıyla ilişkilidir. Yerdeğiştirme kuralları;

- 1) Bir elementin diğer bir elementin yerini alabilmesi için yarıçapları arasındaki fark en fazla % 15 olmalıdır.
- 2) İyon yüklerinde en fazla bir birim fark olan iyonlar yarıçapları benzer olmak koşulu ile birbirlerinin yerini alabilir.
- 3) Aynı kristal yapıyı paylaşan iki iyondan güçlü bağ kurabileni ya küçük yarıçapa sahiptir ya da büyük iyon yüküne sahiptir [29].

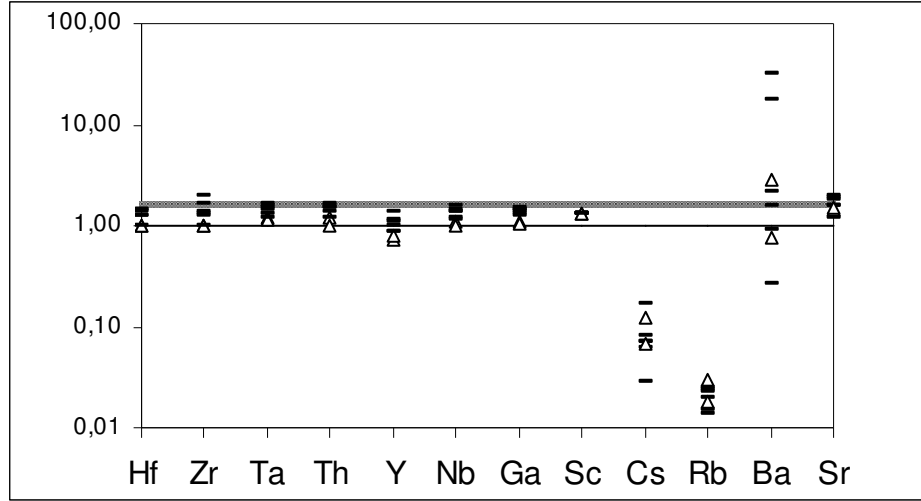
Çizelge 5.2 Bentonit ve tüflere ait iz element içerikleri (ppm).
(*B: sarımsı bentonit, SB: siyah bentonit, DB: dolomitli bentonit, FB: fay bentoniti, T: tüf (ana kaya)*).

Numune	B-1	B-2	SB-3	B-4	SB-5	DB-6	DB-7	FB-8	T-9	T-10
İmmobil elementler										
Hf	5.7	6.6	6.6	5.7	6.1	4.4	4.5	4.5	4.0	4.5
Zr	131.7	161.0	188.5	118.2	128.9	95.4	95.6	98.0	91.8	96.0
Ta	2.6	2.7	2.4	2.8	3.0	2.2	2.1	2.2	1.8	1.8
Th	44.5	52.8	47.8	50.0	48.8	38.0	31.7	38.0	32.9	32.0
Y	35.7	31.2	32.8	41.4	26.1	22.3	23.9	26.8	31.4	30.5
Nb	24.2	24.8	21.6	25.1	27.7	19.4	18.0	20.0	17.4	17.7
Ga	19.2	21.3	21.5	20.8	21.9	16.2	15.5	18.6	14.6	14.8
Sc	4	4	4	4	4	4	4	4	3	3
Mobil elementler										
Cs	4.4	5.6	6.4	2.3	5.0	5.5	10.0	13.8	45.0	80.1
Rb	9.6	12.6	15.4	8.9	14.8	11.6	19.1	16.2	378.8	641.2
Ba	61.4	487.3	206.3	4041.1	353.2	652.2	177.5	7207.1	195.2	28.3
Sr	132.7	134.8	155.9	149.7	101.1	122.6	123.6	162.4	91.1	83.7

Alterasyon süresince iyonların immobil ve mobil karakterleri bu veriler ile yorumlanmıştır. Bentonit ve tüflere ait iz element içerikleri Çizelge 5.2'de gösterilmiştir.

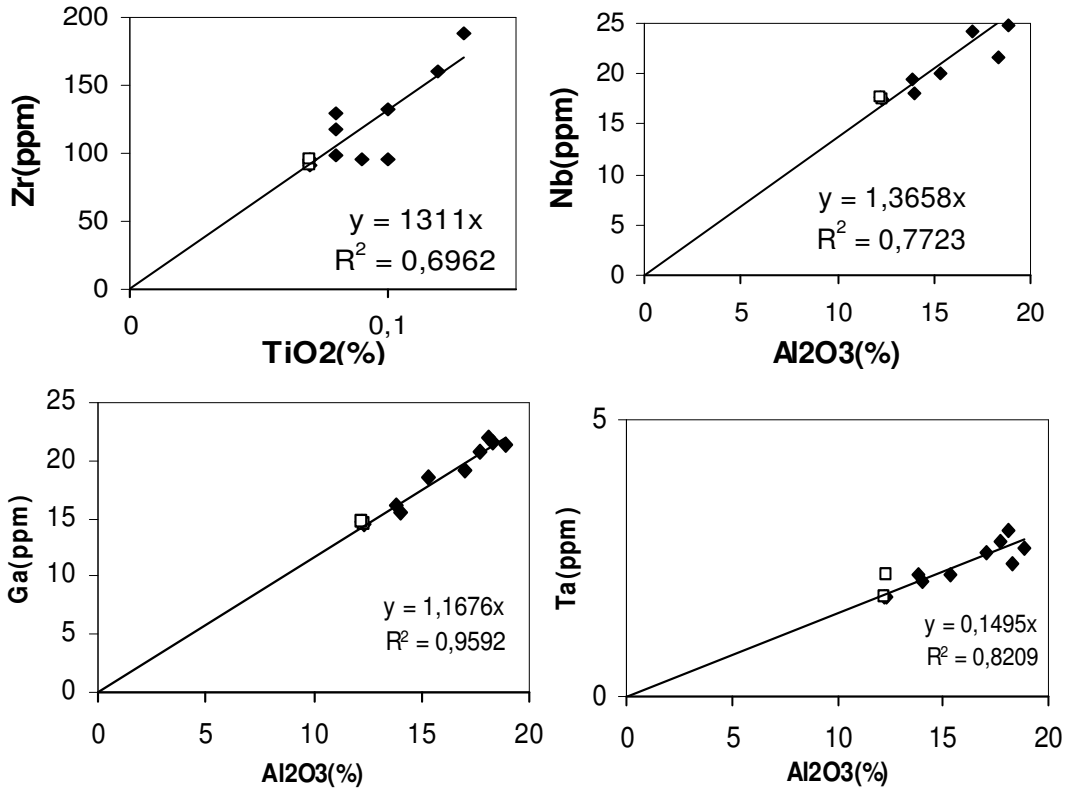
Volkanik kayalarda bulunan Ti, Zr, Y, Nb, Ce, Ga, Sc gibi elementler diyajenez ve metamorfizma gibi ikincil alterasyon koşullarında duraylılıklarını korurlar ve immobil davranış gösterirler [30]. İmmobil olan bu elementler ana kayacın türünü belirlemek amacıyla yapılan diskriminasyon diyagramları açısından önem taşımaktadır.

Bigadiç bentonitlerinde immobil element olan Al 1-1.54 kat arasındaki değerlerde zenginleşme göstermiştir. İz elementler normalize diyagramda incelendiğinde, bu değerler arasında kalan elementler immobildir. Bigadiç bentonit oluşumlarında Hf, Zr, Ta, Th, Y, Nb, Ga ve Sc alterasyon süresince immobil davranış göstererek erimeyen kalıntı malzemeden zenginleşmişlerdir (Şekil 5.3). Elde edilen sonuçlar riyolitik tüften bentonitleşme ile ilişkili olarak yapılan dünyanın değişik bölgelerindeki çalışmalarla benzerlik göstermektedir [26, 27, 31].



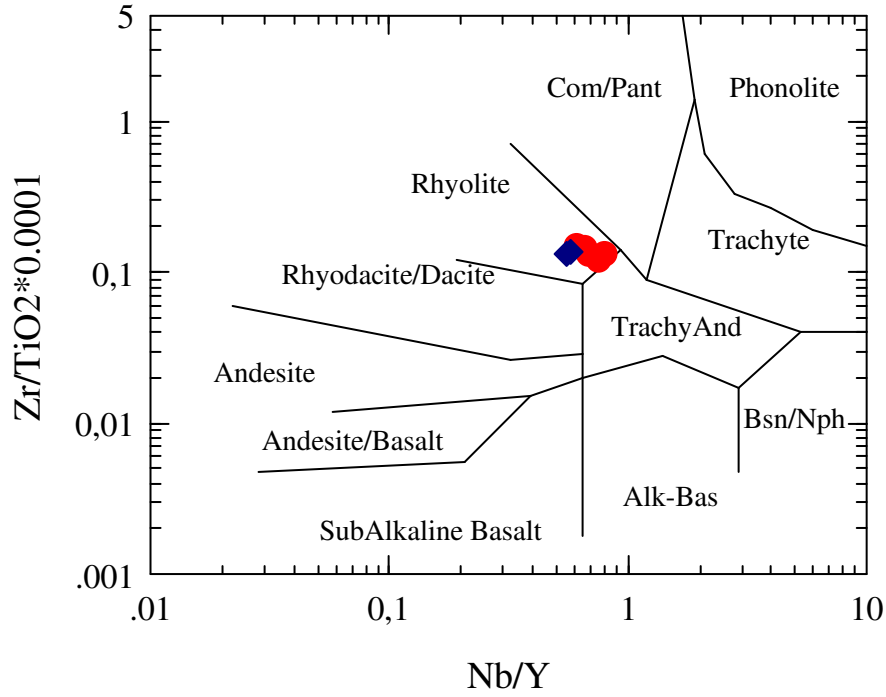
Şekil 5.3: Taze tüfe göre normalize edilmiş bentonitlerin iz element değişim diyagramı.

(siyah çizgiler saf bentonitleri, üçgenler dolomitli bentonitleri göstermektedir)



Şekil 5.4 Zr-Ti, Nb-Al, Ga-Al, Ta-Al ikili diyagramları.

(İçi boş kareler taze tüfleri, içi dolu kareler ise bentonitleri belirtmektedir)



Şekil 5.5 Tüf ve bentonitlerin $Zr/TiO_2-Nb/Y$ diyagramına göre adlandırılması [30].

(Siyah renkli alan taze tüfleri, kırmızı alan ise saf bentonitleri göstermektedir)

Zr, Ga, Nb ve Ta elementlerinin, yapılan Zr-Ti, Ga-Al, Nb-Al ve Ta-Al ikili diyagramları ile elde edilen orijinden geçen lineer doğrular ile immobil oldukları belirlenmiştir (Şekil 5.4). Cs ve Rb alkalilerle birlikte hareket ederek uzaklaşmıştır. Ga benzer iyon yarıçapına sahip Al'ı takip ederek yerinde zenginleşmiştir. Sr' deki artış ise Ca ile birlikte hareket ettiğini göstermektedir. Ba' daki belirgin zenginleşme ise bentonitleşme açısından olağan bir durum değildir ve gözeneklerde barit minerallerinin ($BaSO_4$) varlığı ile açıklanabilir.

Bentonitlerin ana kayacını belirlemede kullanılan Zr/TiO_2 ve Nb/Y oranları alkalinite belirleyen parametrelerdir [30]. Tüfler ve saf bentonitler için bu parametreler kullanılarak yapılan diyagramda ana kayanın riyolit karakterinde olduğu belirlenmiştir (Şekil 5.5).

5.3 Nadir Toprak Elementleri (REE)

Bentonit ve tüflere ait REE içerikleri Çizelge 5.3’de gösterilmiştir. Saf bentonitlerde HREE (Ağır Nadir Toprak Elementleri) ve LREE (Hafif Nadir Toprak Elementleri) alterasyon boyunca zenginleşme göstermektedir. Ana kayaç numunesine (T10) göre normalize edilmiş diyagramda HREE’nin yerinde zenginleşme gösterdiği belirlenmiştir (Şekil 5.6). LREE’deki zenginleşme ise alterasyon süresince HREE’nin daha stabil olduğunu göstermiştir [31]. Dolomitli bentonitler REE (HREE ve LREE) bakımından fark edilebilir bir azalma göstermektedir. Kondritler ile normalize edilmiş diyagramda da REE’deki zenginleşme görülmektedir (Şekil 5.7). Dolomitli bentonitler tüf numunesine göre REE’ce fakirleşme gösterirken, saf bentonitler zenginleşmiştir.

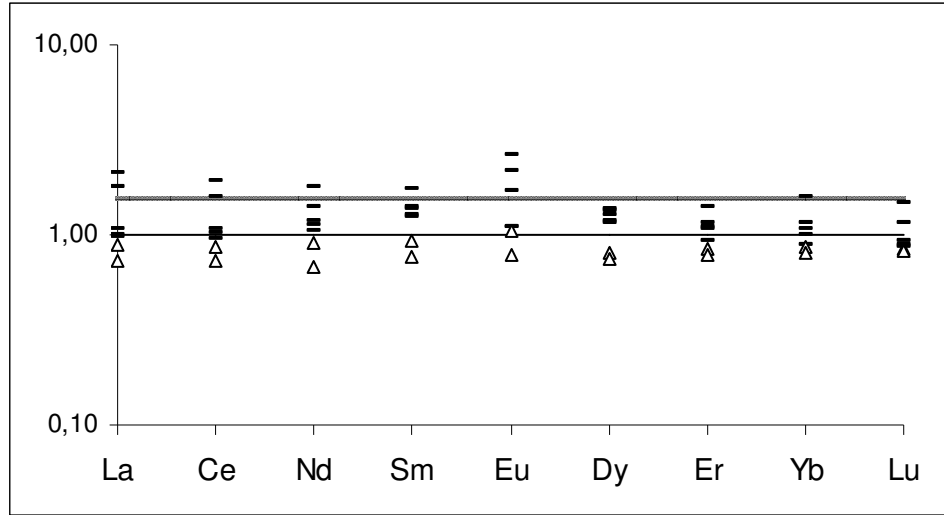
Bentonitler içerisinde REE zenginleşmesi monazit ve apatit gibi iz elementlerce zengin minerallerin varlığı ile açıklanmaktadır [26]. Bigadiç bentonit oluşumlarında bu minerallere rastlanmaması REE’deki zenginleşmelerin volkanik camda gerçekleştiğini göstermektedir.

Y iz elementi ile REE arasındaki ilişki: Y’un benzer iyon çaplarına sahip HREE’ yi yansıttığı şeklindedir [32]. Y’un dolomitli bentonitlerdeki azalışı aynı şekilde HREE’inde azalışını beraberinde getirmiştir. REE’nin dolomitli bentonitlerdeki belirgin azalışı bentonitteki kalsit mineralindeki Ca’un Mg ile replasmanı sonucu gerçekleşmiştir. REE’ nin 3 değerlikli iyon yarıçapları (1.17-1.0 Å) Ca²⁺ ile uyuşmaktadır ancak Mg²⁺ (0.86 Å) iyon yarıçapıyla uyuşmamaktadır. Bu durumda dolomitleşme süresince ortaya çıkan Mg/Ca değerindeki artış REE’nin uzaklaşmasına neden olacaktır. Alterasyon boyunca saf bentonitler REE bakımından zenginleşirken dolomitli bentonitler REE bakımından fakirleşmiştir. Dolomitleşme ile birlikte REE’ nin uzaklaşması yapılan çalışmalarla desteklenmiştir [33].

Çizelge 5.3 Bentonit ve tüflere ait REE içerikleri (ppm).

(B: sarımsı bentonit, SB: siyah bentonit, DB: dolomitli bentonit, FB: fay bentoniti, T: tüf (ana kaya)).

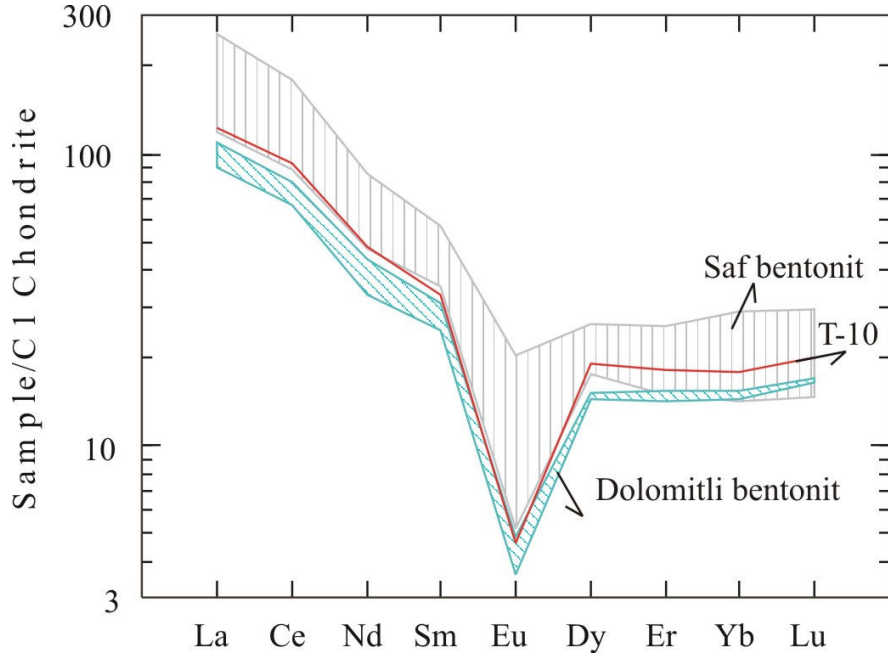
No	B-1	B-2	SB-3	B-4	SB-5	DB-6	DB-7	FB-8	T-9	T-10
La	30.8	61.1	52.2	28.0	28.7	25.9	21.3	37.3	27.4	28.9
Ce	60.3	110.3	90.6	53.8	58.3	49.2	41.0	88.0	50.6	56.7
Nd	26.8	40.0	31.9	23.9	25.8	20.3	15.3	22.0	20.4	22.6
Sm	6.3	8.7	7.0	6.2	6.9	4.7	3.8	5.4	4.7	5.0
Eu	0.30	0.58	0.46	0.72	0.30	0.28	0.21	1.18	0.24	0.27
Dy	5.67	6.52	6.19	6.64	5.57	3.86	3.65	4.44	3.81	4.83
Er	3.43	3.26	3.18	4.23	2.80	2.53	2.36	2.46	2.40	2.99
Yb	3.55	3.32	2.72	4.86	3.03	2.63	2.47	2.41	2.57	3.05
Lu	0.59	0.47	0.44	0.75	0.45	0.43	0.42	0.37	0.42	0.51



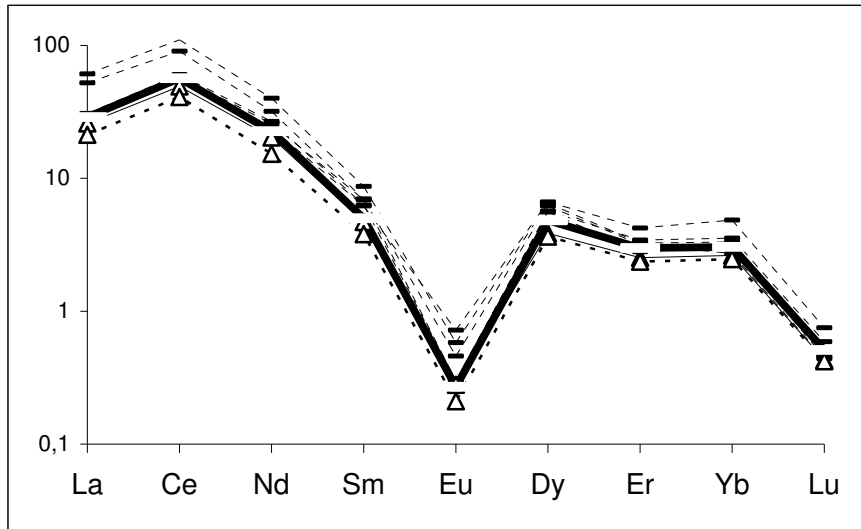
Şekil 5.6 Taze tüfe göre normalize edilmiş bentonitlerin REE değişim diyagramı.

(Yatay çizgiler saf bentonitleri, kareler dolomitli bentonitleri belirtmektedir)

Nadir toprak elementlerinin taze tüf ve bentonitlerdeki değerine bakıldığında belirgin negatif Eu anomalisi üst kıtasal kabuk karakterini işaret etmektedir (Şekil 5.8). Eu^{+2} benzer iyonik çapı ve yükü nedeni ile plajiyoklaslardaki Ca^{+2} ile zenginleşebilmektedir [32]. Üst kıtasal kabuktaki plajiyoklas ayrımlaşması ile Eu negatif anomali vermektedir.



Şekil 5.7 Kondritlere göre normalize edilmiş tüf, saf bentonit ve dolomitli bentonitlerin REE değişim diyagramı.



Şekil 5.8 Negatif Eu anomalisini gösteren grafik.
(Kesiksiz çizgi taze tüf, kesikli çizgiler bentonitleri belirtmektedir)

6. KİLLER

6.1 Killerin Jeolojisi

Bu bölüm killerin jeolojisiyle ilgili: killerin oluşumunu sağlayan jeolojik süreçleri, killerin taşınması ve killerin bozuşmasını değişik jeolojik ortamlarda irdelemektedir. Killer jeolojik tarihleri ile ilişkili olarak belirli bir zaman aralığında oluşurlar. Jeolojik süreçte killerin oluşumu sınırlı koşullar altında gerçekleşir [zaman ve sıcaklık (temel olarak derinlik)]. Killer genellikle yeryüzüne yakın bölgelerde bulunur. Büyük bir bölümünün kökeni, ayrışma çevrelerinden (kayaç- atmosfer ara yüzeyi) gelmektedir. Bazı killer, su-sediment ara yüzeyinde (deniz veya göl tabanlarında) oluşur. Killerin çok az sayıdaki bir kısmı ise kayaçlarla eriyiklerin etkileşimi sonucu oluşur. Bu oluşumlar hem sedimanter istiflerde hem de mağmatik soğumanın geç evrelerinde gerçekleşebilir (hidrotermal alterasyon). Son oluşumun yayılımı çok sınırlı olmasına rağmen insanlık yararına hizmet ettiği için önemi büyüktür. Hidrotermal alterasyon altın, tungsten ve uranyum gibi ağır elementlerin birlikteliklerine imkan sağlar. Kayaçların hidrotermal alterasyona bağlı olarak bozuşması, değerli metallerin bulunması yanında ekonomik değere sahip saf killerin oluşmasını da sağlar.

6.2 Killerin Oluşumu

Killerin çoğu, eriyiklerle kayaçların etkileşimi sonucu oluşur. Kil minerallerinin oluşması ve taşınmasına sebep olan mekanizmalar çözünme ve rekristalizasyondur. Killer susuz ortamlarda stabil değildir. Etkileşime giren su ile kayacın birbirlerine oranı, kimyasal reaksiyonun tipini ve oluşan kil minerallerinin türünü belirler. Eğer ortamda su oranı fazla ise, kayaçtaki katılar stabil değildir. Bunların çoğu çözünür. Çözünmenin çoğu su kayaç etkileşiminin ilk evresinde görülmektedir. Suyun yenilenmesi (yağmur ve akışkan sirkülasyonu) ne kadar fazla

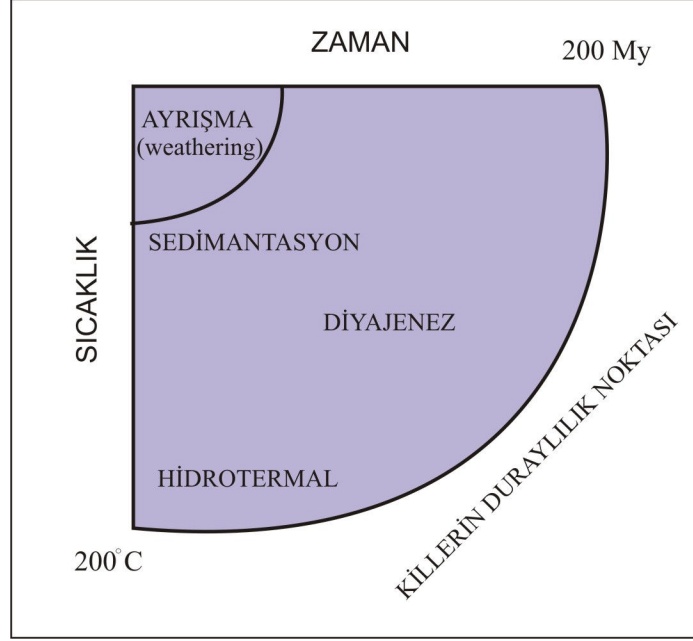
olursa, bozunma da o kadar fazla gerçekleşecektir. Su/kayaç oranı 1 değerine yaklaştığında, reaksiyonda çözeltiler baskın duruma geçer. Bazı elementler eriyik içerisinde hareket ederken, diğerleri altere olmuş kayacın iskeletini oluşturan katı kısımda kalır. Yeni oluşan bu katı kısım kil mineralleridir. Eriyiklerle etkileşime giren ilksel kayaçtan daha farklı, özel bir fiziksel yapıları vardır. Hidratasyondan dolayı yeni oluşan minerallerin hacimleri orijinal minerale göre daha büyüktür. Alterasyonun çözülmüş kayaç materyalini içermesi, ilksel kayaçtan daha düşük yoğunluğa sahip kil minerallerinin oluşumunu sonuçlar. Su-kayaç etkileşimi sürecinde killerde boşluklar meydana gelir. Oluşan boşluk miktarı etkileşime giren su/kayaç oranına bağlıdır.

6.3 Killer Nerelerde Oluşur?

Kil minerallerinin oluştuğu ortamlar yer yüzeyi ve yer yüzeyine yakın bölgelerdir. Killer sınırlı sıcaklık ve zaman aralıklarında oluşmuştur (Şekil 6.1) [34]. Sıcaklığın 50 °C'den 80 °C'ye yükselmesi bile killerin stabilitesini etkileyebilir. Kil mineralleri mika, feldispat gibi farklı minerallere dönüşmekle birlikte başka kil minerallerine de dönüşebilir.

Uzun zaman periyotları killerin mineralojisinde bazı değişikliklere neden olur. Kısa süreli periyotlarda (gün, yıl), killerin oluşumu için gereken sıcaklığın yüzlerce santigrad dereceye kadar yükselmesi gerekir.

Killerin değişim miktarı sıcaklığa bağlıdır. Sıcaklık ne kadar fazla olursa değişim o kadar hızlı olur. Bu kimyasal reaksiyonlar için genel bir kanundur. Bununla birlikte killere etki eden sıcaklık değişim oranı da çok değişkendir. Bir kayaca mağmanın sokulumu veya yeryüzüne püsküren lavlar gibi jeolojik olaylar

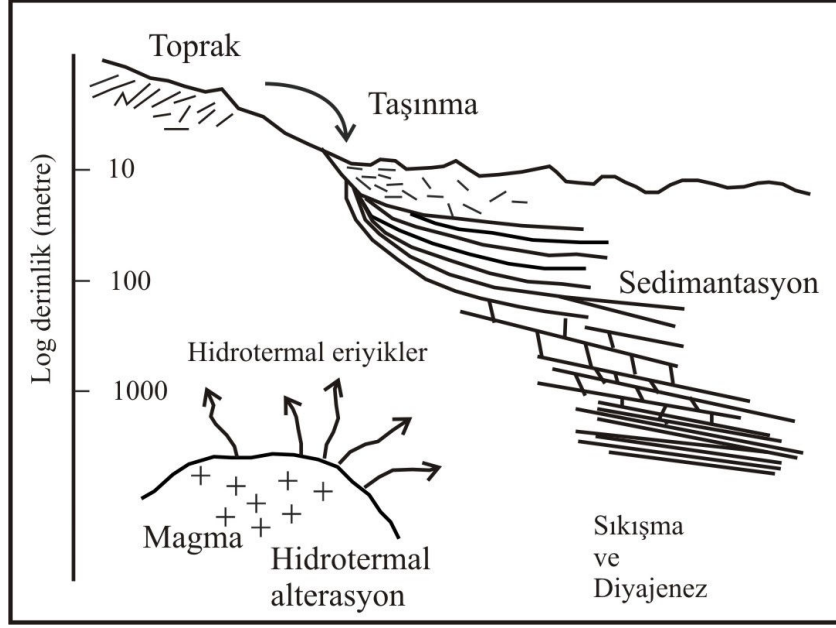


Şekil 6.1 Sıcaklık ve zamana bağlı olarak killerin oluşum mekanizması [34].

hızlı ısınmayı sağlar. Sıcaklıktaki bu hızlı artış (yüzlerce °C) günlerce veya yıllarca sürebilir. Bu kısa süreli bir jeolojik olaydır. Tektonik aktiviteler sonucu oluşan çatlaklara olasılıkla magmatik aktivitelerle beraber gelen sıcak hidrotermal akışkanlar sokulur. Bu akışkanlar kayacı yöresel olarak yaklaşık aynı oranlarda ısıtır. Fakat bu etki daha düşük sıcaklıkta gerçekleşir.

Killerce zengin sedimanter kayalardan meydana gelmiş serilerin oluşması milyon yıl veya yüzlerce milyon yılda meydana gelir. Araştırmacılar yaşlı ve sığ havzalarda (200 my, 2 km derinlik, 80 °C) oluşan killerin daha genç ve derin havzalarda (2My, 5 km derinlik, 180°C) oluşan killerden daha fazla dönüşüme uğradığını belirlemişlerdir [34]. Buda bize zaman parametresinin bazı durumlarda killerin duraylılığı ve taşınmasında sıcaklık kadar önemli olduğunu gösterir.

Gerçekte killerin çoğu yeryüzüne yakın yerlerde oluşmuştur. Killerin göçü oluşumlarından kısa bir süre sonra nehirlerle taşınarak okyanusal bölgeler gibi geniş



Şekil 6.2 Jeolojik ortamlarda kil döngüsü [34]

havzalara ulaşınca kadar devam eder. Hidrotermal alterasyon yeryüzünde veya yeryüzüne yakın bölgelerde erozyonun derinlerde oluşmuş materyali yüzeye getirmesiyle belirir (Şekil 6.2) [34].

6.4 Killerin Oluşum Kimyası

Killerin kökeni kayalarla suyun etkileşiminden kaynaklanmaktadır. Bu yaklaşım killerin su içermesinin yanında çoğu kayadaki minerallerden daha fazla su içerdiğini gösterir. Oluşum basit bir reaksiyonla başlar.

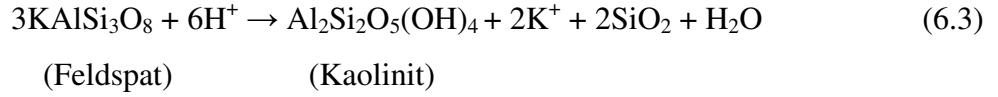


Bunun yanında oluşum mekanizması daha karışıktır. Mekanizma silikat minerallerinin su tarafından hidrate edildiği ve hidrojen değişiminin gerçekleştiğini yansıtır. Çoğu kil minerali (OH) molekülü içerir. K^+ iyonu ile su içerisinde bulunan H^+ iyonunun tek farkı, hidrojen iyonunun daha düşük sıcaklıklarda mineral

yapısından uzaklaşmasıdır. Gerçekte yeteri kadar yüksek bir sıcaklığa erişildiğinde (400°C-600°C) K⁺ iyonu katı fazı terk etmeyip başka minerallerin yapısına katılır. H⁺ iyonu ise sistemi terk ederek gaz oluşturma (oksijenle birleşip su oluşturur) eğilimi gösterir. Killerin stabilitesi çok basit bir şekilde ifade edilebilir.

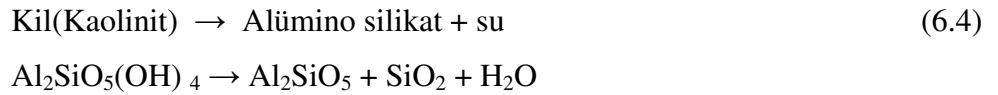


Bu mekanizma killerin oluşumunun tam tersi şekilde gerçekleşir. Hidrasyon mekanizmasının kimyası katyonların hidrojen iyonlarıyla değişimidir.



Çoğu kil oluşum reaksiyonu, ilksel mineral türleri ve sudan birçok faz oluşturabilir. Reaksiyon killeri ve diğer mineralleri üretebilir. Silis hidrasyon reaksiyonunun genel bir ürünüdür. Sıvı eriyiğe geçebilir ya da kuvars veya amorf silika gibi katı fazları oluşturabilir.

Killerin oluşum mekanizmasının tersi olan dehidrasyon mekanizması şu şekilde yazılabilir.



Su dehidrasyon ürünü olarak ortaya çıkar fakat solüsyona iyon geçişi olmaz. Killerin kökeni suludur ve ayrışmaları halinde su açığa çıkar [34].

6.5 Kil Minerallerinin Oluşum Kökeni

6.5.1 Hidrotermal Alterasyon ile Kil Minerallerinin Oluşumu

Hidrotermal etkilerle killerin oluşumu, yerkabuğunda dolaşan sıcak suların kayaçları altere etmesi sonucudur. Yeni oluşan kayaçlardaki mineral bileşimi, ilksel

kayaca göre hidrotermal ortamın basınç, sıcaklık ve akışkan bileşiminde daha duraylıdır. Soğuyan bu akışkanların kayaç kütlesi çevresindeki hareketi, sıcak suların kayaçlar ile etkileşimini sağlar. Bu zaman aralığında düzenli zonlanmalar gösteren kil mineralleri oluşur.

6.5.2 Hidrotermal Alterasyon

Hidrotermal solüsyonlar yerkabuğunda bulunan her tip sıcak suyu kapsamaktadır. Bu sıcaklık çevre ısısından 5 °C veya daha fazla olabilir [35]. Hidrotermal alterasyon bu sıcak sularla kayaçların etkileşimi sonucu gerçekleşir.

Yapılan daha kapsamlı tanıma göre ise hidrotermal alterasyon, bir alanda bölgesel jeotermal gradyandan daha yüksek sıcaklığa sahip olan solüsyonların çevre kayaçlarla etkileşime girmesi sonucu oluşan kayaç alterasyonudur [36]. Uzun jeolojik periyotlar süresince ana kayaca yerleşip yerinde ısınmış sular hidrotermal akışkanlar olarak düşünülemez. Bu şekildeki sıcak suların ana kayaçta yarattığı alterasyon diyajenez veya metamorfizma olarak adlandırılabilir.

Killerin oluşumunu sağlayan genellikle 3 tip kayaç alterasyonu ayırtlanır [34].

- 1) Ayrışma (Weathering)
- 2) Diyajenez
- 3) Hidrotermal alterasyon

Bu sınıflandırma kayaç alterasyonunda etkili olan faktörler göz önüne alınarak yapılmıştır. Ayrışmayı (Weathering) kontrol eden en önemli faktör solüsyonun bileşimidir. Yer yüzeyinde alterasyon belirli sıcaklık-basınç koşulları altında oluşur. Gömülme diyajenezi, sediment solüsyon birlikteliği ve solüsyonun hareketine bağlı olarak kapalı bir sistem olarak düşünülür. Kayaç alterasyonu hem katının hemde eriyiğin sıcaklık ve basıncının artmasıyla meydana gelir. Hidrotermal

alterasyonda ise solüsyonun bileşimi, sıcaklık ve basınç faktörlerinin üçü de devrededir.

Hidrotermal sistemler çok değişken jeolojik ortamlarda ve kayaç tiplerinde gelişebilir. Belirli bir alanda ısı kaynağının bulunması ve çatlak sisteminin gelişmesi yeterlidir. Isı kaynağı derinlere doğru hareket eden suya gerekli olan termal enerjinin bir kısmını sağlar. Isınan suyun yoğunluğu azalır ve çatlaklar boyunca yükselmeye başlar. Dolaşan bu su meteorik suları ve deniz sularını içermektedir. Bazı durumlarda magmatik ısı kaynağından gelen akışkanlar dolaşan sıcak suya büyük ölçüde katkıda bulunur.

Aktif jeotermal sistemler iki gruba ayrılmıştır [37].

- a) Konvektif Sistemler
- b) Depo Sistemler

Depo sistemlerdeki sıcak akışkanlar derinlerde depolanmış, yerinde ısınmış formasyon suyundan kaynaklanmaktadır. Yukarıdaki tanıma göre bu su hidrotermal solüsyon tanımına uymamaktadır. Eğer depo sistemlerdeki sıcak su belirli bir tektonik aktiviteyle, fay veya çatlak sistemleriyle yükselip yeryüzüne ulaşıyorsa, bu sular hidrotermal çözelti adını alır.

Konvektif sistemlerdeki sıcak su genellikle derinlere inen meteorik sudur. Bu su ısınma sonucunda yükselir. Az miktarda da olsa magmatik akışkanlar gibi diğer suların da konvektif sistemlere katkısı vardır.

Çoğu hidrotermal solüsyon, magmatik akışkanlarla meteorik suların değişik oranlarda karışımıdır. Bu karışım sonucunda oluşan solüsyonda, yükselen magmatik solüsyonların ilksel kimyası değişmiştir. Örnek olarak magmatik solüsyonlardaki SO_2 , H_2O ve SO_4^{2-} oluşturmak üzere ayrılır.



Bu reaksiyon hidrotermal çözeltilere asidik özellik kazandırır.

Yükselen magmatik akışkanlar kaynama noktası eğrisine ulaştığı anda kaynamaya başlar ve uçucu bileşikler gaz ve sıvı fazlarda ayrılır. Uçucular genellikle gaz fazında yoğunlaşma eğilimlidir. Yeraltında gerçekleşen bu kaynama ile oluşan gaz çıkışı hidrotermal sistemlerin pH değerini yükselten bir mekanizmadır. Örnek olarak, akışkanlarda çözülmüş karbonatın kaynamayla ayrışması gösterilebilir.



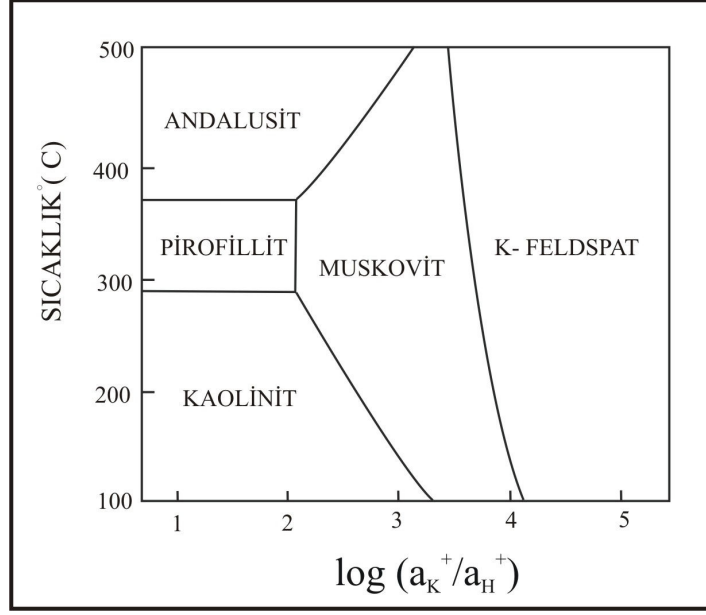
CO₂' nin gaz fazda konsantre olması ile solüsyonun pH değeri artar. Bundan ayrı olarak hidrotermal sistemlerdeki pH değerindeki değişimler farklı yollarla gerçekleşmektedir.

6.6 Alterasyon Minerallerinin Oluşumu ve Zonlanması

Hidrotermal alterasyon önceden oluşmuş kayaç yapıcı minerallerin eriyiklerin etkisi ile termal ve /veya kimyasal değişimini ifade eder. Bunun sonucu olarak, yeni oluşan mineraller kil mineralleridir. Yeni oluşan mineral topluluğunun hidrotermal alterasyon ortamında stabil kalması için sadece termal stabilite koşullarının uygun olması değil aynı zamanda minerallerin birlikte bulunduğu eriyik ile bileşiminin de uygun olması gerekir.

Hidrotermal minerallerin stabiliteleri iki değişkene bağlıdır [34].

1. Sıcaklık
2. Akışkandaki iyon türlerinin aktivite oranları



Şekil 6.3 Hidrotermal silikat minerallerinin stabilite ilişkileri [38].

Hidrotermal alterasyonun sabit basınç koşulları altında oluştuğu düşünülerek hidrotermal mineral dengesi ısı-aktivite diagramında gösterilmiştir (Şekil 6.3). Bu mineraller asit-nötr bileşimli eriyiklerle reaksiyona girerek oluşmuş alterasyon ürünleridir.

Akışkan türlerinin aktivite oranlarına göre, alterasyon şu şekilde gruplanmıştır:

- a) Asit tip alterasyon; eriyikte düşük katyon/ hidrojen oranı
- b) Ortaç tip alterasyon; eriyikte orta dereceli katyon/ hidrojen oranı
- c) Alkali tip alterasyon; eriyikte yüksek katyon/ hidrojen oranı (Şekil 6.4).

Asit tip alterasyon esas olarak Al₂O₃, SiO₂ ve H₂O bileşiklerinden oluşan mineral toplulukları ile tanınır. Diğer bileşikler altere olan kayaktan uzaklaşmıştır. Ortaç ve alkali tip alterasyon ise solüsyondaki alkali ve toprak alkali elementlerin varlığı ile belirlenir. Bu da solüsyonda bulunan katyon türlerinin miktarı ile ilişkili olarak K, Na, Ca ve Ca-Mg serilerine ayrılır.

Asit tip alterasyon		Halloysit Zonu	Kaolinit Zonu			Pirofillit Zonu
Tip Ortaç Alterasyon	$\frac{K}{Serisi}$	Smektit Zonu	Karışık Tabakalı Zon	İllit Zonu	K-Feldspat Zonu	
	$\frac{Ca-Mg}{Serisi}$	Smektit Zonu	Karışık Tabakalı Zon	Klorit-Epidot Zonu	Ept-Akt Zonu	
Alkali Tip Alterasyon	$\frac{Ca}{Serisi}$	Stilbit Zonu	Hölandit Zonu	Lamontit Zonu	Vayrakit Zonu	
	$\frac{Na}{Serisi}$	Na-Mordenit Zonu	Analsim Zonu	Albit Zonu		
SICAKLIK → →						

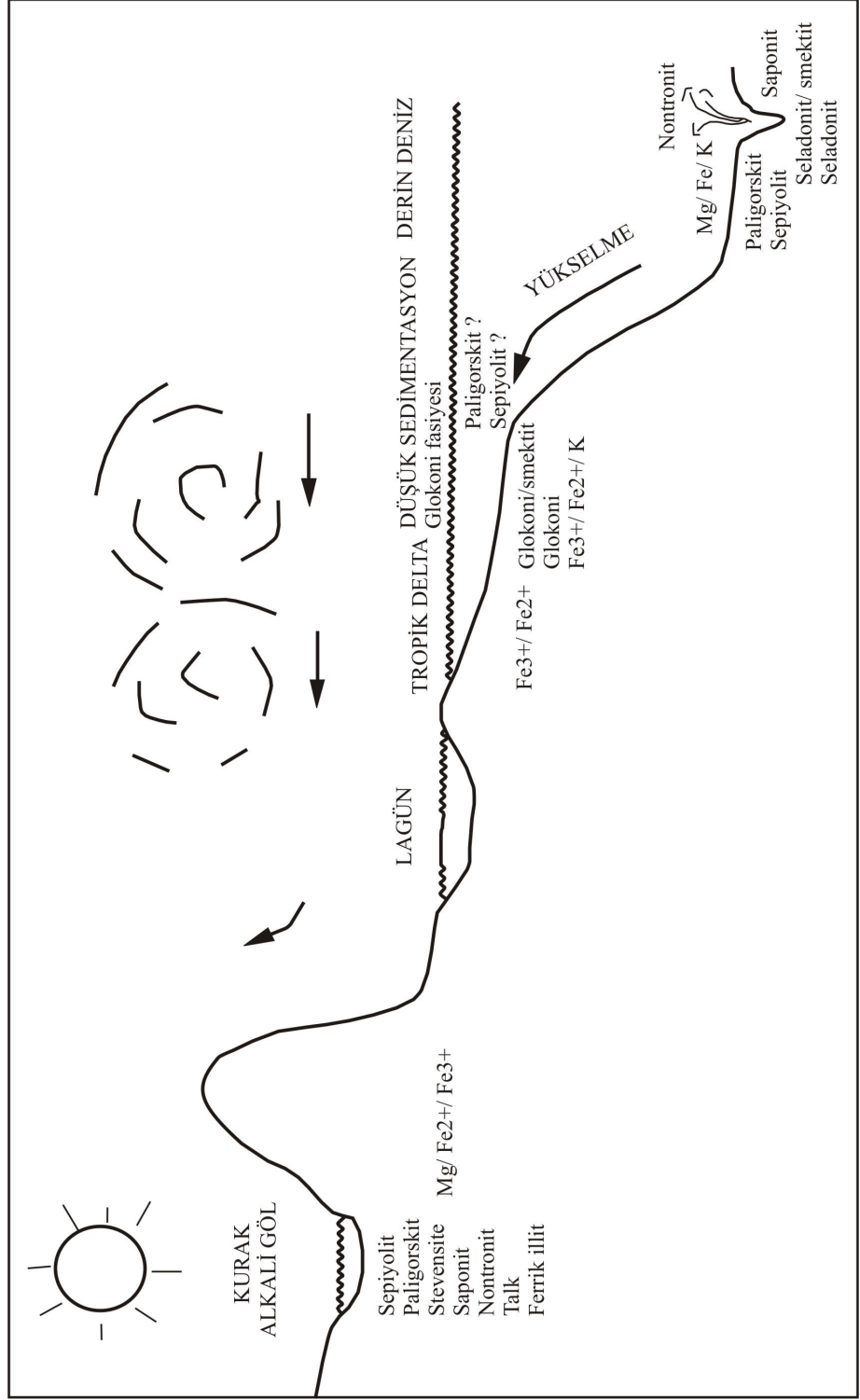
Şekil 6.4 Üç tip hidrotermal alterasyon zonundaki mineral değişimi [36].

6.7 Karasal Ortamda Yerinde (in- situ) Smektit Oluşumları

Bu bölümde karasal sedimanter ortamlarda, depolanma esnasında ve sonrasında suyun jeokimyasına bağlı olarak oluşmuş smektitler yorumlanmaktadır (Şekil 6.5). Bu tür smektitler değişik su kimyasında olan tuzlu ve alkali göllerde yerinde oluşmuştur. Aslında, çoğu tuzlu, alkali göllerde bulunan kil oluşumları detritaldir. Bununla beraber volkanik materyalin yüksek alkali ortamlarda zeolitlerle bulunduğu bilinmektedir.

Alkali karakterli göllerde yerinde oluşmuş smektitler genellikle trioktaedrik smektit mineralleri olan stevensit, hektorit ve saponittir [39].

Çoğunlukla göllerin kenar zonlarında oluşmuş dioktaedrik Al ve Fe'ce zengin smektitler gölün merkezi kesimlerine doğru trioktaedrik Mg'ca zengin smektitlere



Şekil 6.5 Otojenik kökenli kil minerallerinin oluşum ortamları [40].

dönüşürler. Böyle bir durum çevre kayalardan kazanılan detrital ağırlıklı malzemenin basen merkezine doğru yerinde oluşumlara geçişini gösterir. Detrital malzeme ile otijenik malzemenin karışması nedeni ile yerinde oluşumları belirlemede ayrıntılı mineralojik verilere ihtiyaç vardır. Görsel Mg-smektitleri karakterize eden belirli kalınlıklardaki kil yatakları genellikle lifsi yapıda olan sepiyolit ve paligorskit mineralleri ile yakından ilişkilidir. Bu tür oluşumlar deniz gerisindeki lagünel ortamlarda yaygın olarak bulunmaktadır. Mg'un kaynağını ise deniz suyu sağlamaktadır.

Özellikle Permo- Triyas yaşlı bir çok eski kıtasal evaporit havzalarında Mg-klorit oluşumları çok yaygındır. Bir çok araştırmacı bu oluşumları sin- sedimanter olarak yorumlamışlardır. Bu oluşumlara yeni evaporitik ve denizel ortamlarda rastlanılmamıştır. Sonuç olarak Mg- simektit ve diğer Mg' ca zengin minerallerin diyajenetik alterasyonu mevcuttur [41].

6.8 Denizel Kökenli Yerinde (in-situ) Oluşumlar

Denizel ortamlarda yerinde oluşmuş smektitler 3 değişik katagoriye ayrılabilir. Bunlardan ilki volkanik materyalin (volkanik cam) sulu ortamda alterasyonu ile meydana gelen palagonitleşmedir. İkicisi okyanus sularının karışık zonlarında ve okyanus tabanındaki çatlaklarda ilerleyen hidrotermal eriyiklerle ilişkili smektit oluşumlarıdır. Üçüncü oluşum ise hidrotermal ve volkanik kökenle doğrudan ilişkili olmayan denizaltı ayrışması ve direkt çökelmedir. Denizel ortamlarda oluşmuş otojenik simektitlerin tanınması allokton ve otokton olan benzer detrital malzemenin karışımı dolayısıyla çok zordur. Çok net olarak belirlenebilen otojenik kökenli oluşumlar nontronitlerdir. Al- Montmorillonit ve baydellit serileri ise detrital kökene sahip olmaları nedeni ile zor tanınırlar.

Bazaltik volkanik camın palagonitleşmesi hidrasyon mekanizmasına bağlı olarak nontronitik smektitleri oluşturur. Süreç bazalt lavları daha sıcak iken başlamaktadır. Bu erken oluşum yaşına sahip smektitlerin neden trioktaedrik Mg-saponit olduğunu açıklamaktadır. Aynı oluşumlar denizel kabuğun derinliklerindeki

bazalt kayalarının hidrotermal alterasyonunda da belirlenmiştir. Geç evrelerde oluşmuş smektitler dioktaedrik nontronit türlerdir. Sisteme belirli potasyum ilavesi ile karışık tabakalı seladonit/ smektitleri oluşur [40].

Okyanus ortası sırtların altındaki hidrotermal çıkış noktaları yakınlarında otojenik kökenli smektitler belirlenmiştir. Buna en iyi örnekleri Galapagos yayılma merkezi [42] ve Kızıl Deniz verilebilir. Otojenik kil mineralleri tipik olarak gerçek nontronitlerdir ve hidrotermal eriyiklerle okyanus sularının karışımı ile soğuma sonucu direkt çökelir. Belirli bir zaman sonra deniz suyundan ilave edilen K^+ iyonları ile seladonit ve glokonilere dönüşürler. Bu tür oluşumlara ait yaygın kil yatakları damarlara yakın okyanus ortası sırtlardaki çöküntü alanlarında gözlenmiştir. Bu bacalardan dışarı atılan smektitler okyanus dalgaları ile uzak mesafelere taşınmıştır. Mn ve Fe oksitlerinin bu boşalım merkezlerinden yaklaşık 2000 km uzağa taşınması smektitlerin de taşınabileceğini kanıtlar.

6.9 Diyajenez Süresince Kil Minerallerinin Oluşumu

Killerin gömülme süresince vermikülit ve smektit gibi şişebilen killerin belirli minerallere dönüşümü söz konusudur. Detrital killer de diyajenez süresince başka minerallere dönüşürler. Oluşan yeni mineraller kaolinit, illit ve klorittir. Bazik kayalardan türeyen sedimentlerin değişik seviyelerinde klorit veya karışık tabakalı klorit- simektit killeri bulmak mümkündür. Basitleştirilmiş bir reaksiyon aşağıdaki şekilde ifade edilebilir.



Vermikülit, sepiyolit ve paligorskit gibi daha az rastlanan mineraller ise değişik dönüşüm reaksiyonları verirler. Diyajenez süresince oluşan reaksiyonlar havzanın derinliğine, gradyan ısısına ve sedimentlerin yük altında kaldıkları zamanın uzunluğuna bağlıdır. Aynı jeolojik şartların var olduğu durum için iki temel reaksiyon verilebilir.

Dioktaedrik Al- smektit → illit/ smektit minerali → illit (6.8)

Trioktaedrik smektit → smektit/ klorit minerali → klorit (6.9)

Smektit-klorit dönüşüm reaksiyonu, smektit-illit dönüşüm reaksiyonundan yaklaşık 50 °C daha fazla sıcaklık gerektirmektedir [34]. Dönüşümün başlangıç evrelerinde %100 smektit bileşimine sahip mineral reaksiyonun yarılanmasıyla karışık tabakalı % 50 illit ve % 50 smektit bileşimine , reaksiyonun son aşamalarında ise % 10 smektit bileşimine sahip olmaktadır. Reaksiyonun bitiş noktası ise tüm illit-smektit minerallerinin illite dönüşümü ile belirlenir.

Sedimanter kayada gerçekleşen reaksiyonun hangi aşamada olduğunu karışık tabakalı mineraldeki smektit veya illit miktarını belirleyerek anlamak mümkündür. Trioktaedrik smektitlerin klorite dönüşümü içinde aynı yöntem kullanılabilir.

7. BENTONİT

Alüminyum ve magnezyumca zengin volkanik kül ile lavların ayrışmasından oluşan ve egemen olarak montmorillonit içeren oluşumlara bentonit denilir [43]. Bentonit kelimesi 1898 yılında Knight tarafından Amerika Birleşik Devletleri'nde Wyoming' de Fort Benton yakınındaki Kretase yaşlı plastik özellik gösteren killer için kullanılmıştır. Aynı özellikleri gösteren kil minerali 1847 yılında Fransa'nın Montmerillon bölgesinde bulunmuş ve montmorillonit ismi verilmiştir.

Bentonitlerde montmorillonit ana kil mineralinin yanında diğer kil minerallerinin bulunduğu gibi kil minerali olmayan volkanik kökenli diğer minerallerde bulunabilmektedir.

Bentonitler su ile temasa geçtiklerinde az veya çok şişerler. Bentonitler şişme kapasitelerine göre fazla şişen, orta şişen ve az şişen bentonitler olmak üzere üç gruba ayrılırlar. Sodyum bentonit fazla şişen (Wyoming tipi), sodyum-kalsiyum bentonit orta şişen (ara tip) ve kalsiyum bentonit de az şişen (ağartma toprağı) bentonit olarak bilinmektedir [43].

7.1 Bentonitlerin Kökeni

Bentonit olarak isimlendirilen oluşumların kökeni ilk zamanlar volkanik külün alterasyonu şeklinde yorumlanmıştır. Fakat günümüzde yapılan çalışmalarda ise bentonit oluşumunun değişik mekanizmalara bağlı olarak gelişebileceğı görülmüştür.

7.1.1 Volkanik Kül veya Tüfün Yerinde (in-situ) Alterasyonu

Bu tür oluşumların kökeni mikroskopik çalışmalarda görülebilen kül veya tüf parçalarının varlığıdır. Yerinde ayrışma yüksek konsantrasyondaki kil mineralleri ile belirlenir. Bu mineraller kül veya tüfün değişimiyle oluşmuştur ve detrital minerallerin var olmaması ile tanınır.

Kül veya tüfün yerinde ayrışması bentonitlerin en yaygın kökenini oluşturur. A.B.D' ndeki (Wyoming ve Montana) bentonit oluşumları bu tür oluşumun klasik örneğidir. Alterasyonun yer aldığı çevre geniş yayımlı sedimanter yataklarla ilişkilidir. Sığ denizel ortamlarda oluşan bentonitler en sık rastlanılanıdır. Bazı bentonitler ise göl sularında veya lagünlerde oluşmuşlardır. Avusturalya'dakilerin çöl ortamında oluştuğu görülmüştür. Kömürlerle ara katmanlı olarak bulunan bentonitler kül ve tüfün kömürlü ortamlarda da altere olabileceğini göstermektedir.

Sulu bir ortam kül ve tüfün hidrasyon mekanizması ile simektite dönüşmesi için gereklidir. Çok az sayıda oluşumda karaya düşen küllerin altere olması sonucu bentonite dönüştüğü bilinmektedir.

7.1.2 Magmatik Kayaçların Hidrotermal Alterasyonu

Bir çok kil minerali hidrotermal sistemlerin metamorfik, magmatik ve sedimanter kayaçlar üzerindeki etkisi ile oluşmuştur. Yerkabuğundaki kırık ve yarıklar boyunca ilerleyen sıcak akışkanlar lav ve diğer yan kayaları değişime uğratar. Bentonit oluşturan volkanik camlar çoğunlukla riyolit-andezit bileşimli kayalardır. Kırık ve yarıklardan yanlara doğru kaolen, montmorillonit ve diğer kil minerallerinin bulunduğu bir ayrışma kuşağı vardır. Bazı bentonit oluşumları, kırıklarda öğütülmüş sürtünme gereci olarak kırıktan yana doğru azalan bir killeşme biçimindedir. Bazen sıcak suların çıkışı sırasında ayrılmış ve ayrılmakta olan ince taneli gereç hemen yakındaki bir çökel havzasında birikerek bentonit yatağını oluşturur.

Hidrotermal kökene sahip oluşumlara en iyi örnek Ponza adası (İtalya) verilebilir. Riyolitik camsal tüflerin alterasyonu volkanik aktivitenin son evrelerinde etkin hale gelmiştir. Bu alanda döterik alterasyonun da hidrotermal alterasyon üzerinde etkili olduğu belirlenmiştir. En altta bulunan silisifiye zon ise alterasyon boyunca silisin aşağıya doğru yıkandığını göstermektedir [44].

7.1.3 Magmatik Kayaçların Döterik Alterasyonu

Burada döterik mağmatik kütlelerin yerleşiminden hemen sonra kendi içerisinde bulunan gaz ve buhar elemanlarının yarattığı reaksiyonlar şeklinde kullanılmıştır. Döterik alterasyonla, hidrotermal alterasyon arasında çok keskin sınırlar yoktur ve alterasyon sırasında her iki mekanizmada birlikte çalışır. Döterik alterasyonun tek başına etkili olduğu bentonitleşme çok az sayıda gelişmiştir.

Döterik alterasyonun en ilginç örneği volkanik seri içerisindeki perlitik lavlar (riyolitik) verilebilir (Stormberg serisi-Mozambik-Güney Afrika) [45]. Perlitin smektite alterasyonu çok düzensizdir. Bazı yerlerde alterasyon tamamlanmış ve 10' larca metre kalınlığında bentonit oluşumları bulunmuştur. Bazı yerlerde ise smektit camsal materyalde dağılmış ve perlit altere olmamıştır. Perlit içerisindeki smektitler nodüller şeklindedir. Hidrotermal eriyiklerin herhangi bir dış kaynaktan geldiğine dair bir veri veya çatlak sistemleri bulunamamıştır. Bu da ana kayaç içerisinde gaz ve buharın en yoğun olduğu kısımlarda alterasyon mekanizmasının işlediğini göstermektedir.

7.1.4 Farklı Kökene Sahip Bentonit Oluşumları

Bazı bentonit oluşumlarının çok değişik kökene sahip oldukları bilinmektedir. Bunlardan birkaçı, volkanik küllerin yüzeysel alterasyonu, mağmatik ve metamorfik kayaçların nemli iklimlerde ayrışmasını izleyen zamanda taşınarak farklı yerlerde depolanması, traki-andezit bileşimli volkanik kayaçlar içerisindeki feldspatların silika ve sülfat içeren sulu eriyiklerle altere olması ve diatomelerle silis, pumisin

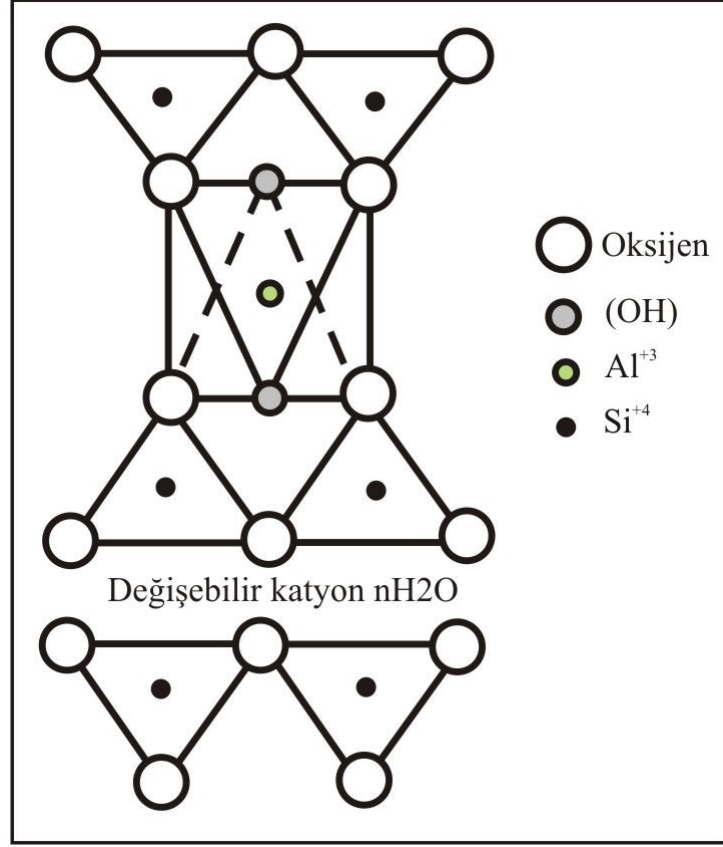
hidrolizi ile alüminyum sağlandığı direkt çökelme (Neoformasyon) ile ilişkili bentonit oluşumlarıdır [45].

7.2 Bentonitlerin Mineralojisi ve Kimyası

Kil mineralleri oktaedrik-tetraedrik katman mesafeleri baz alınarak 7 Å, 10 Å ve 14 Å kil mineralleri olmak üzere sınıflandırılırlar [46]. 7 Å ve 14 Å kil mineralleri hiçbir zaman şişme özelliği göstermezler. 10 Å kil mineralleri ise şişme özelliklerine göre ayrılır. Şişen tip killer katmanları arasına hidrate olmuş katyonları ve polar molekülleri absorbe etme özelliğine sahiptir ve smektit grubu mineraller olarak isimlendirilir. Smektit grubu killerde katmanlar arası mesafe katman arasına giren katyon ile ilişkili olarak değişim göstermektedir.

Yapılan diğer bir sınıflamada ise kil mineralleri iki katmanlı ve üç katmanlı, karışık katmanlı ve zincir yapılı olmak üzere dört gruba ayrılmıştır [47]. Üç katmanlı killerde şişen ve şişmeyen killer olmak üzere iki alt gruba ayrılmaktadır. Şişen killer smektit grubu adı altında toplanır. Montmorillonit minerali smektit grubuna ait bir kil mineralidir. Smektit grubu kil minerallerinden montmorillonit, baydellit ve nontronit dioktaedrik, saponit, hektorit ve stevensit ise trioktaedrik yapıdadır. Dioktaedri, oktaeder katmanda esas olarak 2Al bulunmasıdır. Trioktaedri ise oktaeder katmanda 3Mg bulunmasıdır. Tetraeder ve oktaeder birbirine oksijen atomları ile bağlanmış bir birim oluşturur (Şekil 7.1). Katmanlar a ve b eksen yönünde devamlılık gösterirken, c eksen yönünde birbiri üzerinde yapraklar halinde bulunur.

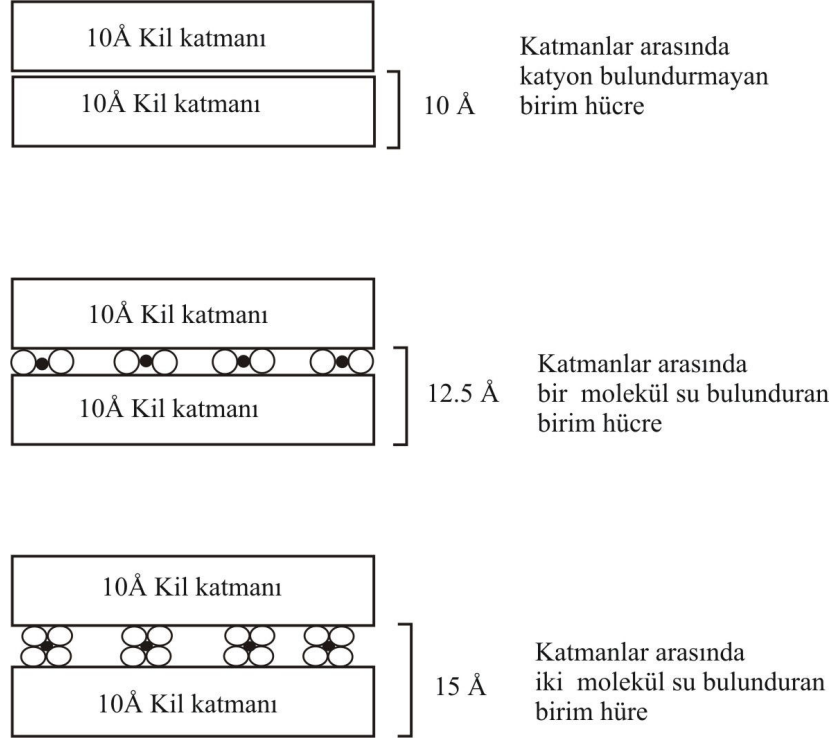
Doğal koşullarda Na-montmorillonit 3 katmandan oluşan birimler arasına bir molekül su alarak c eksenini 12.5 Å değerine çıkarabilir. Ca-montmorillonit ise iki molekül su alarak c-eksenini 15 Å değerine ulaştırabilir (Şekil 7.2).



Şekil 7.1 Smektitlerin kristal yapısı [48]

Montmorillonitte tetraeder katmanındaki Si^{+4} , ün yerini Al^{+3} , oktaeder katmanında Al^{+3} , ün yerini Mg^{+2} alabilmektedir. Bu durum oktaeder katmanda önemli ölçüde gerçekleşir. Sonuçta katyon değişimleri artı yük eksikliği ortaya çıkartır. Artı yük eksikliği Na^{+1} , K^{+} , Li^{+} veya Ca^{+2} iyonlarının birim arasındaki su katmanlarından kristal kafesine bağlanmaları ile giderilir [43].

2:1 tipinde (3 katmanlı) tabaka yapısına sahip olan smektitlerin tetraedrik ve oktaedrik katmanlarında çok değişik katyon değişimleri izlenmektedir. Oktaedrik katmanda aynı değerlikli iyonların gerçekleştirdiği yerdeğişirmeler genellikle Mg- Fe^{+2} ve Al- Fe^{+3} şeklindedir. Oksidasyon- dehidrasyon süreçlerinde $\text{Fe}^{+3} + \text{O}^{2-}$ çiftinin $\text{Fe}^{+2} + (\text{OH})^{2-}$ çiftinin yerini alması gibi çiftli yer değıştirmelerde muhtemeldir. Doğal smektitlerde F^{-} - $(\text{OH})^{-}$ anyon değışimleri çok nadir ancak sentetik materyaller için sıkça kullanılan bir yöntemdir.

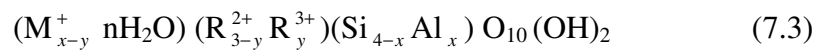
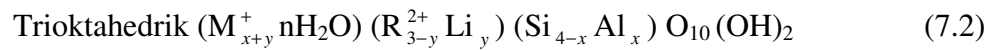
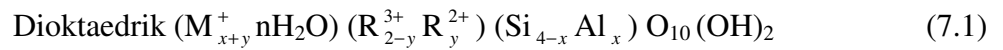


Şekil: 7.2 2.1 tabaka yapısına sahip killerin katyon türüne bağlı c-ekseni ölçüleri

[46]

Daha az yüke sahip iyonların yerdeğişimi (Si^{4+} un Al^{3+} ile ve Al^{3+} ve Fe^{3+} in Mg^{2+} ve Fe^{2+} ile yerdeğişimi) ile smektit yapısına girmeleri tabaka arası katyonlarla dengelenmesi gereken bir negatif toplam yük yaratır. Bu iyonlar genellikle Na^{2+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} iyonları ve organik iyonlardır [15].

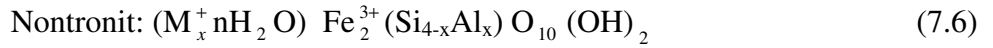
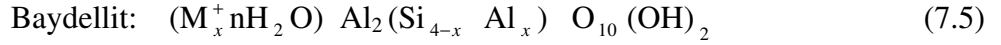
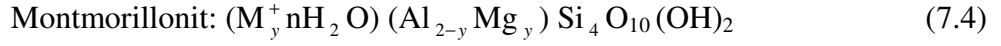
Dioktaedrik ve trioktaedrik smektitler için genel formüller;



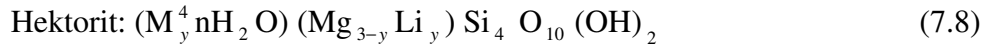
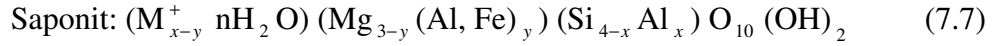
Değişebilir katyonlar M^+ , tabaka arası su ise nH_2O olarak gösterilmiştir. R^{2+} iyonları genellikle Mg ve Fe^{2+} dir, fakat Ni ve Zn da aynı şekilde yapıya girebilir.

R^{3+} ise Al ve Fe^{3+} ü ifade eder. Li^{2+} oktaheder katmana girebilen tek monovalent iyondur.

Önemli dioktaedrik smektitlerin bileşimi;



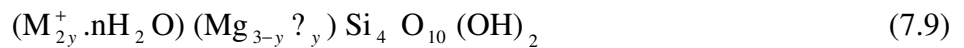
Önemli trioktaedrik smektitlerin bileşimi;



Hektorit montmorillonitle benzerdir. Saponit ise negatif tetraeder toplam yükü ile baydellite benzemektedir. Bu negatif toplam yükün bir kısmı pozitif oktahedrik bir yük ile dengelenir ve bu açıdan saponitler vermikülitlere benzemektedir.

Yapısal formüller kimyasal bileşimdeki $O_{10} (OH)_2$ anyon oranını dengeleyen +22 toplam katyon yükü baz alınarak yapılır. Genellikle montmorillonit grubu mineraller (smektitler) için kullanılır. Oktaeder, tetraeder ve tabakalar arası değişebilen katyonları ayırımını yapmak için bilinen kristal kimyası prensipleri uygulanır. Fakat Mg^{2+} gibi iyonlar hemde oktaheder katmanda hemde tabaka arası değişebilen katyon olarak bulunabilirler. Çok az orandaki safsızlıkların yapısal formülü büyük oranda değiştirebileceği bilinmektedir.

Stevensit formülüne bakıldığında oktahedral katyonları eksikliğinde tabaka arası kuvvetler artacaktır.



8. SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Neojen yaşlı Bigadiç gölsel volkano-sedimanter havzasında yer alan camsal-kristal tüflerin alterasyonuna bağlı olarak gelişen bentonit oluşumları saptanmıştır. Alt tuf olarak adlandırılan seviye dünyanın en geniş borat yataklarının bulunduğu volkano-sedimanter birimlerin alt kesiminde yer almaktadır. Havza temelde bulunan Mesozoyik ofiyolit kompleksin üzerine Neojen gölsel çökellerin uyumsuz olarak gelmesi ile oluşmuştur. Alt tüfler tabanda ve tavanda karbonatlı seviyelerle dokanak halinde bulunmaktadır. Kesintisiz volkanik aktivitenin kül boyutu piroklastik malzemeyi fırlatmasıyla oluşan tüflerin Orta-Miyosen yaşlı ve 100-150 m kalınlığında olduğu belirtilmektedir. K/Ar yöntemine göre yapılan yaş tayinlerinde tüflerin 19 ± 0.2 my yaşında olduğu tespit edilmiştir [10].

Petrografik incelemeler ile tüflerin camsal bir matriks içerisinde bulunan kuvars ve sanidin kristallerinden meydana geldiği ve bentonitleşmenin camsal materyalin dönüşümü ile gerçekleştiği belirlenmiştir. Alterasyon süresince immobil olan elementler kullanılarak hazırlanan Zr/TiO₂-Nb/Y diyagramına yerleştirilen bentonitlerin olduğu ana kayacın riyolit karakterinde olduğu saptanmıştır.

Farklı mineralojik ve kimyasal özellikte olan bentonitler saf ve dolomitli bentonitler şeklinde sınıflandırılmıştır. Sarımsı ve siyah bentonitler kimyasal yönden farklılık göstermediği ve saf yakın bentonitler olduğu için saf bentonitler olarak isimlendirilmiştir. Dolomit mineralinin ağırlıklı olarak bentonit bileşiminde yer aldığı dolomitli bentonitler ise mineralojik ve kimyasal yönden saf bentonitlerden farklıdır.

Yapılan mineralojik incelemelere göre bentonitin ana minerali Ca-montmorillonittir. DTA kayıtlarında da 220 °C'de belirgin bir omuzun olması Ca-montmorillonit varlığını kanıtlar niteliktedir. Ca türünde montmorillonitlerin oluşması tüfleri taban ve tavanda sınırlayan karbonatlı seviyelerin varlığı ile

açıklanabilir. Ayrıca saf bentonitlerin mineral bileşiminde kalıntı kuvars ve feldspat kristalleri ile ikincil kalsit ve illit mineralleri belirlenmiştir. Kalıntı feldspatın varlığı bentonitleşmenin sadece camsal materyalde gerçekleştiğini feldspatların ise bu süreçten etkilenmediğini kanıtlamaktadır. SEM incelemelerinde de bentonit içerisinde taze feldspatların bulunduğu belirlenmiş olup sadece yüzey kesiminde montmorillonit gelişimi tespit edilebilmiştir. İllit minerali ise bazı seviyelerde az miktarda gözlenirken diyajenezin ilk safhalarını işaret etmektedir. Ayrıca SEM incelemeleri ile siyah bentonitlerde tuz kristallerine rastlanması tuzlu göl suyunun belirli zaman aralıklarında çekildiği ve evaporitik minerallerin bu süre zarfında oluştuğu söylenebilir. Pirit kristallerinin belirlenmesi ise siyah bentonit zonunun sülfürce zengin indirgen bir ortamda oluştuğunu kanıtlamaktadır.

Dolomitli bentonitlerde ise en önemli süreç dolomitleşmedir. Dolomitin kimyasal sediment olarak çökmesi ihtimali düşüktür. Dolomitin bilinen direkt çökmesi tropikal kurak iklimlerde yüksek derecede evaporasyonun gerçekleştiği çok tuzlu göl sularında belirlenmiştir [49]. Öyle ise dolomit diyajenez sonrası bir mekanizma ile oluşmuştur. Kalsiyum karbonatın dolomitleşmesi az tuzlu ve Mg/Ca oranının yüksek değerlerde olduğu ortamlarda gerçekleşmektedir [49]. Yüksek değerdeki Mg'ca zengin gözenek suyunda bentonit içerisindeki kalsitin dolomitleşmesi şeklinde düşünülmektedir.

Otojenik kökene sahip sepiyolit ve paligorskit tipi kil minerallerinin oluşumu Mg katyonu ile serbest silikanın reaksiyonu sonucu oluşabilmektedir. Yakın bir Neojen göl havzasında belirlenen sepiyolit minerallerine rastlanılmaması gözenek suyunun daha düşük Mg ihtiva etmesine ve ortamda daha düşük pH ve az kurak iklim koşullarının hüküm sürdüğünü göstermektedir [50].

Zeolit yerine bentonitin oluşması ise açık sistemde alkaliler ve silisin ortamdan uzaklaşması ile gözenek suyunun düşük $Na^+ + K^+ / H^+$ konsantrasyonuna erişmesi ile açıklanabilir.

Alterasyon süresince ana, iz ve nadir toprak elementlerinin asidik tüften bentonite mobilizasyonu incelenmiştir. Bigadiç bentonitleri Mg, Fe ve Ca'ca

zenginleşmiştir. Al ve Ti ise erimeyen kalıntı malzemede yerinde zenginleşme göstermektedir. Alkaliler ve Si yönünden fakirleşmenin gözlenmesi açık sistemin varlığını işaret etmektedir.

Mg zenginleşmesi bu elementin montmorillonitlerin oktaedrik katmanda yapıya katılması olarak yorumlanabilir. Fe ve Ti zenginleşmesi ise bentonitin yapısına katılması veya ikincil sulu oksitler halinde bulunması şeklinde gerçekleşmiştir. Ca ise montmorillonit katmanları arasında değişebilen katyon olarak bulunmaktadır. Dolomitli bentonitlerde Mg ve Ca'daki aşırı artış ise dolomitleşmeye bağlı olarak gerçekleşmiştir.

Bentonitlerin hangi tip oldukları konusunda kesin bir bilgi vermesede $Na_2+K_2O/CaO+MgO$ oranı 1/3'ten küçük olan bentonitler Ca-Bentonit olarak yorumlanabilir [43]. 0.04-0.11 arasında değişen değerler bölgedeki bentonitlerin Ca-bentonit olduğunu göstermektedir. Bu durumu mineralojik veriler de desteklemektedir.

Bigadiç formasyonu bentonit oluşumlarında iz element mobilizasyonları incelendiğinde Zr, Ta, Th, Y, Nb, Ga ve Sc'nin alterasyon süresince erimeyen kalıntı malzemeden zenginleştiği ve alterasyon süresince immobil oldukları söylenebilir. Bu durum bentonitlerin ana kayaç türünü belirlemede Zr/TiO₂-Nb/Y diyagramını kullanabilmemize olanak sağlamıştır. Çünkü Zr, Ti, Nb ve Y alterasyon süresince immobil davranış göstermektedir.

Cs ve Rb alkalilerle birlikte hareket ederek uzaklaşmıştır. Ga benzer iyon yarıçapına sahip Al'u takip ederek yerinde zenginleşme göstermiştir. Sr'deki artış ise Ca ile birlikte hareket ettiğini göstermektedir. Ba' daki belirgin zenginleşme ise bentonitleşme açısından olağan bir durum değildir ve gözeneklerde gelişen barit minerallerinin (BaSO₄) varlığı ile açıklanabilir.

Alterasyon süresince REE'deki değişimler incelendiğinde saf bentonitlerin REE bakımından zenginleşme gösterdiği belirlenmiştir. LREE, HREE'ye göre daha fazla zenginleşme göstermiştir. Bunun nedeni HREE' nin erimeyen kalıntı

malzemede yerinde (in-situ) zenginleşmedir. Alkali koşullarda HREE'nin LREE'ye göre daha stabil olması LREE'nin zenginleşmesini kolaylaştırmıştır.

Dolomitli bentonitler alterasyon süresince REE (LREE ve HREE) bakımından fakirleşme göstermektedir. REE'nin 3 değerlikli iyon yarıçaplarının Mg iyonu ile uyuşmaması, REE'nin dolomitleşme ile artan Mg' u tercih etmeyip uzaklaşmasını sağlamıştır.

Y'un REE'yi takip etmesi, Y'un saf bentonitlerde zenginleşmesi ve dolomitli bentonitlerde ise azalması ile kanıtlanabilmektedir.

İnceleme konusu bentonit oluşumları ile ilgili şu sonuçlara varılmıştır:

1) Camsal-kristal tüflerin az tuzlu ve Mg'ca zengin alkali göl suyunda altere olması bentonitleşmeyi sağlamıştır.

2) Bentonitleşme tüflerdeki camsal materyalin bozunması ile gerçekleşmiştir.

3) Siyah bentonit zonu göl suyunun çekilmesiyle oluşan sülfürce zengin indirgen bir ortamın ürünüdür.

4) Dolomitli bentonitler termal etkilere veya faylara bağlı olarak karbonatların yüksek ısıda dolomitleşme mekanizmasından etkilenmiştir.

5) Bentonitlerin ana minerali Ca-montmorillonittir. Ca türü montmorillonit oluşumu tüfleri tabanda ve tavanda sınırlayan karbonatlı seviyelerle ilişkili olabilir.

6) Bentonitleşme mekanizması Mg, Ca ve Fe'ce zenginleşme, alkali ve Si' ca fakirleşme ile kontrol edilmektedir. Al ve Ti alkali koşullarda stabil kalarak yerinde (in-situ) zenginleşme göstermiştir.

7) Zr, Ta, Th, Y, Nb, Ga, Sc immobil elementlerdir. Cs ve Rb alkalileri izleyerek fakirleşmiş, Sr ise Ca ile birlikte zenginleşmiştir.

8) Saf bentonitler LREE bakımından zenginleşme gösterirken HREE immobil özellik göstermektedir. REE alkali koşullarda bentonitlerde çökerek zenginleşmiştir. Dolomitli bentonitler ise REE dolomitleşmeye bağlı olarak azalmıştır. Y-REE arasında doğrusal bir ilişki tespit edilmiştir.

9) Bentonitleşmeyi sağlayan gölsuyundaki yüksek Mg'un kaynağı temelde bulunan ultrabazik kayalardan oluştuğunu göstermektedir. Çatlaklar veya yüzey suları ile havza beslenmektedir.

10) Elde edilen tüm bilgiler inceleme konusu bentonitlerin gölsuyunda yerinde (in-situ) oluştuğunu göstermektedir. Bentonitlerin düşey yönde değişimler göstermesi sedimanter bir oluşumu işaret etmektedir.

KAYNAKLAR

[1] Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., “Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach”, *Tectonophysics*, (1981), 75, 181.

[2] Angelier, J., Dumont, J.F., Kahramanderesi, H., Poisson, A., Şimşek, S., Uysal, S., “Analyses of fault mechanism and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene”, *Tectonophysics*, (1981), 75, T1.

[3] Yılmaz, Y., “An approach to the region of young volcanic rocks of western Turkey”, *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, (1989), 259, 159.

[4] Seyitoğlu, G., and Scott, B.C., “Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean Region”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (1992), 54, 157.

[5] Smith, E.I., Feuer bach, D.L., Naumann, T.R., Mills, J.G., “Mid-Miocene volcanic and plütonic rocks in the Lake Mead area of Nevada and Arizona: Production of intermediate igneous rocks in extensional environment”, *Geol. Soc. Am.* (1990), 174, 169.

[6] Seyitoğlu, G., and Scott, B.C., “Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey”, *Geol. Mag.*, (1991), 128, 155.

[7] Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G., Scott, B.C., “The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: implications for enrichment processes in the litospheric mantle”, *J. Volcanol. Geoth. Res.*, (1997), 76, 127.

- [8] Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pecерillo, A., Villari, L., “Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean Region”, The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Blackwell Sci. Publ., (1984), 17, 687.
- [9] Erkül, F., Helvacı, C., Sözbilir, H., “Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadiç borate basin and tectonic implications for western Turkey”, Geological Journal, (2005), 40, 545.
- [10] Helvacı, C., “Stratigraphy, mineralogy, and genesis of the Bigadiç borate deposits, western Turkey”, Economic Geology, (1995), 90, 1237.
- [11] Ercan, T., “Bigadiç çevresinin (Balıkesir) jeolojisi ve magmatik kayaçların petrolojisi”, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, (1984), 5, 75.
- [12] Özpeker, I., Batı anadolu borat yataklarının mukayeseli jenetik etüdü, Doktora tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Mühendisliği, İstanbul, (1969).
- [13] Esenli, F., “Zeolitik diyajenez ve bu süreçteki kimyasal olaylar; dünyadan ve Türkiye’den örnekler”, İ. T. Ü. , (1990), 48.
- [14] Esenli, F., ve Gültekin, A.H., “Bigadiç seladonitinin mineralojik ve kimyasal özellikleri; glokonit-seladonit ayrımı”, İ. T. Ü. , (1990), 48.
- [15] Brindley, G.W., and Brown, G., Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification, Mineralogical society, London, (1980).
- [16] Özkan, O.T., Erkalfa, H., “Türkiye’deki ticari bentonit killerinin özellikleri ve kullanım alanlarının tespiti”, Marmara Bilimsel ve Endüstriyel Araştırma Enstitüsü, Gebze-Kocaeli, (1977).
- [17] Grim, R.E., and Kulbicki, G., “Montmorillonite: high temperature reactions and classification”, The American Mineralogist, (1961), 1329.

- [18] Farmer, V.C., Layer silicate. In: Farmer, V.C. (ed.): Infrared Spectra of Minerals. Mineralogical Society. London, (1974), p. 331-363.
- [19] Madejova, P., Komadel, P. and Cícel, B., “Infrared spectra of some Czech and Slovak smectites and their correlation with structural formulas”, *Geological Carpathica Clays*, (1992),1, 9-12.
- [20] Cuadros, J., Delgado, A., Reyes, E. And Linares., “Kaolinite/Montmorillonite resembles beidellite, *Clays and Clay Minerals*”, (1994), 42/5, 643-651.
- [21] Van der Marel, H.W. and Beutelspacher, H., *Atlas of IR Spectroscopy of Clay Minerals and Their Admixtures*, Elsevier, Amsterdam, (1976).
- [22] Güngör, N., “Bentonitik kil minerallerinin yapı ve özellikleri üzerine değişebilen katyonların etkilerinin fiziksel yöntemlerle incelenmesi, Doktora tezi.
- [23] Ayarı, F., Srasra, F., Trabelsi-Ayadi, M., “Characterization of bentonitic clays and their use as adsorbent” *Elsevier-Desalination* (2005), 185, 391.
- [24] Güven, N., and Peace, R.W., “Electron-optical investigations on montmorillonites. II. Morphological variations in the intermediate members of the montmorillonite beidellite”, *Clays and Clay Minerals*, (1975), 23, 187.
- [25] Henning, K.-H., and Störr, M., *Electron micrographs (TEM,SEM) of clays and clay minerals*, Akademie-Verlag, Berlin, (1986).
- [26] Christidis, G., “Comparative study of the mobility of major and trace elements during alteration of an andesite and a rhyolite to bentonite, in the Islands of Milos and Kimolos, Aegean, Greece”, *Clays and Clay Minerals*, (1998), 46, 379.

[27] Zielinski, R.A., “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*, (1982), 35, 185.

[28] Çoban, F., “Çayırılık Tepe perlitinin (Başören-Kütahya) bentonite alterasyonu sırasında majör, eser ve nadir toprak elementlerinin mobilizasyonu”, 10. Ulusal kil sempozyumu, Konya, 2001, 282.

[29] Krauskopf, K.B., *Introduction to geochemistry*, McGraw-Hill, (1985).

[30] Winchester, J.A., and Floyd, P.A., “Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements”, *Chemical Geology*, (1976), 20, 325.

[31] Muchangos, A.C., “The mobility of rare-earth and other elements in the process of alteration of rhyolitic rocks to bentonite (Lebombo volcanic mountainous chain, Mozambique)”, *Journal of Geochemical Exploration*, (2006), 88, 300.

[32] Lipin, B.R., ve Mckay, G.A., *Geochemistry and rare earth elements*, The Mineralogical Society of America, Washington, (1989).

[33] Möller, P., “Minor and trace elements in magnesite”, *Monograph Series on Mineral Deposits*, (1989), 28, 173.

[34] Velde, B., *Origin and mineralogy of clays*, Springer-Verlag, New York, (1995).

[35] White, D.E., “Thermal waters of volcanic origin”, *Bull. Geol. Soc. Am.*(1957), 68, 1637.

[36] Utada, M., “Hydrothermal alteration related to igneous acidity in Cretaceous and Neogene formations of Japan. *Mining Geol Jpn Spec Issue*, (1980), 8, 67.

- [37] Ellis, A.J. and Mahon. W.A.J., "Chemistry and geothermal systems" Academic Press, New York, (1977).
- [38] Montoya, J.W., Hemley, J.J., "Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions" *Econ. Geol.*, (1975), 70, 577-594.
- [39] Dyni, J. R., "Trioctahedral smectite in in the green river formation" *US Geol Surv Prof Pap-Utah*, (1976), 967, 14.
- [40] Weaver, C. E., "Clays, muds and shales" *Developments in sedimentology* Elsevier, Amsterdam (1989), 44, 819.
- [41] Hiller, S., "Origin, Diagenesis, and mineralogy of chlorite minerals in Devonian lacustrine mudrocks, Orcadian basin" *Clay and Clay Minerals*, (1993), 41, 240.
- [42] McMurty, G. M., Wang, C.E., Yeh, H.V. "Chemical and isotopic investigations into the origin of clay minerals from the Galapagos hydrothermal mounds field" (1983), 47, 475-489.
- [43] Akbulut, A., *Bentonit, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Eğitim serisi*, Ankara, 1996.
- [44] Lupino, R., "A bentonite from the Island of Ponza" *Ric. Sci. Rome*, (1954), 2326-2339.
- [45] Grim, R.E. and Güven. N., *Bentonites*. Elsevier, New York, (1978).
- [46] Velde, B., *Origin and mineralogy of clays*, Springer-Verlag, New York, (1995).
- [47] Grim, R.E., *Clay mineralogy: Int. Series in Earth Sciences*, Mc Graw-Hill Book Co. Inc., New York, (1968).
- [48] Dora, O.Ö., *Mineraloji. D.E.Ü Müh. Fak. Yayınları*, (1997).

[49] Tucker, M.E., Sedimentary petrology. An Introduction . Balckwell, London, (1981).

[50] Ece, Ö.I., and Çoban, F., “Geology, Occurrence, and Genesis of Eskişehir sepiolites, Turkey”, Clays and Clay Minerals, (1994), 1, 81.