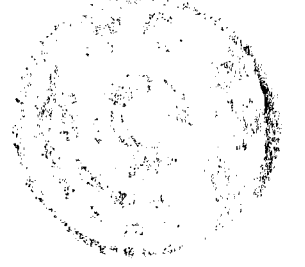


150357

T.C.

GEBZE YÜKSEK TEKNOLOJİ ENSTİTÜSÜ
MÜHENDİSLİK VE FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ



KOCAELİ YARIMADASI
PALEOSOLLERİNDE PALEOKLİM VE
PALEOÇEVRE KOŞULLARININ
İNCELENMESİ

Berkin İMER
YÜKSEK LİSANS TEZİ
ÇEVRE MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI

TEZ DANIŞMANI
Yrd.Doç.Dr.Enis Bülent HEKİMBAŞI

GEBZE

2004

150357

Berkin İMER' in tez çalışması, GYTE Mühendislik ve Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun 6.7/2004 tarih ve 2004/1.28 sayılı kararıyla oluşturulan jüri tarafından Çevre Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.



JÜRİ

ÜYE : Yrd. Doç. Dr. E. Bülent HEKİMBAŞI
(Tez Danışmanı)

ÜYE : Yrd. Doç. Dr. Salim ÖNCEL

ÜYE : Yrd. Doç. Dr. Pınar KUŞ

ONAY

GYTE Mühendislik ve Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun 25.1.8/2004 tarih ve 2004/1.33 sayılı kararı.

İmza / Mühür

Yrd. Doç. Dr. Ahmet CAPOĞLU
GYTE Mühendislik ve Fen Bil.
Enstitüsü Müdür Yardımcısı

ÖZET

Kocaeli yarımadasındaki paleosolleri konu eden bu çalışmanın amacı, farklı litoloji ve farklı iklim şartlarında oluşmuş bu tortulların mineralojik yapılarını ve diyajenetik değişmelerini ortaya koymak ve karşılaştırmaktır. Karşılaştırma; havza, anakaya ve oluşum zamanları yönünden olacaktır. Beklenen sonuç ise geçmişten günümüze doğru coğrafik, ve iklimsel gelişme hakkında veri toplamaktır.

Yapılan bu çalışmada, Kocaeli Yarımadası'nda, Adapazarı İli, Karasu İlçe'si mevkiinden paleosol numuneleri alınmıştır. Bu numuneler üzerinde kuru ve ıslak elek analizi, nem içeriği tayini, pH tayini, organik madde tayini, karbonat tayini, XRD (X – ışını kırınımı) ile örneklerin mineralojik analizi, ana element oksitleri, iz ve nadir toprak elementleri tayinleri gerçekleştirilmiştir. Çalışma alanı hakkında coğrafik ve iklimsel yorumlar yapılmıştır.

Sonuç olarak, Alt Miyosen'de ılıman iklimden tropik iklime geçiş olmuştur. Aynı zamanda, muhtemelen büyük bir akarsu sistemi de bölgeyi etkilemiştir. Pliyosen ve Kuvaterner'de, hem bölgesel deniz seviyesi değişimleri, hem de tektonik hareketler nedeniyle, deniz seviyesi düşmüştür.

SUMMARY

In the search of The Paleosols Of Kocaeli Peninsula, we are going to expose the sedimentaries' mineralogical structure and diagenetic changes formed in different lithological and climatic conditions. The comparison is going to be in means of basin, parent material and formation times. The expected result is to collect data of geographic and climatic records from past to present.

In this study, samples are taken from Kocaeli peninsula, Adapazari, Karasu county. The wet sieving, dry sieving, estimation of humidity, mineralogical analysis with XRD (X – Ray Diffractometer), estimation of pH, organic matter and carbonate content, major oxides, trace and rare earth elements are the methods that were used in this study. The interpretations of geographical and climatical datas of the region were made .

In conclusion, the climate has changed from temperate to tropical at Lower Miocene. At the same time, probably a big river system has affected the region, too. During Pliocene and Quaternary, sea level has dropt because of regional sea level changes and tectonical movements.

TEŞEKKÜR

Bu tezi hazırlama imkanını bana veren sayın hocam Yrd. Doç. Dr. Enis Bülent HEKİMBAŞI'na teşekkür ederim.

Ayrıca çalışmam sırasında benden yardımlarını ve değerli yardımını esirgemeyen sayın hocam Yrd. Doç. Dr. Salim ÖNCEL'e teşekkür ederim.

Malzeme Bilimi ve Mühendisliği Bölümü laboratuvarında yaptığım çalışmalarda bana yardımcı olan, teknisyen Adem ŞEN'e de teşekkür ederim.



İÇİNDEKİLER DİZİNİ

	Sayfa
ÖZET	iv
SUMMARY	v
TEŞEKKÜR	vi
İÇİNDEKİLER DİZİNİ	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ	ix
TABLolar DİZİNİ	xii
1. GİRİŞ	1
1.1. İnceleme Alanı	1
1.2. Bölgenin Coğrafi Konumu ve İklim Özellikleri	2
1.3. Amaç ve Kapsam	4
1.4. Önceki Çalışmalar	5
1.5. Materyal ve Metod	9
1.5.1. Arazi Çalışmaları	9
1.5.2. Laboratuvar Çalışmaları	12
1.5.2.1. Fiziksel Özelliklerin İncelenmesi	13
1.5.2.1.1. Nem İçeriği Tayini	13
1.5.2.1.2. Tane Boyu Dağılımı Analizi	13
1.5.2.2. Kimyasal Özelliklerin İncelenmesi	15
1.5.2.2.1. Toprak Reaksiyonu (pH) Tayini	15
1.5.2.2.2. Organik Madde ve Karbonat İçeriği Tayinleri	15
1.5.2.3. Mineralojik Özelliklerin İncelenmesi	15
1.5.2.4. Jeokimyasal Özelliklerin İncelenmesi	16
2. KURAMSAL YAKLAŞIMLAR	17
2.1. Paleosol ve Paleopedoloji	17
2.1.1. Paleosol	17
2.1.2. Paleopedoloji	21
2.1.2.1. Paleopedolojinin Yer Bilimlerindeki Yeri	22
2.2. İklim Etkisiyle Oluşan Aşınma ve Toprak Oluşumu	23

2.2.1. Topraktaki Su Rejimi ve Toprak Sıcaklığı	23
2.3. Kil	24
2.3.1. Kil Jeolojisi	24
2.3.1.1. Killerin Oluşumu	25
3. İNCELEME ALANI VE ÖZELLİKLERİ	26
3.1. Bölgenin Genel Stratigrafisi	26
3.2. Karasu Formasyonu	28
3.3. Tarihsel Jeoloji	31
3.3.1. Neojen	31
3.3.1.1. Miyosen	31
4. BULGULAR VE YORUM	35
4.1. Örneklerin Fiziksel Özelliklerinin İncelenmesi	35
4.1.1. Nem İçeriği	35
4.1.2. Tane Boyu Dağılımı	36
4.2. Örneklerin Kimyasal Özelliklerinin İncelenmesi	40
4.2.1. Toprak Reaksiyonunun (pH) Belirlenmesi	40
4.2.3. Organik Madde İçeriği	42
4.2.4. Karbonat İçeriği	42
4.3. Örneklerin Mineralojik Özelliklerinin İncelenmesi	43
4.3.1. X – Işını Kırınımı İle Örneklerin Mineralojik Bileşiminin Aydınlatılması	43
4.4. Örneklerin Jeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi	48
4.4.1. İnceleme Alanı Topraklarında Ana Element Oksitlerin Varlığı	48
4.4.2. İnceleme Alanı Topraklarında İz Element ve Nadir Toprak Elementleri	53
4.4.3. İnceleme Alanı Topraklarındaki Tüm Element ve Oksitlerin Birbirlerine Göre Gelişimleri	57
5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA	62
KAYNAKLAR	66
ÖZGEÇMİŞ	72
EKLER	

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil

Sayfa

1.1. İnceleme Alanı Yer Bulduru Haritası	1
1.2. Karasu ve Çevresi Fiziki Haritası	2
1.3. Karasu'nun 2 km Güneyinde Bitki Örtüsüne Dair Görünüm	3
1.4. Karasu'nun 1 km Güneyinden Alınmış Bir Görüntü	3
1.5. Örneklemeye Yapılacak Yerin Belirlenmesi	10
1.6. İnceleme Alanındaki Örnek Alma Noktaları	11
1.7. Aşağıdan Yukarıya Doğru Örneklemeye Yapılırken	12
1.8. Islak Eleme İçin Kullanılan Düzenek	14
1.9. Malvern Mastersizer 2000 Marka Tane Boyutlandırıcı Cihaz	14
1.10. Rigaku Marka D-Max 2000 Model XRD	15
2.1. Oldukça Tipik Bir Paleosol Profili	18
2.2. İnceleme Alanındaki Paleosolün Üst Birimle Sınır İlişkisi	18
2.3. Til Üzerinde Kalıntı Paleosol	19
2.4. Geç Holosen Eolian Kumu İle Örtülmüş, Gömülü Organik Horizonlar	20
2.5. Tane Boyu Sınıflaması	25
3.1. İnceleme Alanı ve Çevresinin Tektonik Konumu	27
3.2. Bölgenin Jeolojik Haritası	27
3.3. İnceleme Bölgesindeki Neojen ve Kuvaterner Çökellerinin Dağılımı	29
3.4. İnceleme Alanının Genelleştirilmiş Stratigrafik Kesidi	30
3.5. Jeolojik Devirler	31
3.6. Savan	33
4.1. Örneklerde Nem İçeriği Dağılımı	35
4.2. Tane Boyu Dağılımı	38
4.3. Örneklerdeki 0,5mm ve Üzeri Boyuttaki Tanelerin Dağılımı	39
4.4. Örneklerdeki 0,5mm'den Küçük Boyuttaki Tanelerin Dağılımı	39
4.5. Örneklerde pH Değerlerinin Dağılımı	40
4.6. Örneklerde Organik Madde İçeriğinin Dağılımı	42
4.7. Örneklerde Karbonat İçeriğinin Dağılımı	43

4.8. 4 Nolu Örnekte Yapılan X – Işını Kırınımı Analizi Grafiği	44
4.9. 6 Nolu Örnekte Yapılan X – Işını Kırınımı Analizi Grafiği	45
4.10. 7 Nolu Örnekte Yapılan X – Işını Kırınımı Analizi Grafiği	45
4.11. 7 Nolu Örnek İçerisindeki Ağır Metallerde Yapılan X – Işını Kırınımı Analizi Grafiği	46
4.12. 8 Nolu Örnekte Yapılan X – Işını Kırınımı Analizi Grafiği	46
4.13. 10 Nolu Örnekte Yapılan X – Işını Kırınımı Analizi Grafiği	47
4.14. Örneklerdeki Cr_2O_3 , TiO_2 ve Fe_2O_3 'in Derinliğe Bağlı Değişim Grafiği	49
4.15. Örneklerdeki CaO ve MgO 'in Derinliğe Bağlı Değişim Grafiği	50
4.16. Örneklerdeki Na_2O ve K_2O 'in Derinliğe Bağlı Değişim Grafiği	50
4.17. İnceleme Alanı Topraklarının % Al_2O_3 ve SiO_2 İçeriklerine Göre Kökeni	51
4.18. İnceleme Alanı Topraklarının % TiO_2 ve SiO_2 İçeriklerine Göre Kökeni	52
4.19. İnceleme Alanı Topraklarının % K_2O ve SiO_2 İçeriklerine Göre Kökeni	52
4.20. Cl – Kondirite Göre Normalize Edilmiş Nadir Toprak Elementlerinin Spidergramı	53
4.21. Cl – Kondirite Göre Normalize Edilmiş Nadir Toprak Elementlerinin Spidergramı	54
4.22. Cl – Kondirite Göre Normalize Edilmiş Nadir Toprak Elementlerinin Spidergramı	54
4.23. Üst Kıtasal Kabuk Değerlerine Göre Normalize Edilen İz Elementlerin Spidergramları	55
4.24. Üst Kıtasal Kabuk Değerlerine Göre Normalize Edilen İz Elementlerin Spidergramları	56
4.25. Örneklerdeki Sr, Rb ve Ba içeriklerinin (ppm) Derinliğe Bağlı Değişim Grafikleri	57
4.26. Örneklerdeki Hf, Nb, Ta ve Zr içeriklerinin (ppm) Derinliğe Bağlı Değişim Grafikleri	58
4.27. Örneklerdeki Th (ppm) ve CaO (%) içeriklerinin Derinliğe Bağlı Değişim Grafikleri	59



4.28. Örneklerdeki Pb ve Sc içeriklerinin (ppm) Derinliğe Bağlı
Değişim Grafikleri

60

4.29. Örneklerdeki Cu ve Zn içeriklerinin (ppm) Derinliğe Bağlı
Değişim Grafikleri

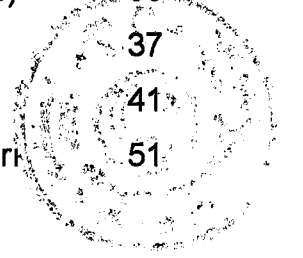


TABLÖLAR DİZİNİ

Tablo

Sayfa

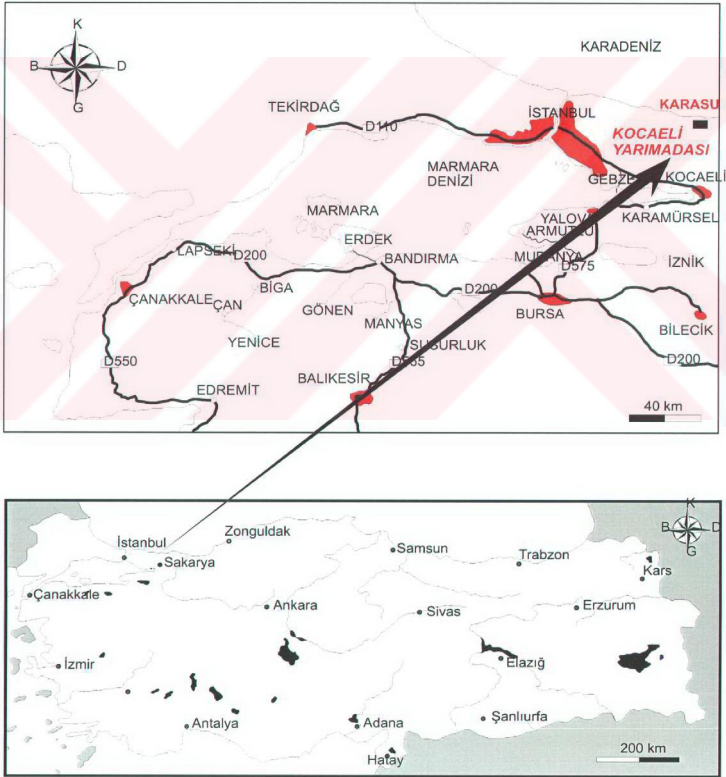
- | | |
|--|----|
| 1.1. Örneklerin Alındıkları Noktaların Yüzeyden Olan Mesafeleri | 11 |
| 4.1. Örneklerdeki Nem, Organik Madde ve Karbonat İçerikleri (%) | 36 |
| 4.2. Toprak Örneklerinin Tane Boyu Dağılımı Analiz Sonuçları | 37 |
| 4.3. Örneklerin Toprak Reaksiyonu (pH) Değerleri | 41 |
| 4.4. Örneklerdeki Ana Element Oksitlerinin Regresyon Katsayıları | 51 |



1.GİRİŞ

1.1.İnceleme Alanı

İnceleme alanı, Kocaeli Yarımadası'nda paleosollerin yegane gözlemlendiği mevkii olan, Adapazarı İli'ne 40km mesafedeki Karasu İlçesi'dir (Şekil 1.1). Coğrafi koordinatları $41^{\circ} 0,3'$ Kuzey, $0,30^{\circ} 41'$ Doğu'dur. Deniz seviyesinden yüksekliği 211 m'dir.



Şekil 1.1. İnceleme Alanı Yer Bulduru Haritası

1.2.Bölgenin Coğrafi Konumu ve İklim Özellikleri

İnceleme alanı, Adapazarı İli kuzeyinde, Sakarya Nehri'nin Karadeniz'e döküldüğü noktaya 1 km mesafede bulunmaktadır (Şekil 1.4). Karasu, Karadeniz sahilinde büyük bir plaja sahiptir. Bölgede Karadeniz'den esen rüzgarlar sebebiyle sahile paralel, yükseklikleri 10 – 30 m arasında değişen kumul tepeleri oluşmuştur.

Karasu, Marmara bölgesine yakın olmasına rağmen, hemen güneyinde ve güney batısında bulunan yüksek tepeler sebebiyle izole olmuş (Şekil 1.2) ve Karadeniz iklimi ağırlık kazanmıştır. Bahar aylarında ve tüm kış, yağmur şeklinde görülen yağışlar olmaktadır.

Çalışma alanı, bitki örtüsü bakımından son derece zengindir (Şekil 1.3). Karadeniz bölgesindeki en büyük fındık üretimi burada gerçekleşmektedir. Oldukça yoğun bitki örtüsüne sahip olduğundan toprağı görebilmek çoğu yerde imkansız hale gelmektedir.

Ulaşım E-5 ve TEM otoyolları vasıtasıyla sağlanmaktadır.



Şekil 1.2. Karasu ve Çevresi Fiziki Haritası



Şekil 1.3. Karasu'nun 2 km Güneyinde Bitki Örtüsüne Dair Görünüm.



Şekil 1.4. Karasu'nun 1 km Güneyinden Alınmış Bir Görüntü.

1.3.Amaç ve Kapsam

Kocaeli Yarımadası'nda yapılan bu çalışmanın amacı, bölgede yüzeylenmiş veya çeşitli sebeplerle açığa çıkmış olan paleosollerden alınacak örnekler üzerinde yapılacak incelemeler ile, bölgenin geçmiş iklim ve çevre koşulları hakkında çeşitli sonuçlara ulaşmaktır.



Paleosol, eski yüzey toprağı olduğundan, üzerinde bulunan bitki ile ilişkisi ortaya konulmadığında paleosol olarak değil toprak olarak tanımlanmaktadır. Kocaeli Yarımadası'nda paleosollerin gözlenebildiğı tek yer Adapazarı ili Karasu ilçesi civarındadır. Bunun sebebi bölgede ki bitki örtüsünün çok yoğun olması ve paleosollerin gözlenebileceğı yol yarmalarının açılmamış olmasıdır.

Paleosollerde yapılacak çalışmalar eski iklim koşullarını ortaya koyacağından, geçmişten günümüze doğru olan iklim değışim mekanizmalarının belirlenmesi, küresel iklim değışikliklerinin geleceğı ile ilgili verileri açığa çıkarır.

Bu çalışmada inceleme alanından alınan paleosol ve toprak örneklerinde yapılan çalışmalar sonucunda amaçlanan, tane boyu dağılımı, pH, nem, organik madde, karbonat içeriğı, kil mineralojisi, iz element ve ana element oksitleri jeokimyası ışığında Kocaeli Yarımadası paleosollerinin, oluştukları zaman kesiti içerisinde, iklim ve çevre koşullarını gün ışığına çıkartabilmektir.

1.4.Önceki Çalışmalar

Risch (1909), Adapazarı bölgesi ve çevresinde Pliyosen sonlarında genç tektonik hareketlerin meydana geldiğini ve bölgedeki bazı dağların, bu hareketler sonucu yükselmelerinin sonucunda oluştuklarından bahsetmektedir.

Altınlı (1943), Marmara bölgesinde, Kuvaterner sonucu yükselmelerle ilgili olarak akarsular derine doğru kazdığından ve hidrografya şebekesi yeni özelliğini kazandığından bahsetmektedir.

İnandık (1952 – 1953), Adapazarı ovası ve çevresinde yaptığı jeomorfolojik araştırmalar sonucunda, buradaki genç tektonik hareketlerle ilgili olarak, Sakarya havzasının Kuvaternerden bugüne kadar devamlı çöktüğünü belirtmiştir.

Birot ve Dresch (1956), Batı Karadeniz bölgesinin aşınımila düzleşmiş ve yatıklaşmış dağlarının, sonradan epirojenik hareketlerle yükseldiğinden bahsetmektedir.

Kraus (1958), Karadeniz bölgesindeki Miyosen – Pliyosen tabakalarının yükselip, denize doğru eğimlendiğinden bahsetmektedir.

Bilgin (1967), Adapazarı ve çevresinin Miyosen'de yükselip, Pliyosende meyillendiğini belirtmiştir.

Ardos (1979), çalışmasında, Neojen'deki geniş çaplı epirojenik hareketlerin, özellikle Miyosen sedimantasyonundan sonra, Anadolu'nun kütle halinde yükselmesine, çevresinin ise alçalmasına ve şimdiki rölyefin ortaya çıkmasına sebep olduğunu ortaya koymuştur.

Bronger ve Catt (1998), paleopedolojinin, yaşlı jeoloji bilimi içerisinde çok genç bir dal olduğundan bahsettikleri çalışmalarında, henüz çeşitli uygulama hatalarına maruz kalan bu bilim dalının, buna rağmen iklim bilimini, stratigrafiyi, paleontolojiyi, sedimantolojiyi, arkeolojiyi, sismolojiyi, jeomorfolojiyi, toprak sınıflandırmasını ve ziraati bünyesinde bir arada tutarak, tüm bu bilim dallarına veri sağladığını ve yorum güçlerini artırdığını belirtmişlerdir.

Dahms (1998), eski yüzey toprakları olan paleosollerin paleoçevre yapılandırmasında kullanılmasıyla ilgili yorumlar yapmıştır.

Emre ve diğ. (1998), önceki çalışmalar ve yeni çalışmalar ışığında bölgenin ayrıntılı bir şekilde morfotektonik evrimini ortaya koymuş, stratigrafisini ele almış ve Kuzey Anadolu Fay Zonunun evrimi, ortaya çıkış dönemi ve buna bağlı bölge tektonizmasını ayrıntılarıyla incelemişlerdir.

Inoue ve diğ. (1998), 279 çok kalkerli gölsel tortul örneklerini fizikokimyasal, mineralojik ve jeokimyasal özellikleriyle incelemiş, suda çözünabilir bileşenler olan jips, karbonat ve de tuz içermeyen mineraller olan kuvars, feldispat ve tabakalı kil minerallerindeki silikatlarda dikey değişiklikler ile Konya Havzası'ndaki iklim değişimlerini ortaya koymuşlardır.

Retallack (1998), paleosoller ile ilgili yaklaşım ve yorumları ele almış, incelemiş ve paleosol sınıflamasının temellerini oluşturmuştur.

Retallack (1998), toprak sınıflamasının paleosollere uygulanmasını ortaya koymuştur. Bunun yapılması esnasında paleosollerin de toprak olduğunu vurgulamış ve günümüz topraklarının mevcut çevre koşullarını ortaya koymasını temel alarak, paleosollerin, paleoçevre yorumlamadaki yararlarından bahsetmiştir.

Srivastava ve diğ. (1998), Hindistan'da Ganj Ovaları'nda Holosen İklim değişimlerini ortaya koymak için topraktaki kil minerallerini incelemişlerdir.

Jahn ve diğ. (2000), Çin'in Xining, Xifeng ve Jixian bölgelerindeki Löss Platoları'nın jeokimyasını incelemiş ve son 140000 yıldaki paleosol evrimini ortaya koymuşlardır.

Nettleton ve diğ. (2000), paleosol sınıflamalarını, yorumlama yaklaşımlarını ortaya koymuş ve genel olarak paleosoller ile ilgili bilgileri detaylı olarak derlemişlerdir.

Reuter (2000), paleopedolojide yer alan neo-, paleo-, kalıntı, fosil, gömülü toprak ve horizon gibi mantıksal tanımlamaları incelemiş ve açıklamalar getirmiştir.

Thiry (2000), denizel birikintilerdeki kil minerallerinin, Paleoçevresel yorumlamada yararlarını incelediği ayrıntılı derleme çalışmasında, karasal kil mineralleri ile karşılaştırılmalarını da yapmıştır.

Feng (2001), Kuzey Moğol Platosu'nda Gobi Çölü'nün, son 20000 yıldaki muhtemel bitki örtüsü, iklim koşulları ve iklim değişimlerini ortaya koymuştur.

Günster ve diğ. (2001), Güney İspanya'da ki Granada Havzası'nda Geç Pleyistosen'e ait lës ve paleosollerini incelemiş, havzayı temsil eden paleosollerini ortaya koymuş ve bu bölgenin iklim değişimlerini incelemişlerdir.

Günster ve Skowronek (2001), Batı Akdeniz'de Pliyosen ve Kuvaterner dönemlerinde ki kısa ve uzun süreçli iklim değişikliklerinin kanıtı olarak Granada Havza'sındaki sediment – toprak istiflerini göstermişlerdir.

Sedov ve diğ. (2003), Meksika'da Nevado de Toluca bölgesindeki paleosollerin mineral ve organik bileşenlerinin, paleoçevre ve toprak evrimi bakımından önemini ortaya koymuşlardır.



1.5. Materyal ve Metod

Bu tez kapsamında, Kocaeli Yarımadası paleosollerini temsil eden Karasu ilçesi güneyindeki inceleme alanından alınan numuneler üzerinde çeşitli analizler yapılmış, bölgenin tarihsel ve genel jeolojisi incelenmiştir. Çalışmalar, arazi ve laboratuvar çalışmaları olarak iki aşamada tamamlanmıştır. Bu aşamalarla ilgili bilgiler aşağıdaki bölümlerde ayrıntılarıyla verilecektir.



1.5.1. Arazi Çalışmaları

Çalışmada amaç Kocaeli Yarımadası'ndaki paleosollerin gözlemlendiği yerlerden numune alınmasıdır. Bu sebeple bölgede paleosollerin yegane gözlemlendiği yer olan Karasu'nun 2 km güneyindeki, Garmin marka GPS (Global Positioning System) cihazı ile koordinatları belirlenen noktada çalışma yapılmıştır.

Arazi çalışmalarında GPS, Brunton marka jeolog pusulası, jeolog çekici, kürek, numune torbaları ve sabit kalem hazır bulundurulmuştur. Arazi çalışmasına başlamadan önce yapılan literatür çalışmasında, öncelikle paleosollerin bulunabileceği muhtemel yerler araştırılmıştır. Belirlenen noktalar yerinde incelenerek, bu bölgelerdeki jeolojik yapıların araştırma konusuna uyup uymadığı belirlenmiştir. Muhtemel noktadaki birimler incelenmiş, paleosol olduğu belirlenen Karasu civarındaki 41° 0,3' Kuzey, 0,30° 41' Doğu koordinatlarındaki, deniz seviyesinden 211m yükseklikteki yerde çalışma başlamıştır. Ayrıntılı bir şekilde incelenen Kocaeli Yarımadasında, olası paleosoller aranmış, ancak sadece Karasu yakınlarındaki bir mevkiide rastlanmıştır.

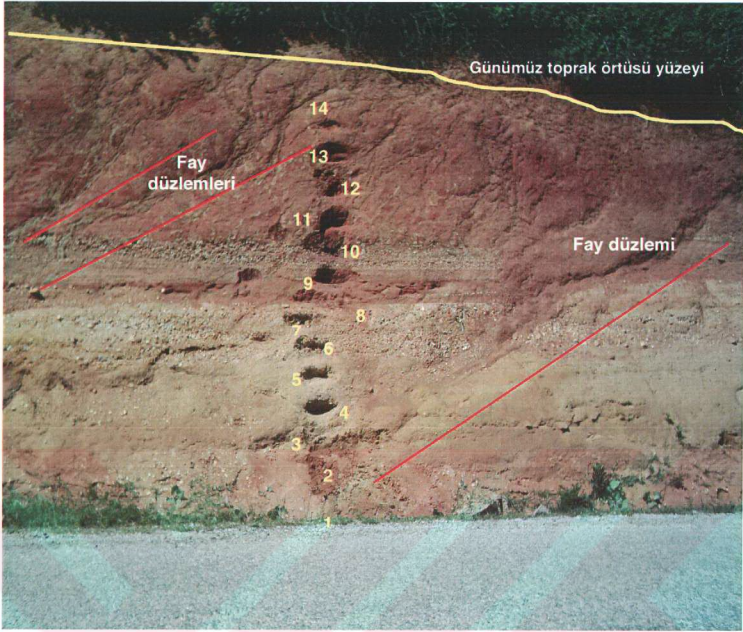
Örneklerin alındığı mevkiide, öncelikle paleosollerin alt ve üst birimleri incelenilmiştir. Daha sonra örnekleme yapılabilecek en uygun nokta

belirlenmiş (şekil 1.5) , ve yaklaşık 30 cm’de bir, alttan üste doğru 14 örnek alınmıştır (şekil 1.6; şekil 1.7). Alınan örnekler torbalara konularak, sabit kalemle işaretlenmiş ve ağızları kapatılmıştır.



şekil 1.5. Örnekleme Yapılacak Yerin Belirlenmesi

Arazi çalışmalarında yorumlamaya yönelik önemli bir aşama da, alınan örneklerin temsil ettikleri seviyenin fiziksel özelliklerinin not edilmesidir. Bu, laboratuvar çalışmaları sırasında ulaşılan sonuçların yorumlanmasını kolaylaştırmaktadır.



Şekil 1.6. İnceleme Alanından Alınan Örneklerin Genel Görünümü (Tablo 1.1’de, örneklerin alındıkları noktaların yüzeyden olan mesafeleri verilmiştir)

Tablo 1.1. Örneklerin Alındıkları Noktaların Yüzeyden Olan Mesafeleri

Örnek No	Derinlik (cm)
1	390
2	360
3	330
4	300
5	270
6	240
7	210
8	180
9	150
10	120
11	90
12	60
13	30
14	0



Şekil 1.7. Aşağıdan Yukarıya Doğru Örneklemeye Yapılırken.

1.5.2.Laboratuvar Çalışmaları

Araştırma kapsamındaki arazi çalışmaları sırasında alınan örnekler, öncelikle birkaç gün kurutulduktan sonra, çok sert yumrular oluşturmamaları için el ile ufalanmış ve oda sıcaklığında kurumaya bırakılmıştır. Laboratuvar çalışması için hazır hale gelen örneklerde, 4 ana grupta çalışılmıştır.

- 1) Fiziksel Özelliklerin İncelenmesi
 - a. Nem İçeriği
 - b. Tane Boyu Dağılımı
- 2) Kimyasal Özelliklerin İncelenmesi
 - a. Toprak Reaksiyonu (pH)
 - b. Organik Madde İçeriği
 - c. Karbonat İçeriği

- 3) Mineralojik Özelliklerin İncelenmesi
 - a. XRD (X – Işını Difraktometresi) Analizleri
- 4) Jeokimyasal Özelliklerin İncelenmesi
 - a. Ana Element Oksitleri
 - b. İz Elementler ve Nadir Toprak Elementleri



Çalışmadaki örneklerin tane boyu dağılımı ve XRD analizleri, GYTE Malzeme Bilimi ve Mühendisliği laboratuvarlarında, diğer analizler Çevre Mühendisliği laboratuvarlarındaki cihazlar ile yapılmıştır. Çalışmadaki ana element oksit ve element tayinleri ise Kanada’da bulunan ACME Analytical Laboratories Ltd ‘e yaptırılmıştır.

1.5.2.1.Fiziksel Özelliklerin İncelenmesi

1.5.2.1.1.Nem İçeriği Tayini

Nem içeriği, 2mm’lik elekten geçen hava kuru toprak örneklerinde, etüvde 1 saat, 105°C’de tutularak oluşan ağırlık kaybının hesaplanmasıyla bulunmuştur.

1.5.2.1.2. Tane Boyu Dağılımı Analizi

Oda sıcaklığında kurutulan örneklerde öncelikle tane boyu dağılımı tespiti için iri elek analizi yapılmıştır. 2 mm’ye kadar olan tane boyu dağılımı yapıldıktan sonra ıslak eleme analizi yapılmıştır. Bunun için 18, 35, 60, 140, 230 nolu, paslanmaz çelikten yapılmış ve uluslararası standartlara uygun elekler, elektronik kontrollü elek sallayıcı ve saf su kullanılmıştır (Şekil 1.8). Burada amaç her eleğin üzerinde kalan ve altına geçen malzeme miktarlarını tespit etmektir.

Bu işlemlerden sonra 230 nolu elek altına geçen örneklerde, Malvern Mastersizer 2000 marka particle sizer (tane boyutlandırıcı) cihazı kullanılarak

sulu sistemde tane boyu ölçümü yapılmıştır (Şekil 1.9). Amaç tane boyu tespitinde zorlanılan, 0,063 mm altındaki malzemede, sağlıklı sonuçlar elde etmektir.



Şekil 1.8. Islak Eleme İçin Kullanılan Düzenek.



Şekil 1.9. Malvern Mastersizer 2000 Marka Tane Boyutlandırıcı Cihaz

1.5.2.2. Kimyasal Özelliklerin İncelenmesi

1.5.2.2.1. Toprak Reaksiyonu (pH) Tayini

Toprak reaksiyonu tayini, Sims (1996)'nın metoduna uygun olarak, pH metre ile, toprak, su ve çeşitli kimyasallar kullanılarak hazırlanan toprak – su karışımında ölçülmüştür.

1.5.2.2.2. Organik Madde ve Karbonat İçeriği Tayinleri

Organik madde tayininde Heiri ve ark. (2000) tarafından uygulanan LOI (Loss on Ignition – ateş zaiyatı) metodu kullanılmıştır. Karbonat içeriği ve önceden bahsi geçen nem içeriği tayininde de yine aynı metoda uyulmuştur.

1.5.2.3. Mineralojik Özelliklerin İncelenmesi

Rigaku marka D-Max 2000 model XRD cihazında yapılan analiz için öncelikle cihaza verilecek olan örnekler hazırlanmıştır. Islak eleme metodu sonrasında 230 nolu (0.063 mm) eleğin altına geçen sıvıdan bir miktar alınmış ve buharlaştırma kabına konulmuştur. 105 °C'de 24 saat bekletilen sıvı buharlaştırdığında, geriye silt ve kil boyutlu malzeme kalmıştır. Havanda dövülerek çok ince toz haline getirilen örnekler, XRD cihazında analize hazır hale getirilmiştir (Şekil 1.10).



Şekil 1.10. Rigaku Marka D-Max 2000 Model XRD.

1.5.2.4. Jeokimyasal Özelliklerin İncelenmesi

Bu inceleme kapsamına giren ana element oksit ve element tayini analizleri, Kanada'daki ACME Analytical Laboratories Ltd şirketi tarafından yapılmıştır. Analizler ICP – ES , ICP – MS cihazları ve LOI metodu kullanılarak yapılmıştır.

Tüm sonuçlar Ek 1 ve Ek 2 'de verilmiştir.



2.KURAMSAL YAKLAŞIMLAR

2.1.Paleosol ve Paleopedoloji



2.1.1.Paleosol

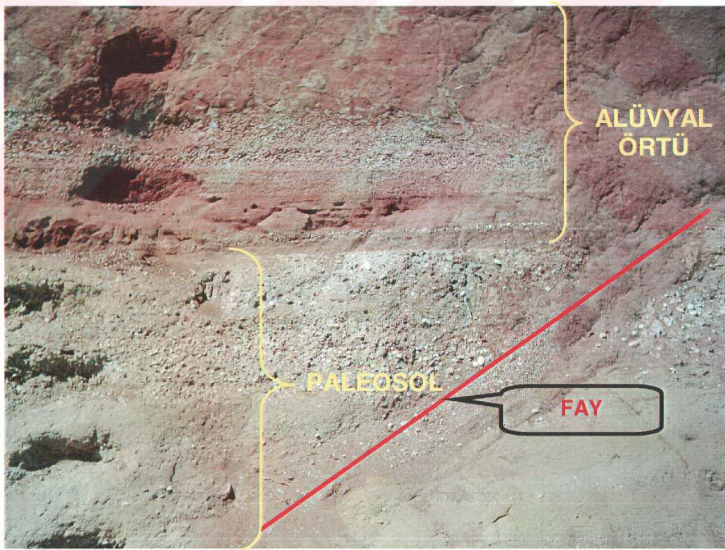
Paleosoller geçmiş iklim koşullarında (ve bununla bağlantılı bitki örtüsü, canlı etkisi ve rölyef) oluşmuş, bir şekilde üstleri başka birimlerce örtülmüş topraklardır (Şekil 2.1, Şekil 2.2). Geçmişteki iklim ve çevre koşulları günümüz koşullarından farklı olduğundan, o dönemde oluşan topraklar da günümüz topraklarından fiziksel ve kimyasal olarak farklıdırlar. Bu durum, bize pedogenetik koşulların etkilerini göstermektedir.

Bir başka deyişle paleosoller günümüz topraklarıyla uyumsuz topraklardır (Reuter, 1962). Bu tanım Jeomorfologlar'ın geçmiş iklim koşullarında oluşan topraklar ile günümüz koşullarında oluşan toprakları ayırmaları için yapılmıştır (Passarge, 1912).

Başka bir anlatımla ise; paleosoller eski atmosferik gaz bileşimlerinin barometreleri, geçmiş iklimlerin yağış ölççekleri, ekosistem oluşumlarının iz fosilleri, ana kaya üzerinde meydana gelen çevresel etkilerin kayıtları, geçmişteki topografyanın göstergeleri ve alüvyal çökelme hızının göstergeleridir (Retallack, 1998).



Şekil 2.1. Oldukça Tipik Bir Paleosol Profili (Hekimbaşı, Orta Anadolu)

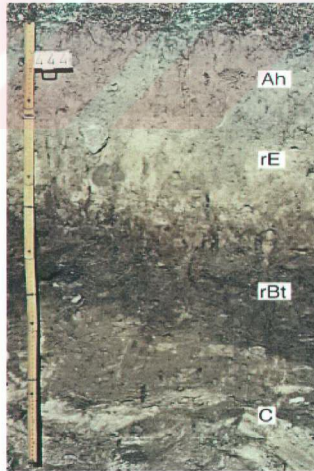


Şekil 2.2. İnceleme Alanındaki Paleosolün Üst Birimle Sınır İlişkisi

Paleosoller eski yeryüzü topraklarıdır. Bu topraklar çeşitli şekillerde gözlelenebilirler ve bu açıdan sınıflandırılmışlardır;

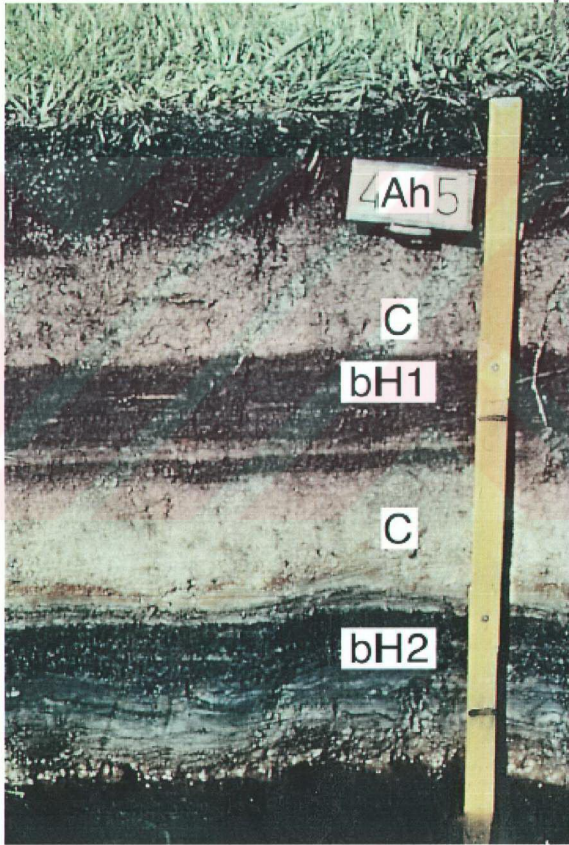
- 1) Gömülü kalmış paleosoller
- 2) Üzerileri aşınmış paleosoller
- 3) Kalıntı Paleosoller

Bu sınıflama paleosollerin yeryüzünde bulundukları anlardaki görünümüne, durumlarına göre yapılmıştır (Ruhe, 1965). Bu sınıflandırma terimleri şu şekilde açıklanmaktadır; “Kalıntı Paleosoller eskiden var olmuş, yeryüzü seviyesinde oluşmuş topraklardır, ancak daha genç tortullar tarafından örtülmemişlerdir (Şekil 2.3). Onların oluşumu geçmişten günümüze kadar sürmüş ve halen sürmektedir. Gömülü kalmış paleosoller de geçmişte oluşmuştur, ancak üzerileri daha genç tortullar veya kayalar ile örtülmüştür. Aynı şekilde, üzeri aşınmış paleosoller de geçmişte oluşmuştur. Bu paleosollerin üzerileri örtülmüş, ancak bu örtü zamanla aşınmıştır.” (Nettleton ve diğ., 2000).



Şekil 2.3. Til Üzerinde Kalıntı Paleosol (Reuter, 2000)

Paleosollerin tanımlanabilmesi saha çalışmalarına bağlıdır (Nettleton ve diğ., 1998). 3 tip paleosol içerisinde, en kolay gömülü kalmış paleosoller tanımlanır. Bunlar genç tortullar tarafından örtülmüşlerdir (Şekil 2.4). Üstü aşınmış paleosoller ve kalıntı paleosollerde tanımlama yapmak ise daha zordur. Kalıntı paleosoller; toprak oluşumuna müdahale olmayan ortamlarda, birden fazla çevresel koşulun etkisinde gelişen, toprak oluşumu ve yapısı kararlı birimlerdir (Nettleton ve diğ., 2000).



Şekil 2.4. Geç Holosen Eolian Kumu İle Örtülmüş, Gömülü Organik Horizonlar (Reuter, 2000)

Paleoevresel yorumlamalar ve paleosollerin karşılaştırılabilmesi için paleosol sınıflama sistemi gerekmektedir. Bu sistemde paleosollerin tamamı, hatta taşlaşmış topraklar bile yer almaktadır. Taşlaşmış paleosoller çoğunlukla gömülmüş paleosoller olmalarına rağmen, bazen üzerileri aşınmaktadır (Nettleton ve diğ., 2000).

2.1.2.Paleopedoloji

Paleosoller geçmişin yeryüzü topraklarıdır. Bazıları günümüzde Jeologların karşısına çıkmakta ve farklı özellikleriyle geçmiş iklim koşullarını yeniden yapılandırmada kullanılmaktadırlar. İklımsel (klimatik) değişimlerin delillerini saklayan bu topraklar, çoğunlukla stratigrafiye, kronolojiye ve yaşam çevrelerine uyumlu gelişmişlerdir. Bunun sonucu olarak da elde edeeğimiz bilgiler geçmiş hakkında birçok açıdan bilgi verecek niteliktedir (Retallack, 1998).

Toprak oluşumunun genellikle iklim, topografya, anakaya, organizma faaliyetleri ve zaman gibi etkenlerin kontrolünde geliştiğinin bilinmesi ve bunların verilerini güncel topraklarda denetleyebilme kolaylığı, son zamanlarda paleoekoloji ve paleoçevre araştırmalarında paleosol incelemelerini önemli bir yere koymuştur (Retallack, 1998).

Paleopedoloji; geçmiş iklim koşullarında oluşmuş toprakları, yani paleosolleri inceleyen bilim dalıdır. Bunu yaparken jeolojik ağları ve evrelerini inceler, açıklar. Paleopedoloji gelişirken kuvaterner jeologlarını, sedimentologları, jeokimyacıları, mikromorfologları ve toprak sınıflandırıcıları çalışma ağı içerisine almıştır (Catt, 1990; Retallack, 1990). Birkaç paleosoln incelenmesi bile, bize paleosollerin karmaşık stratigrafik istiflerin doğal sınırları olduklarını göstermektedir. (Morrison, 1978)

2.1.2.1. Paleopedolojinin Yer Bilimlerindeki Yeri

Gömülü kalmış paleosollerin jeolojik açıdan önemleri çeşitli uygulama yöntemleri ile ortaya konulabilir (Bronger, A.; Catt, J.A., 1998);

1) Çoğunun oluşumu uzun sürmüştür ($10^3 - 10^7$ yıl). Bu sebeple uzun, stabil, erozyona maruz kalmamış toprak yüzeyi olan dönemleri temsil etmektedirler. Bu da fosil veya stratigrafik tanımlamalarda sorun yaşanan dönemlere katkı sağlayarak, bölgeyi daha iyi tanımlamaya olanak sağlar. Aynı zamanda bölgenin tektonik geçmişiyle ilgili verileri de saklarlar.

2) Profil karakteristikleri (özellikler, kalınlık ve horizon istiflenmesi) iklim, topografya, canlılar, zaman ve ana materyal gibi etkenlerin kontrolü altındadır (Dokuchaev, 1883; Jenny, 1941). Bu etkenler, yüzeydeki sabit koşulların ne kadar sürmüş olduğunu tespit etmekte kullanılır.

3) Topraklar, bulundukları ortamın yaşam formlarını barındıran yegane örtüdür. Bu sebeple paleosoller, canlı kalıntılarını da bünyelerinde saklayarak, paleontolojik açıdan son derece önem kazanırlar. Bu kalıntılar; kabuk, tohum polen olabildiği gibi, bitki kökleri veya canlı kemikleri de olabilmektedir.

Löss - paleosol istiflerinin dünya çapında iklimsel yorumlamalarda yoğun olarak kullanılmalarının sebebi; kuvaterner süresince oluşmuş, farklı bölgelerdeki çoğu yüzey toprağını temsil eder nitelikte olmalarıdır. Paleosollerin tamamı incelendiğinde ve yaşları belirlendiğinde, diğer tüm metodlardan daha sağlam temellere dayanan bir coğrafik paleoiklim kaydı elde edilmiş olacaktır (Bronger, A.; Catt, J.A., 1998).

Paleosolleri incelemek için bir diğer sebep ise, zaman ve tektonik olaylar arasındaki bağlantıyı daha sağlam bir zemine oturtmaktır. Bu sayede elde edilecek veriler bize depremlerin meydana geliş zamanlarını

göstereceğinden, tarihsel kayıtların güvenilirliği artacak ve geleceğe yönelik tahminlerde gelişme sağlanacaktır (Bronger, A.; Catt, J.A., 1998).

2.2.İklim Etkisiyle Oluşan Aşınma ve Toprak Oluşumu

Hava şartlarından dolayı meydana gelen aşınma ve toprak oluşumu yeryüzünde homojen bir kabuk oluşturmaz. Kayaçların başkalaşmasını birçok faktör etkilemektedir. Bu faktörler iklim, anakaya, bitki etkisi, zaman ve topografyadır. Bu faktörlerden iklim ve yer kabuğunun üst yüzeyi içindeki su rejimi, konusu ve ortaya koydukları bakımından bizim için en önemli faktördür.

2.2.1.Topraktaki Su Rejimi ve Toprak Sıcaklığı

Kayaç minerallerinin kile dönüşmesi; mineraller ve yağış ile gelen su arasındaki kimyasal tepkimelere bağlıdır. Yıl boyunca meydana gelen yağış miktarı ve dağılımı, hava şartlarına bağlı aşınmayı kontrol ederek, toprak oluşumuna etkiye bulunur. Sıcaklık, kimyasal tepkimelerin kinetiğini artırır. Dahası sıcaklık ve rutubet, biyolojik aktiviteyi tetikler ve bunun sonucunda da organik madde dönüşümü artar. Sıcaklık ve yağış, iklim etkilerinin en temel unsurlarıdır ve dünyanın çeşitli yerlerindeki farklı toprak türlerinin oluşumlarını açıklayan yegane verilerdir (Velde, 1998).

Organik maddelerin biyolojik bozunması ve topraktan buharlaşan nem, toprağın sıcaklığı etkisiyle bir miktar artar. İklimler her mevsim değişim gösterir. Buna bağlı kimyasal, biyolojik aktiviteler ve toprak oluşum oranları çeşitlilik gösterirler (Velde, 1998).

Isı toprağın derinliklerine doğru yavaşça hareket eder. Bu sebeple toprak yüzeyinde ısı dalgalanmaları, derinlere göre daha fazladır. Günlük

dalgalanmalar yüzeye yakın derinliklerde etkili olsalar da, yıllık ısı dalgalanmaları daha derinlere etki eder (Velde, 1998).

Toprak sıcaklığı iki faktörün etkisi altındadır; yamacın durumu ve enlem. Güneş ışınlarına karşı konumdaki yüzeyler, açılı durumda olan yüzeylere göre daha çok ısınır. Tropik bölgelerde, güneş ışınlarının yeryüzüne ulaşana kadar atmosfer tabakasında, diğer bölgelere göre daha kısa mesafeler kat ediyor olması bu durumun kanıtıdır. Yükseklik de iklimi etkileyen başka bir faktördür. Yeryüzünden yukarı doğru sıcaklık, her 100m'de 0,8°C azalmaktadır (Velde, 1998).

Gün boyunca sıcaklık bitki örtüsü tarafından dengelenir. Güneş enerjisinin büyük bölümü bitkiler tarafından emilir ve geceleri de ısınan toprağın sıcaklığı bitkiler tarafından atmosfere geri gönderilir (Velde, 1998).

2.3.KİL

2.3.1.Kil Jeolojisi

Kil jeolojisi; kil oluşumu, kil başkalaşımı ve kil bozunumunun farklı jeolojik çevrelerde gerçekleşmesi konularını kapsar (Velde, 1998).

Kil maddesi değişik şekillerde tanımlanır (Velde, 1998). Şöyle ki:

1) Tane büyüklüğü esas alındığında, 2µ'dan daha küçük zerrecilerin oluşturduğu maddeye kil denir (Şekil 2.5). Burada asıl kil mineralleri yanında, bu boyuttaki kuvars, kalsit, pirit ve diğer maddeler de kil kavramı içine girer.

2) Kimyasal bileşim esasına göre yapılan tanımlamada, kaolinit, montmorillonit, illit gibi sulu alüminyum silikatlar yanında, ince taneli klorit ve vermikullit de kil sayılır.

3) Petrografik tanımlamada ise, gerçek kil mineralleri ile birlikte serizit, muskovit, biotit, klorit, gipsit ve boksit kil grubu içine alınır. Kil minerallerinin tane boyutları çok küçük oldukları için, onları mikroskop altında inceleme olanağı yoktur. Bu nedenle kil mineralleri X – ışınları difraksiyonu uygulama tekniği ile incelenir ve birbirlerinden ayırt edilir.



İ : İnce			O : Orta			K : Kaba	
Silt			Kum				Çakıl
İ	O	K	İ	O	K		
0,002	0,006	0,02	0,06	0,2	0,6	2 mm	

Şekil 2.5. Tane Boyu Sınıflaması

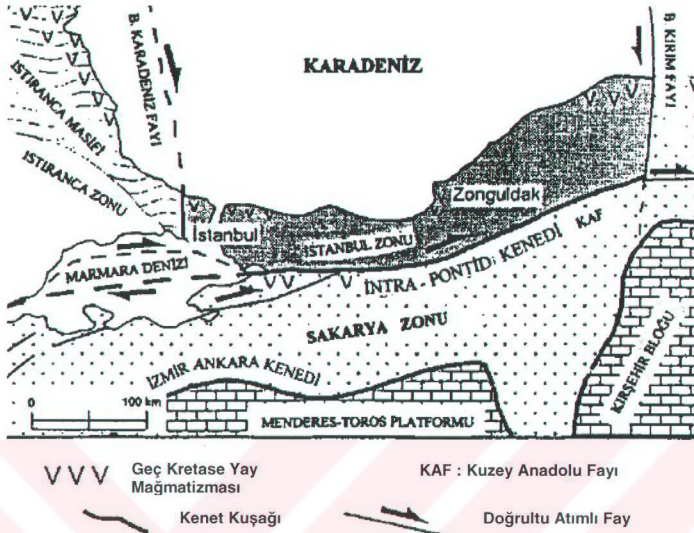
2.3.1.1.Killerin Oluşumu

Killer sınırlı bir takım koşullar altında oluşurlar. Bu koşullar zaman, sıcaklık ve derinliktir. Genellikle yüzeyde bulunurlar. Kaya – atmosfer ilişkisinin bulunduğu yerler killerin kaynağını oluşturur. Bazı killer de su – tortul karşılaşmasında (derin deniz veya göl tabanı) oluşurlar. Sınırlı sayıda ki killer ise, sıvı çözeltilerin kayaçlar ile, ya tortul yığınlarının belli bir miktar derinliklerinde, ya da mağmatik soğumanın son evrelerinde (hidrotermal alterasyon) karşılaşması sonucu oluşurlar. Bu son senaryo nadir olarak gözlenirse de, jeologlar açısından son derece önem teşkil eder. Hidrotermal alterasyon, genelde ekonomik önemi olan altın, tungsten ve uranyumun birikimine sebep olur. Bu sebeple jeologlar ne zaman derinlerde kile dönüşmüş kayalar ile karşılaşsalar, ağır metal tayini için mutlaka bu bölgeden numune alırlar. Hidrotermal alterasyon, ağır metal birikimi dışında, saf kil oluşumunun da sebebidir. Saf killer de ekonomik olarak önemlidirler (Velde, 1998).

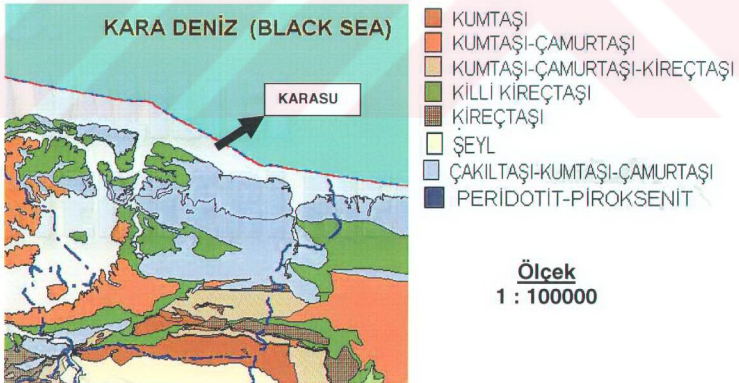
3.İNCELEME ALANI VE ÖZELLİKLERİ

3.1.Bölgenin Genel Stratigrafisi

Bölgenin Neojen öncesi temelini, paleotektonik dönemde gelişmiş İstanbul ve Sakarya zonlarına ait kaya toplulukları oluşturur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1989; Okay ve Görür, 1995; Yılmaz ve ark., 1995). İstanbul zon, günümüzde KAF'ın (Kuzey Anadolu Fay) yer aldığı ve Erken Eosen Oligosen'de İntra – Pontid okyanusunun kapanması sonucu oluşan kırık boyunca bir araya gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1989; Okay ve Görür, 1995). İstanbul Zonu, Ordovisiyen – Alt Tersiyer yaşlı tortul kayalardan, Sakarya Zonu ise, metamorfik bir temel ve Jura – Kretase yaşlı tortul örtüden oluşur (Okay, 1989; Okay ve Görür, 1995; Yılmaz ve ark., 1995). Bölgedeki Neojen – Kuvaterner yaşlı kaya toplulukları, farklı yaş ve fasiyeslerde gelişmiş üç ana çökel istifinden oluşmaktadır (Şekil 3.4). Bunlar belirgin açısal uyumsuzluklarla birbirinden ayrılabilir. Erken - Orta Miyosen yaşta olanlar Kocaeli yarımadası, Geç Miyosen – Pliyosen yaşlı olanlar Armutlu yarımadası ile Bilecik – Bursa yöresi, Geç Pliyosen – Günümüz arasındakiler ise KAF zonu boyunca yer alan havza / koridorlarda izlenmektedir (Şek. 3.1). Çökellerin günümüzdeki dağılım düzeni, bölgenin neotektonik dönem yapılarının yaşı, niteliği ve oluşturdıkları morfotektonik yapı ile uyumludur (Şekil 3.1).



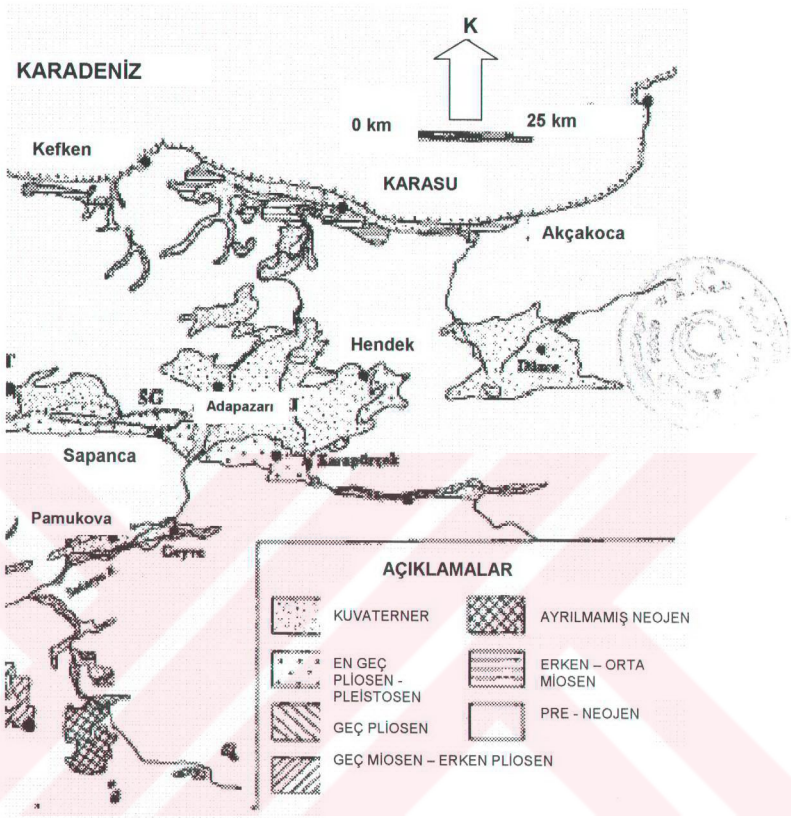
Şekil 3.1.İnceleme Alanı ve Çevresinin Tektonik Konumu
(Görür ve ark., 1997)



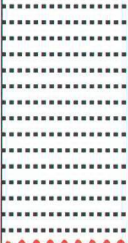
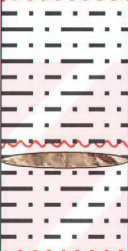
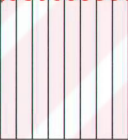
Şekil 3.2.Bölgenin Jeolojik Haritası (Sakarya Valiliği'nden alınmıştır.)

3.2.Karasu Formasyonu

Karadeniz kıyısı boyunca, Karasu – Kefken ve Kocaeli yarımadasının İstanbul bölümünde yüzeylenmektedir (Şekil 3.3). Formasyon 1 : 500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasında (MTA, 1964) Pliyokuvaterner, Karasu yöresinde Pliyosen yaşlı Örencik formasyonu (Aydın ve diğerleri, 1987), İstanbul yöresinde ise Pliokuvaterner yaşlı Belgrad formasyonu (Baykal ve Önal, 1979; Seymen, 1995) olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.3). Kırmızı, sarı ve kahverengi olan birim kumtaşı, çakıltası, silttaşı ve çamurtaşlarından oluşur. Tip lokalitesi Karasu yöresidir (Şekil 3.2). Burada Neojen öncesi temel kayalar üzerinde aşıl uyumsuzlukla yer alan birimin kalınlığı 30-40 metredir (Şekil 3.3). En altta, temel kayalar üzerinde, kalınlığı yer yer 10 metreye yaklaşan kırmızı, kahve ve sarı alacalı renkli paleosol düzeyi bulunur. Bunun üzerinde kumtaşı, çakıltası, silttaşı ve çamurtaşı ardalanması yer alır (Şekil 3.4). Kumtaşları çoğunlukla kuvars tanelidir. Çakıltası elemanları şiddetli ayrışmaya uğramıştır. Bu dentritik seviyeler içerisinde kalınlığı bir metreye ulaşabilen pedojenik zonlar izlenir. Formasyonda yaş bulgusu elde edilememiştir. Birim Karasu yöresinde Holosen yaşlı kıyı tortullarınca üzerlenmektedir. Tabanında yer alan kalın paleosoller, çakıl elemanlarının şiddetli ayrışması ve içerdği pedojenik zonlar sebebiyle nemli ve sıcak iklim koşulları altında depolandığını göstermektedir (Wright, 1992 a, b; Mack ve diğerleri, 1993). Armutlu yarımadasında Üst Miyosen yaşlı Mudanya formasyonu içerisinde bu formasyonun ayrılmış çakıllarına rastlanılır. Erol (1981)'e göre bölgesel jeomorfolojik veriler, formasyonun Erken - Orta Miyosen'deki nemli ve sıcak iklim koşulları altında gerçekleşen bir penenlenleşme sürecinin karasal çökelleri olarak depolandığını göstermektedir. Bu nedenlerle Karasu formasyonunun Erken - Orta Miyosen yaşta olduğu kabul edilmiştir.

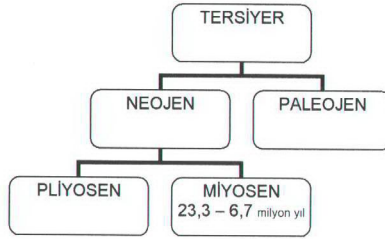


Şekil 3.3. İnceleme Bölgesindeki Neojen ve Kuvaterner Çökellerinin Dağılımı
(Emre ve ark., 1998)

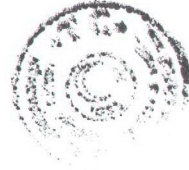
KARADENİZ BÖLGESİ				
YAŞ			KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR
K U V A T E R N E R	H O L O S E N			Akarsu, Delta, Kumul, Kumul Çökelleri
M İ Y O S E N	O R T A - A L T	K A R A S U F M		Çakıltası, Kumtaşı, Silttaşı, Kil taşı, Fosil Toprak
NEOJEN ÖNCESİ				Temel Kayalar

Şekil 3.4. İnceleme Alanının Genelleştirilmiş Stratigrafik Kesidi (ölçeksiz)

3.3.Tarihsel Jeoloji



Şekil 3.5. Jeolojik Devirler



Senozoik dönemine ait jeolojik devirler Ek.3'te verilmiştir.

3.3.1.Neojen

Neojen sırasında Türkiye'nin büyük bir bölümü deniz sularının etkisi altında kalmış ise de, birçok bölgedeki karasal fasiyeste, Neojen gelişimi gözlenmektedir (Meriç, 1982).

Kuzey Anadolu'da, Ordu – Sivas – Erzincan arasındaki bölgede, Kelkit Vadisi kuzey ve güneyindeki geniş alanlarda, neojen mostraları yer almaktadır. Neojen'in tabanını oluşturan Miyosen; altta denizel, üstte ise karasal kökenli tortullar ile belirlenir. Genellikle açık renkli ve bol algli kireç taşları ile temsil edilen Alt Miyosen, zengin bir mikrofauna içermektedir. Tabanda denizel fasiyeste gelişmiş olan Miyosen'in üst seviyelere doğru lagüner fasiyese dönüştüğü ve jipsli oluşukları geliştirdiği söylenebilir (Meriç, 1982).

3.3.1.1.Miyosen

Senozoiğin en uzun bölümü olan Miyosen'de, dünya artık modern biçimini almaya başlar. Orta ve Güney Amerika arasında, Panama köprüsü, dönemin sonuna doğru kurulur. Hindistan ile Afrika – Arap plakası, Avrasya

ile birleşir. Afrika'nın Avrasya ile birleşmesiyle, Tetis iyice küçülür, Doğu Afrika yükselir. Dönem boyunca kıtalar üzerinde dağlar yükselir; Asya'da Himalayalar, Güney Amerika'da Andlar, Kuzey Amerika'da da Rocky dağları (Bilim ve Teknik İnternet Sitesi, TÜBİTAK, 2004).

Neojen'deki geniş çaplı epirojenik hareketler, özellikle Miyosen sedimentasyonundan sonra, Anadolu'nun kütle halinde yükselmesine çevresinin ise alçalmasına ve şimdiki rölyefin ortaya çıkmasına sebep olmuştur. Böylece Miyosen'de kabaca deniz seviyesinde olan Anadolu bugünkü yükseltisine ulaşmış, bunun sonucu olarak şiddetli bir aşınım kendini göstermiş, akarsular özellikle kaide seviyesine yakın olan kısımlarda derine doğru kazmak suretiyle rölyefin daha da belirmesine neden olmuşlardır. Bu gömülmelerle ilgili olarak boğazlar ve yarma vadiler ortaya çıkmıştır (Ardos, 1979).

Miyosen, soğuk Oligosen ve Pliyosen arasında, görece ılıman bir dönemdir. Dönem boyunca görülen kuraklık ve dönemin sonlarına doğru başlayan soğumanın temel nedeni, kıtalardaki konumsal değişimler ve sıra dağların yağmur gölgesi oluşturarak kıtaların iç kesimlerine yağış düşmesini engellemesidir (Bilim ve Teknik İnternet Sitesi, TÜBİTAK, 2004).

Antarktika'nın güney kutbuna kayıp diğer kıtalardan soyutlanmasıyla, küresel okyanus akıntıları değişir ve sıcak tropik sularla soğuk kutup sularının karışması büyük ölçüde engellenir. Böylece Antarktik buzulları oluşur (Bilim ve Teknik İnternet Sitesi, TÜBİTAK, 2004).

Miyosenin en önemli biyolojik değişimi; çöl, tundra ve otlak alan gibi açık vejetasyon sistemlerinin kurulmasıdır (Şekil 3.6). Ormanlar gibi kapalı vejetasyonların azalmasıyla, bu sistemler yaygınlaşır. Bu durum, ılıman iklim kuşağında yeni bir çeşitlenmeye ve hayvanlarda pek çok morfolojik değişime neden olur. Özellikle kuşlar ve memeliler yeni biçimler geliştirir (Gray ve Shear, 1992).



Şekil 3.6. Savan (Bilim ve Teknik İnternet Sitesi, TÜBİTAK, 2004)

Miyosen'de memeli çeşitliliği zirveye ulaşır. Pek çok ilkel memeli soyu tükenirken; yaşamayı başaranlar neredeyse modern görünüşlüdür. Geyikler, rakunlar, gelincikler, zürafalar, sırtlanlar ilk kez ortaya çıkar. Yavaş ve hantal etçiller olan Kreodontların yerini hızlı ve zeki kedi ve köpekler alır. Miyosen'in baskın yırtıcısı kılıç dişli kaplanlardı. Kıtalar arasındaki su bariyerlerinin kalkmasıyla, Avrupa – Asya, Asya – Afrika ve Asya – Kuzey Amerika arasında hayvan göçleri yaşanır. Denizlerde balinalar ve deniz inekleri yaygınlaşır. Hem tek toynaklılar hem de çift toynaklılar, Miyosen'de hızlı bir evrimleşme temposu içine girer. Atlar, daha da evrimleşerek midilli boyutlarına ulaşır. Develer, üç parmaklı atlar, koyun benzeri oreodontlar, çeşitli tipte gergedanlar, dört dişli Mastodonlar (Trilophodon) ve insansı maymunlar yaygındır (Gray ve Shear, 1992).

Dünya'da izlenen Mesozoyik sıcak iklimi, Alt Tersiyer'e kadar süre gelmiştir. Orta Eosen'de, ısının en yüksek dereceye vardığı zamanlarda, Paris Havzası tropik kuşağa ait bulunuyordu. Orta Avrupa Eosen florasına akraba olan bitkiler, günümüzde Orta Amerika, Hindistan ve Güney Çin'de yetişmektedir. Bu dönemden sonra ise sürekli bir soğuma olmuştur. Kalkerce zengin pelajik çökellerde belirgin bir azalma gözlenmesi bu durumun göstergesidir. Alt Tersiyer'de Londra çevresinde palmyeler görülür. Miyosen sonunda ise bunların orta Almanya'da kaybolduğu gözlenir ve Pliyosen başında da palmyeler güney Almanya'da dahi izlenemez. Aynı zaman

zarfında, resifal kütlelerin kuzey sınırının ekvatora doğru çekildiği saptanmaktadır. Eosen'de Londra ve Miyosen'de de Viyana havzalarının, resifal kireç taşlarının kuzey sınırı olduğu anlaşılmıştır. Miyosen'de kuzey Pasifik molluskları kuzey kutbundan itibaren kuzey Atlantik ve Kuzey Denizine doğru geçmeye başlamışlardır. Yaklaşık olarak Alt Pliyosen içerisinde İzlanda'da izlenen ilk moren çökelleri, Kuvaterner buzul devrinin başlangıcını haber verirler. Bu sürekli ısı düşmesine paralel olarak, civar denizlerdeki çökelme miktarı da bir hayli azalmıştır. Tuzluluk derecesinin değişimi, kömür oluşmasına bağlı olarak değişmektedir. Tersiyer'de mevsimler çok belirgin bir hale gelmiştir ve bu mevsim farklılıkları çökellerde, bitkilerde ve pullu balıklarda gözlenebilmektedir (Meriç, 1982).

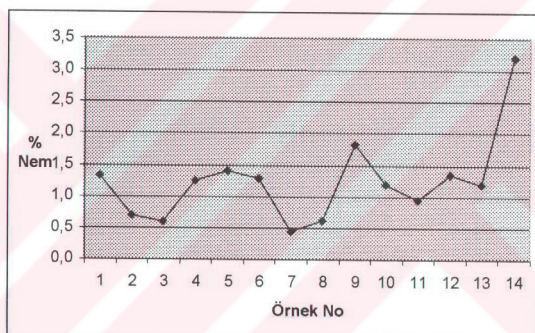
4.BULGULAR VE YORUM

4.1.Örneklerin Fiziksel Özelliklerinin İncelenmesi

4.1.1.Nem İçeriği



Elde edilen sonuçlara göre 1, 5, 9, 14 nolu numunelerde nem miktarı artış, buna karşın 3, 7 ve 8 nolu numunelerdeki nem miktarı düşüş göstermiştir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Örneklerde Nem İçeriği Dağılımı

Bir ortamda kilin olması, nemin de varolması demektir. Bir akarsu varlığından söz ettiğimiz 7 ve 8 nolu örneklerde, yıkanma sonucu kil bulunmadığından dolayı, nem içeriği de çok az tespit edilmiştir.

Tablo 4.1. Örneklerdeki Nem, Organik Madde ve Karbonat İçerikleri (%)

Örnek No	Derinlik (cm)	Nem (%)	Organik Madde (%)	Karbonat (%)
1	390	1,322	3,948	0,965
2	360	0,685	2,387	0,487
3	330	0,594	2,500	0,350
4	300	1,250	3,286	0,808
5	270	1,404	5,267	0,691
6	240	1,278	4,024	0,583
7	210	0,436	1,414	0,323
8	180	0,611	1,828	0,425
9	150	1,820	4,684	0,797
10	120	1,184	3,651	0,714
11	90	0,939	2,834	0,732
12	60	1,332	3,628	0,850
13	30	1,189	3,640	0,840
14	0	3,203	13,350	0,670

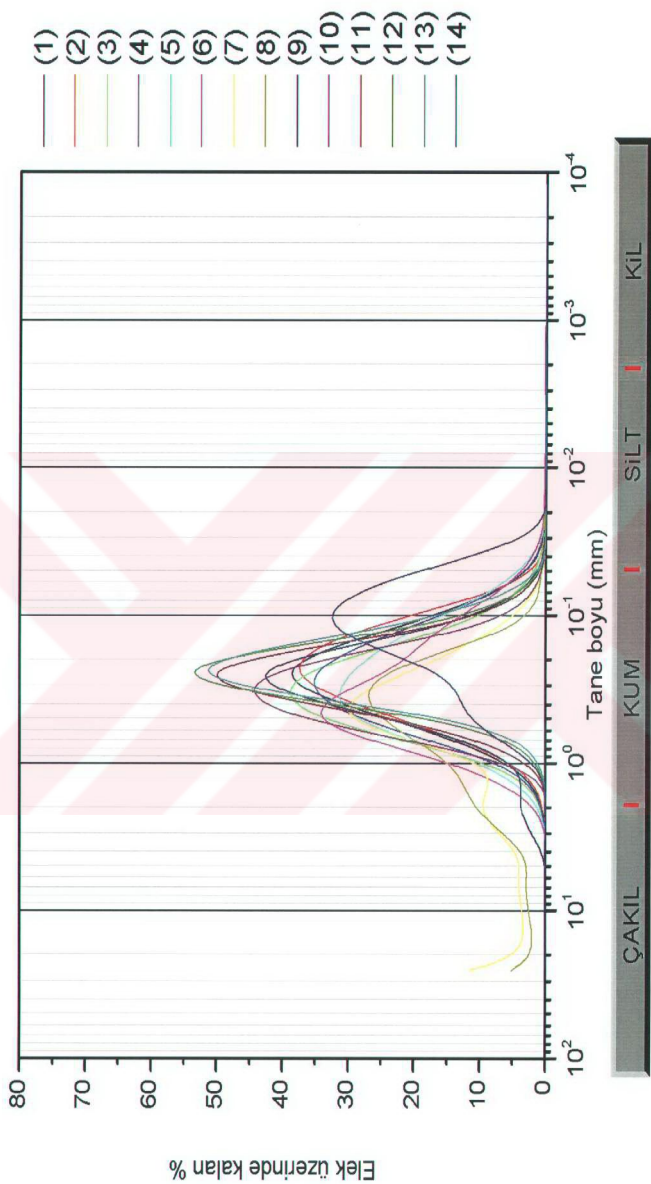


4.1.2.Tane Boyu Dağılımı

Tane boyu dağılımı analizleri sonucunda, örneklerin yüksek oranda kum boyutunda tanelerden oluştuğu görülmüştür (Şekil 4.2; Tablo 4.2). Şekilde de görüldüğü gibi, 7, 8 ve 9 nolu örneklerde çakıl boyutunda taneler bulunmaktadır.

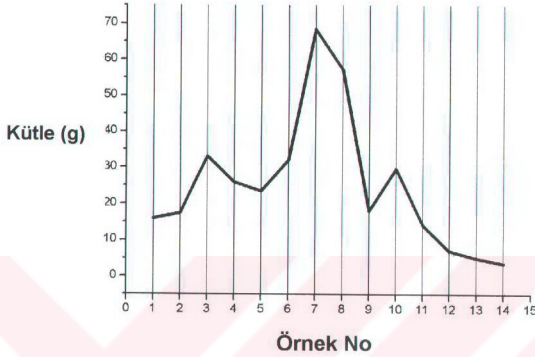
Tablo 4.2. Toprak Örneklerinin Tane Boyu Dağılımı Analiz Sonuçları

Tane Boyu (mm)	Örnek No													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
25,4	0	0	0	0	0	0	11,5623	5,233	0	0	0	0	0	0
19,5	0	0	0	0	0	0	2,5533	1,2395	0	0	0	0	0	0
9,53	0	0	0	0	0	0	3,69	2,7822	0	0	0	0	0	0
6,35	0	0	0	0	0	0	4,2055	2,9665	0	0	0	0	0	0
4	0	0	0	0	0	0	3,4557	2,541	0	0	0	0	0	0
2	0	0	0	0	0	0	12,2238	11,9688	5,1244	0	0	0	0	0
1	3,7188	2,9873	5,1531	4,3021	8,0895	12,2206	4,3631	12,9449	1,7209	0	0,1141	0	0	0
0,5	23,6555	22,5911	38,8240	31,3080	33,1552	41,8874	37,2168	26,7307	22,8909	42,0935	19,7024	10,3841	7,5239	13,7582
0,25	46,0269	42,5658	41,1548	38,7630	30,8841	22,8250	21,3789	28,6872	54,3039	49,2121	66,7019	73,4691	69,0625	12,4100
0,125	23,2901	30,0435	12,7052	21,7810	20,5338	17,0473	6,5005	2,4658	14,1431	6,9381	12,7781	15,3297	21,9100	36,8019
0,062	3,0337	1,3937	1,8546	3,3942	5,1830	4,5542	0,1980	0,5924	0,9031	0,4059	0,4221	0,3194	0,3677	28,5238
0,031	0,0005	0,0010	0,0036	0,0008	0,0014	0,2447	0,1167	0,4306	0,0114	0,0686	0,0270	0,0302	0,0127	0,0109
0,0155	0,0018	0,0110	0,0065	0,0038	0,0059	0,2353	0	0	0,0135	0,0671	0,0671	0,0346	0,0173	0,0295
0,00752	0,0012	0,0098	0,0062	0,0032	0,0106	0,1086	0	0	0,0126	0,0362	0,0474	0,0281	0,0177	0,0517
0,00376	0,0010	0,0079	0,0018	0,0016	0,0045	0,0630	0	0	0,0089	0,0421	0,0430	0,0186	0,0112	0,0374
0,00188	0,0007	0,0071	0,0021	0,0014	0,0025	0,2944	0	0	0,0081	0,0232	0,0520	0,0132	0,0286	0,0286
0,00094	0,0013	0,0057	0,0034	0,0009	0,0016	0,0300	0	0	0,0091	0,0404	0,0613	0,0255	0,0116	0,0226
0,00047	0,0030	0,0117	0,0052	0,0010	0,0019	0,0925	0	0	0,0214	0,0370	0,0950	0,0546	0,0127	0,0188
0,00023	0,0173	0,0057	0,0021	0,0011	0,0002	0,0198	0	0	0,0227	0,1142	0,1007	0,0540	0,0399	0,0043
0,00012	0,0520	0	0	0	0	0	0	0	0,0051	0,0850	0,0204	0,0102	0,0613	0,0000



Şekil 4.2. Tane Boyu Dağılımı

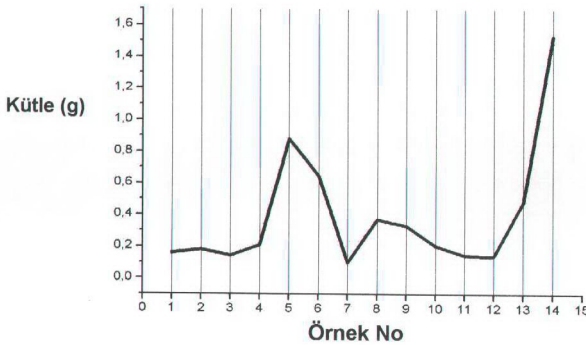
Şekil 4.2 ve Şekil 4.3.'teki grafiklerde de görüldüğü gibi, 7 ve 8 nolu örneklerde tane boyu büyümekte, 1, 2, 5, 9, 12, 13 ve 14 nolu örneklerde ise küçülmektedir. Özellikle 7 ve 8 nolu örneklerde tane boyundaki farklılık dikkat çekicidir (Şekil 4.2; Tablo 4.2).



Şekil 4.3. Örneklerdeki 0,5mm ve Üzeri Boyuttaki Tanelerin Dağılımı

2 mm üzerindeki tane boyutunda artış ve tane dizilimi, bu seviyeleri bir akarsuyun oluşturduğunu göstermektedir.

0,5 mm'den küçük boyutlu taneler, 5 ve 14 nolu örneklerde ciddi bir artış göstermiştir (Şekil 4.4).



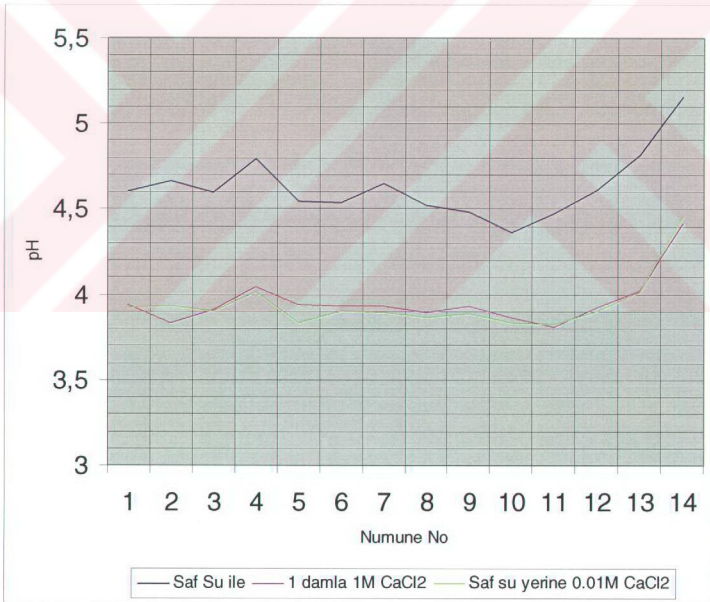
Şekil 4.4. Örneklerdeki 0,5mm'den Küçük Boyuttaki Tanelerin Dağılımı

7 ve 8 nolu örneklerde, 0,5mm'den küçük boyuttaki tanelerin oranında düşüş görülmesi, silt ve kil boyutlu malzemeye bu seviyelerde rastlanmaması, bize bu seviyelerin bir akarsu tarafından oluşturulduğunu gösteren diğer bir veri olmuştur.

4.2.Örneklerin Kimyasal Özelliklerinin İncelenmesi

4.2.1.Toprak Reaksiyonunun (pH) Belirlenmesi

İnceleme alanı örneklerinde pH değerleri, 4,3 ve 5,2 değerleri arasında değişim göstermektedir (Tablo 4.3).



Şekil 4.5. Örneklerde pH Değerlerinin Dağılımı

Şekil 4.5'te de görüldüğü gibi, çözünebilir tuzların örneklerde bulunması ihtimaline karşı, CaCl_2 ile yapılan pH ölçümleri sonrasında, örnekler arasındaki pH değişim grafiklerinde farklı bir görünüm elde edilmemiştir. Buna dayanarak ortamda çözünebilir tuz olmadığından, saf su ile yapılan pH değerleri, örneklerin asıl pH değerleri kabul edilmiştir.

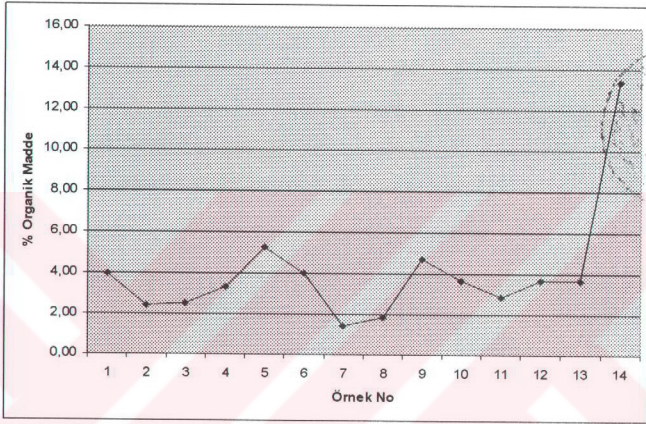
Tablo 4.3. Örneklerin Toprak Reaksiyonu (pH) Değerleri

Örnek No	Derinlik (cm)	Saf Su ile pH	1 damla 1M CaCl_2	Saf Su Yerine 0.01M CaCl_2
1	390	4,6	3,94	3,92
2	360	4,66	3,83	3,93
3	330	4,59	3,91	3,9
4	300	4,79	4,04	4,01
5	270	4,54	3,94	3,83
6	240	4,53	3,93	3,9
7	210	4,65	3,93	3,89
8	180	4,52	3,89	3,86
9	150	4,48	3,93	3,88
10	120	4,36	3,86	3,83
11	90	4,47	3,81	3,82
12	60	4,61	3,92	3,9
13	30	4,81	4,02	4,01
14	0	5,15	4,41	4,46

Tablo 4.3'de görüldüğü gibi, örnekler üzerinde yapılan pH analizi sonuçlarına göre tüm örnekler asit topraklardır. Yağışlı bir iklimi olduğu bilinen Miyosen dönemine ait topraklar için bu durum gayet normaldir.

4.2.2.Organik Madde İçeriği

Elde edilen sonuçlara göre organik madde içeriğinde, 5, 9 ve 14 nolu örneklerde artış, buna karşın 7 ve 8 nolu örneklerde düşüş gözlenmiştir (Şekil 4.6).

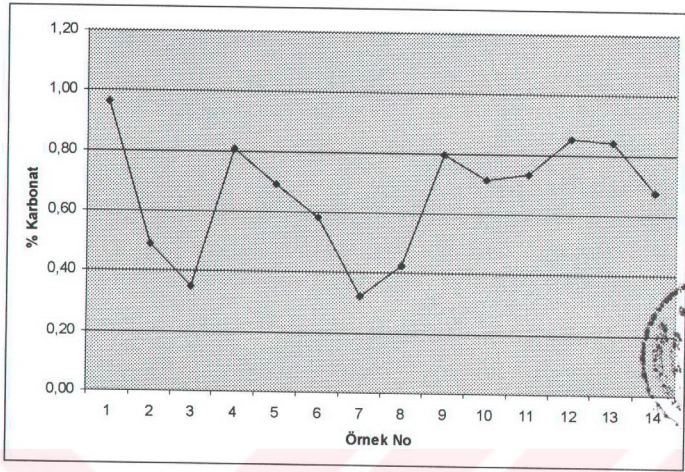


Şekil 4.6. Örneklerde Organik Madde İçeriğinin Dağılımı

Günümüz yüzey toprağı olan 14 nolu örnekte ve paleosol olan 5 nolu seviyede organik madde miktarında artış normaldir.

4.2.3.Karbonat İçeriği

Elde edilen sonuçlara göre 1, 4 ve 9 nolu örneklerde artış, 3, 7 ve 8 nolu örneklerde ise düşüş gözlenmiştir (Şekil 4.7).



Şekil 4.7. Örneklerde Karbonat İçeriğinin Dağılımı

Genel olarak son derece düşük olan karbonat içeriği, yağışın fazla olmasından ve dolayısıyla pH değerlerinin düşük olmasından kaynaklanmaktadır (Tablo 4.3).

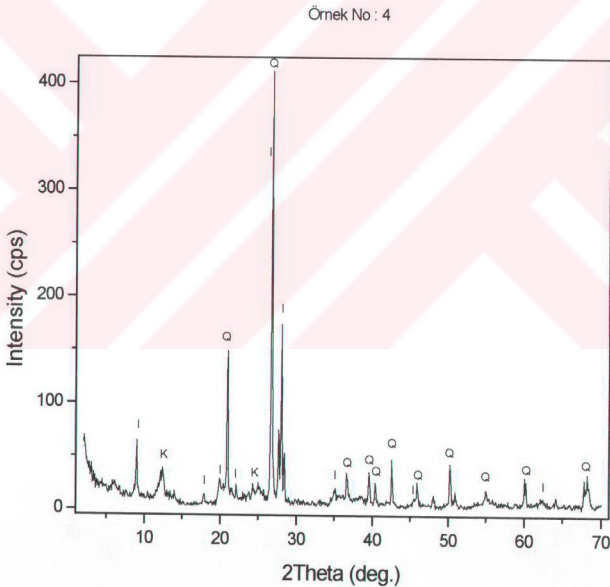
4.3. Örneklerin Mineralojik Özelliklerinin İncelenmesi

4.3.1.X – Işını Kırınımı İle Örneklerin Mineralojik Bileşiminin Aydınlatılması

XRD analizi, ortamı temsil edici ve yorumlanabilir nitelikte olduğu düşünülen 4, 6, 7, 8 ve 10 nolu örneklerde yapılmıştır. Bu örneklerde yapılan XRD analizinin, 0.063mm tane boyu altındaki malzemeye uygulanmasıyla kil mineralojisi ortaya konmuştur. Ayrıca 7 nolu örnekte rastlanılan ve ağır mineral olduğundan şüphelenilen malzeme de, 7 nolu örnekten ayrılarak XRD analizi için hazırlanmıştır.

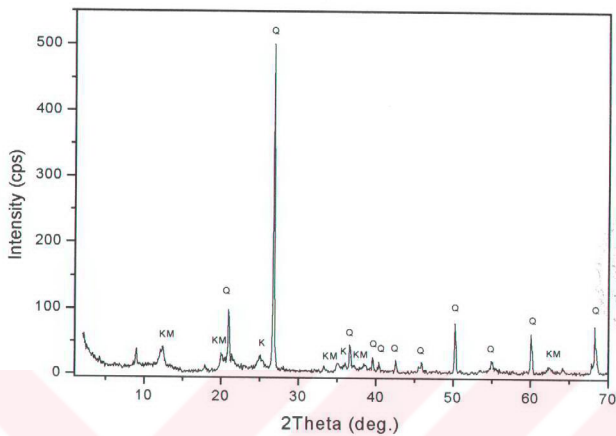
Elde edilen sonuçlara göre ortamda en çok kuvarsa rastlanmıştır (Şekil 4.8 – 4.13). Kil minerallerinden kaolinite, tüm seviyelerde rastlanmıştır (Şekil 4.8 – 4.13). Ancak 4 nolu örnekte, illit mineralinin kaolinite göre daha baskın olduğu tespit edilmiştir. (Şekil 4.8). 6 nolu örnekte ve 7 nolu örneğin ağır mineral içeriğinde de montmorillonit görülmüştür (Şekil 4.9; Şekil 4.11). 8 ve 10 nolu örneklerde kaolinitin baskın kil minerali olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.12; Şekil 4.13).

7 nolu örnek içerisinde ise, diğer tüm örneklerde rastlanılmayan Hematit ve Magnetit bulunmuştur (Şekil 4.11). Bunun sebebi, bu seviyeye ağır mineral taşınımının fazla olmasıdır.



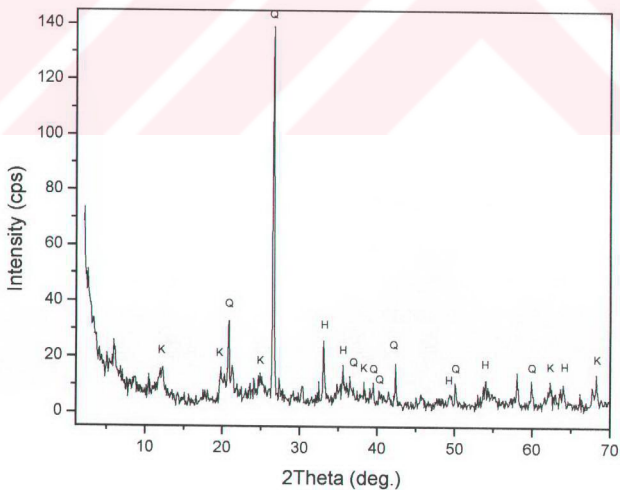
Şekil 4.8. 4 Nolu Örnekte Yapılan X – Işını Kırınımı Analizi Grafiği

Örnek No : 6

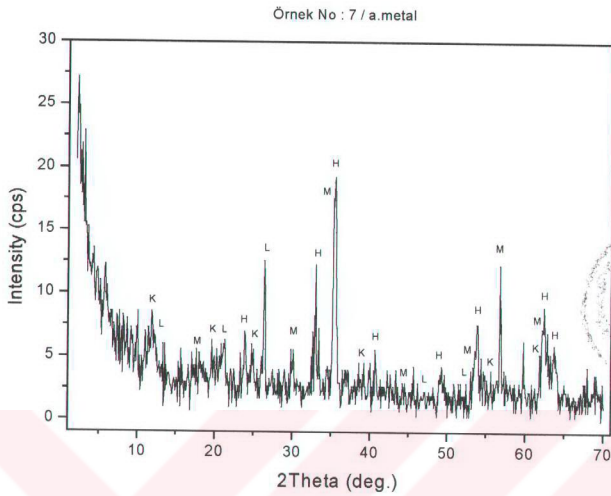


Şekil 4.9. 6 Nolu Örnekte Yapılan X – Işını Kırınımı Analizi Grafiği

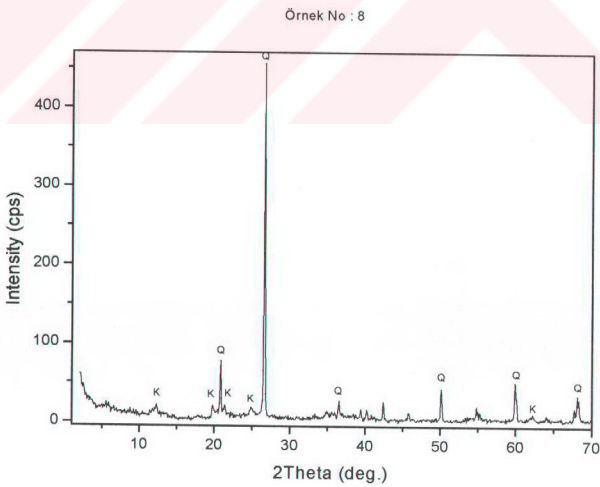
Örnek No : 7



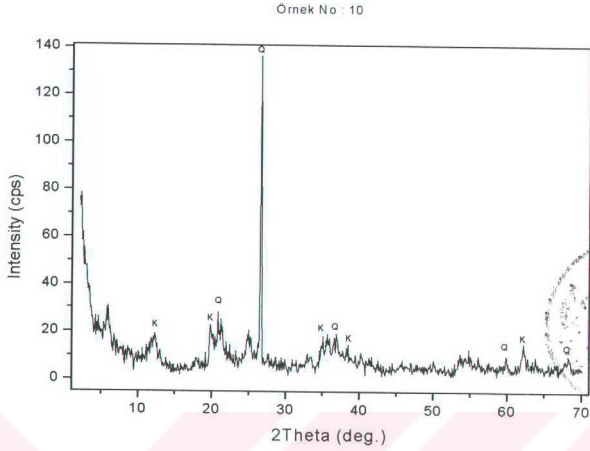
Şekil 4.10. 7 Nolu Örnekte Yapılan X – Işını Kırınımı Analizi Grafiği



Şekil 4.11. 7 Nolu Örnek İçerisindeki Ağır Minerallerde Yapılan X – Işını Kırınımı Analizi Grafiği



Şekil 4.12. 8 Nolu Örnekte Yapılan X – Işını Kırınımı Analizi Grafiği



Şekil 4.13. 10 Nolu Örnekte Yapılan X – Işını Kırınımı Analizi Grafiği

XRD grafiklerinde yer alan mineral kısaltmaları aşağıdaki gibidir;

Q – Kuvars

M – Montmorillonit

H - Hematit

K – Kaolinit

KM – Kaolinit – Montmorillonit

M - Magnetit

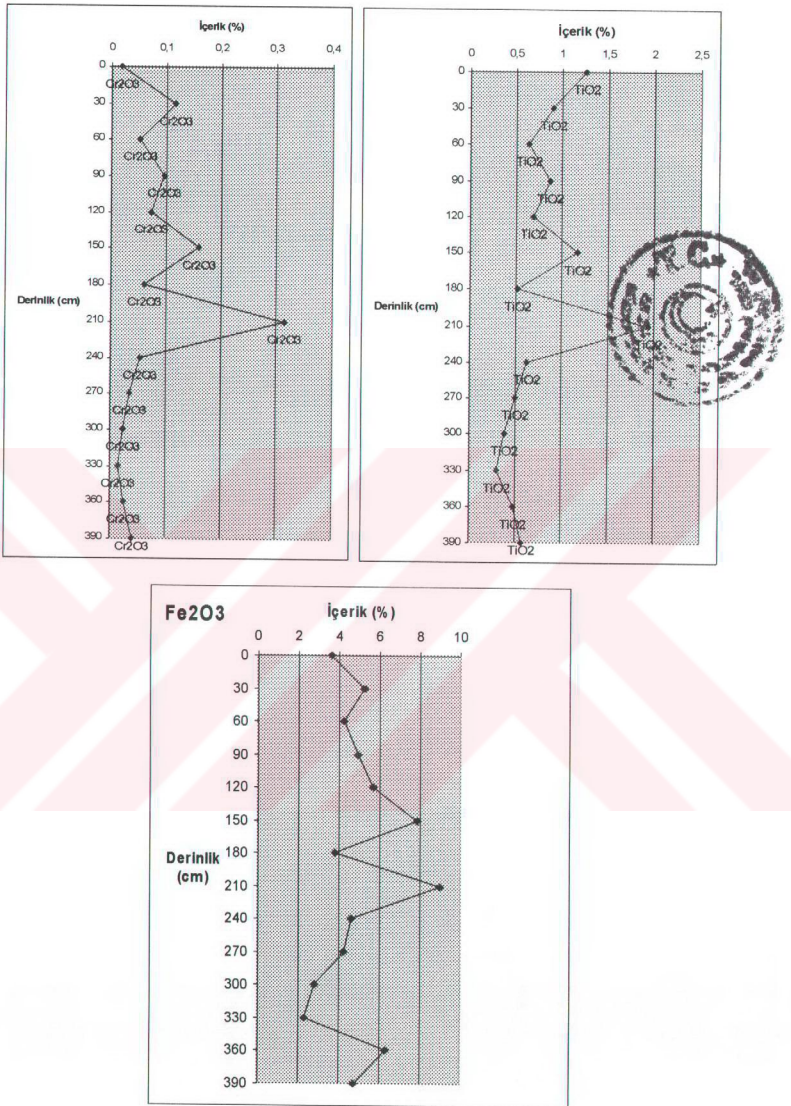
I – İllit

L – Lanarkit

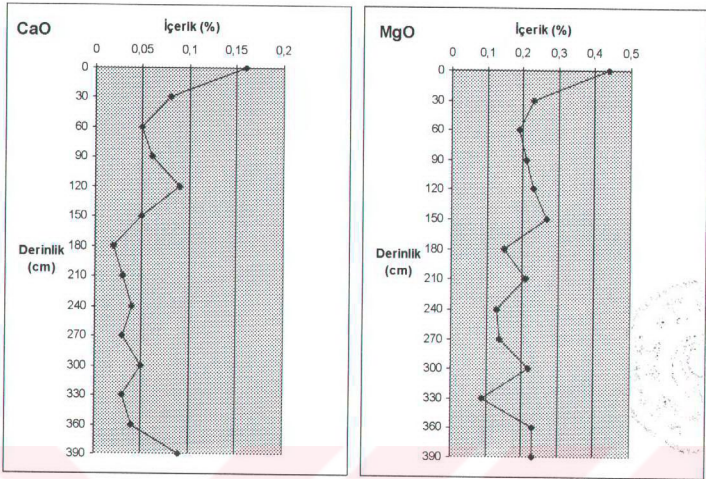
4.4.Örneklerin Jeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi

4.4.1.İnceleme Alanı Topraklarında Ana Element Oksitlerin Varlığı

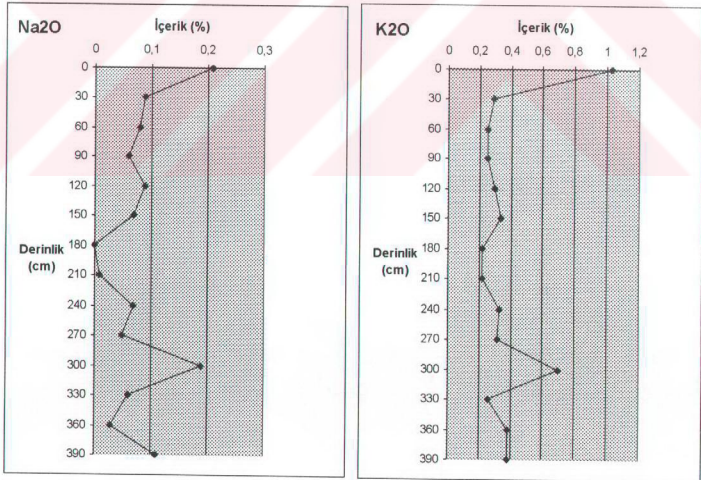
Elde edilen sonuçlara göre; Cr_2O_3 , TiO_2 ve Fe_2O_3 , derinliğe bağlı olarak birbirlerine uyumlu olarak gelişmişlerdir (Şekil 4.14; Tablo 4.4). Aynı şekilde CaO ile MgO (Şekil 4.15), Na_2O ile de K_2O (Şekil 4.16) birbirleriyle uyumlu gelişim göstermişlerdir. Bu gelişim Tablo 4.4'teki yüksek regresyon değerleri ile de görülmektedir. İnceleme alanındaki tüm ana element oksitlerin içerikleri Ek.1'de verilmiştir.



Şekil 4.14. Örneklerdeki Cr₂O₃, TiO₂ ve Fe₂O₃'in Derinliğe Bağlı Değişim Grafiği



Şekil 4.15. Örneklerdeki CaO ve MgO'nun Derinliğe Bağlı Değişim Grafiği

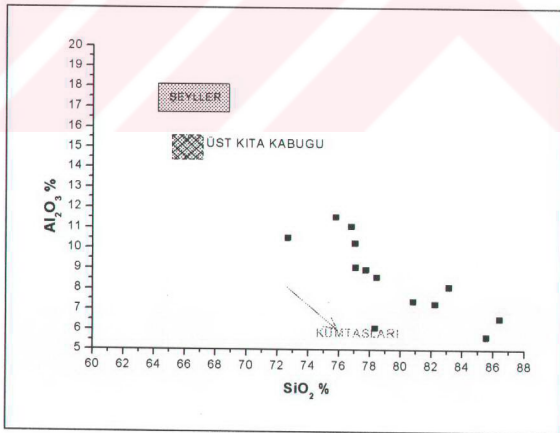


Şekil 4.16. Örneklerdeki Na₂O ve K₂O'nun Derinliğe Bağlı Değişim Grafiği

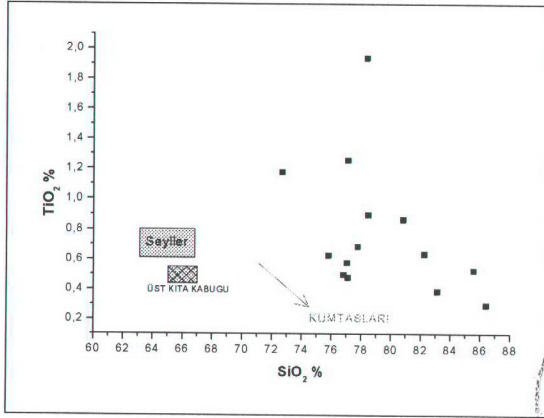
Tablo 4.4. Örneklerdeki Ana Element Oksitlerinin Regresyon Katsayıları

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃
SiO ₂	1,00	-0,79	-0,62	-0,44	-0,32	0,11	-0,15	-0,42	0,23	-0,14	-0,27
Al ₂ O ₃		1,00	0,08	0,15	0,25	0,12	0,22	-0,15	-0,38	0,05	-0,27
Fe ₂ O ₃			1,00	0,18	-0,13	-0,56	-0,34	0,73	-0,15	-0,22	0,84
MgO				1,00	0,85	0,62	0,76	0,49	0,49	0,80	0,04
CaO					1,00	0,73	0,72	0,24	0,53	0,78	-0,21
Na ₂ O						1,00	0,88	-0,13	0,24	0,69	-0,48
K ₂ O							1,00	0,09	0,19	0,88	-0,37
TiO ₂								1,00	0,11	0,33	0,85
P ₂ O ₅									1,00	0,36	-0,12
MnO										1,00	-0,19
Cr ₂ O ₃											1,00

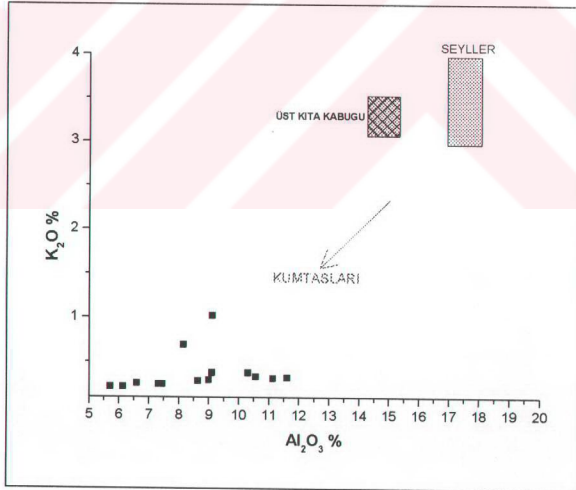
Tablo 4.4 ve Şekil 4.14 – Şekil 4.16’da görüldüğü gibi bazı ana element oksitler, ortamda belirli bir zaman aralığını temsil eden seviyelerdeki gelişim süreçlerinde, birbirlerine uyum göstermişlerdir. Örneğin Şekil 4.14’te ve Tablo 4.4’te, Fe₂O₃ ve TiO₂ arasında görülen uyum, ortamda İlmenit varlığına işaret ediyor olabilir. Ortamda Na₂O ve CaO’nun düşük değerlerde bulunması ise, alterasyon süreçlerinde Na ve Ca ortamdan uzaklaşmasıyla açıklanabilir.



Şekil 4.17. İnceleme Alanı Topraklarının % Al₂O₃ ve SiO₂ İçeriklerine Göre Kökeni (Şeyl ve Üst Kita Kabuğu Değerleri Taylor ve McLennan, 1985’ten alınmıştır).



Şekil 4.18. İnceleme Alanı Topraklarının % TiO_2 ve SiO_2 İçeriklerine Göre Kökeni (Şeyl ve Üst Kıta Kabuğu Değerleri Taylor ve McLennan, 1985'ten alınmıştır).

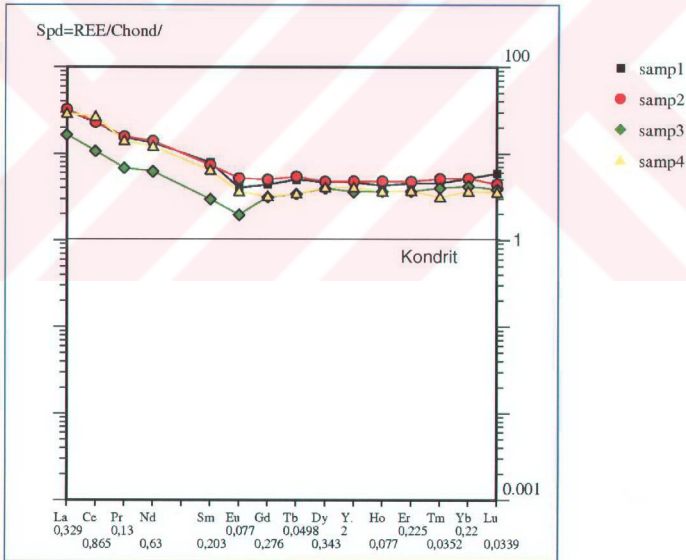


Şekil 4.19. İnceleme Alanı Topraklarının % K_2O ve SiO_2 İçeriklerine Göre Kökeni (Şeyl ve Üst Kıta Kabuğu Değerleri Taylor ve McLennan, 1985'ten alınmıştır).

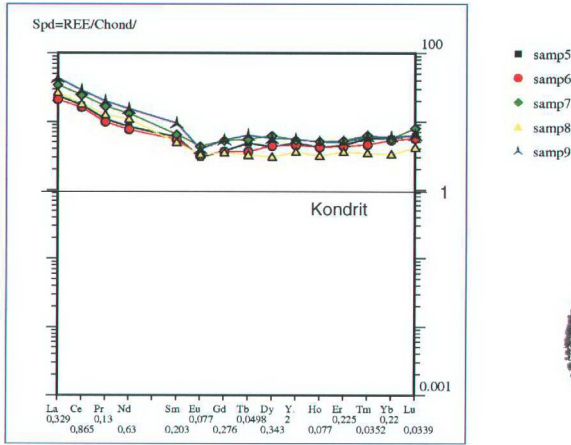
Al_2O_3 , TiO_2 ve K_2O 'in SiO_2 'ye oranları bulunup, grafik haline getirilerek, toprak ana materyalinin kumtaşlarından oluştuğu söylenebilir (Şekil 4.17; Şekil 4.18; Şekil 4.19).

4.4.2. İnceleme Alanı Topraklarında İz Elementler ve Nadir Toprak Elementleri

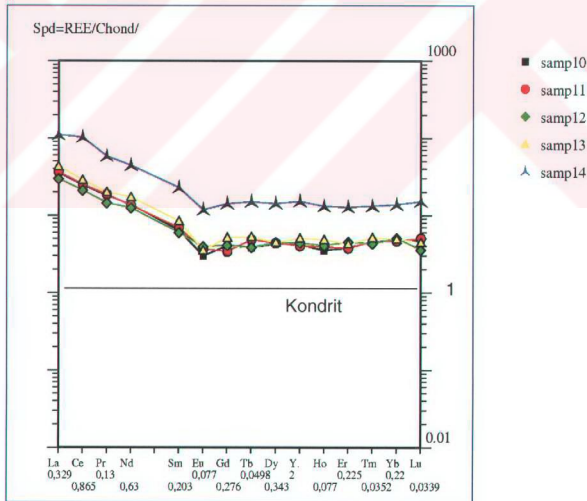
Nakamura (1974)'nin ortaya koyduğu Cl – Kondrit değerleriyle normalize edilmiş mevcut nadir toprak element değerlerinden yola çıkarak çizilen, spidergramlar, çalışma alanındaki toprak örneklerinde nadir toprak elementlerinin gelişiminin birbirlerine uyumlu gerçekleştiğini ortaya koymuştur (Şekil 4.20 – Şekil 4.22).



Şekil 4.20. Cl – Kondrite Göre Normalize Edilmiş Nadir Toprak Elementlerinin Spidergramı (Cl – Kondrit değerleri Nakamura, 1974'ten alınmıştır)



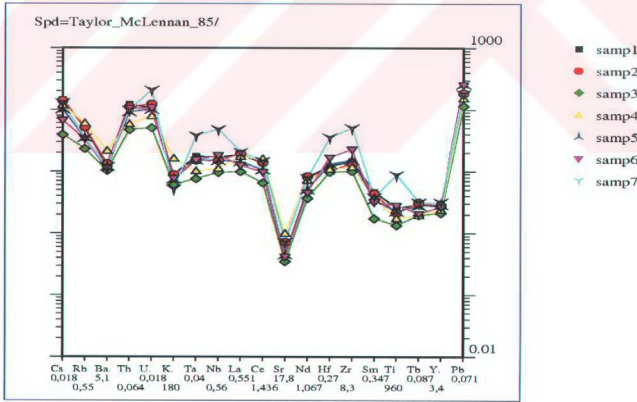
Şekil 4.21. CI – Kondrite Göre Normalize Edilmiş Nadir Toprak Elementlerinin Spidergramı (CI – Kondrit değerleri Nakamura, 1974'ten alınmıştır)



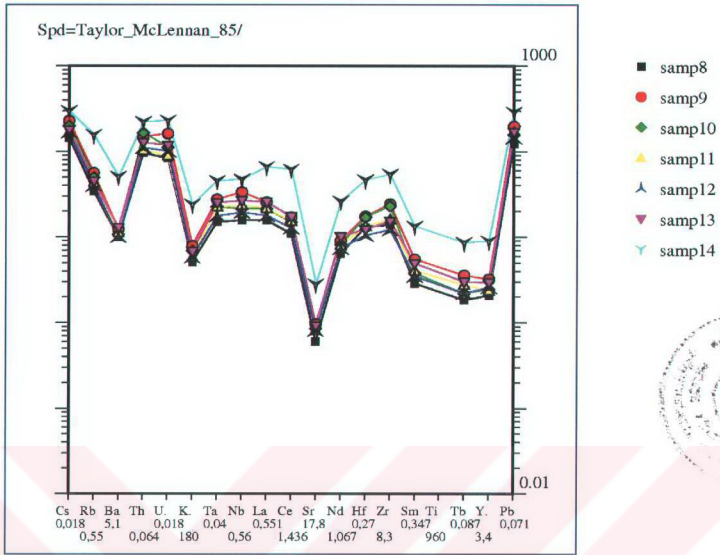
Şekil 4.22. CI – Kondrite Göre Normalize Edilmiş Nadir Toprak Elementlerinin Spidergramı (CI – Kondrit değerleri Nakamura, 1974'ten alınmıştır)

Tüm örneklerde negatif Eu anomali belirgin olarak görülmektedir. Spidergramlarda görülen diğer bir özellik ise, hafif nadir toprak elementlerinin (La – Sr), ağır nadir toprak elementlerine oranla yaklaşık 10 kat daha fazla olduğudur. Bu durum genellikle üst kıtasal kabuk kökenli magmatik kayalarda ve onlardan türeyen sedimentlerde görülmektedir. Bununla beraber hafif nadir toprak elementlerinin, üst kıtasal kabuk için tipik sayılabilecek Cl – Kondirit'e göre, 100 kat fazla zenginleşmesi gerekirken, inceleme alanından alınan örneklerde bu durum söz konusu değildir (La'da bu durum görülmektedir). Bu ise kuvarsın seyreltme etkisiyle açıklanabilir. Bu görüş örneklerde yüksek SiO₂ yüzdeleri (Ek.1) ve bilhassa X – Işını kırınımı analizleriyle belirlenen yüksek kuvars içeriği ile değerlendirilmektedir.

Taylor McLennan (1985) esas alınarak yapılan element sıralaması ve normalizasyon sonucunda elde edilen spidergramlar, iz elementlerin tüm seviyelerde birbirlerine uyumlu gelişim gösterdiğini ortaya koymuştur (Şekil 4.23; Şekil 4.24). Ba, K, Sr, Sm, Y içerikleri tüm örneklerde düşmüş, Th, U, Ta, Nb, Hf, Zr ve Pb ise artmıştır.



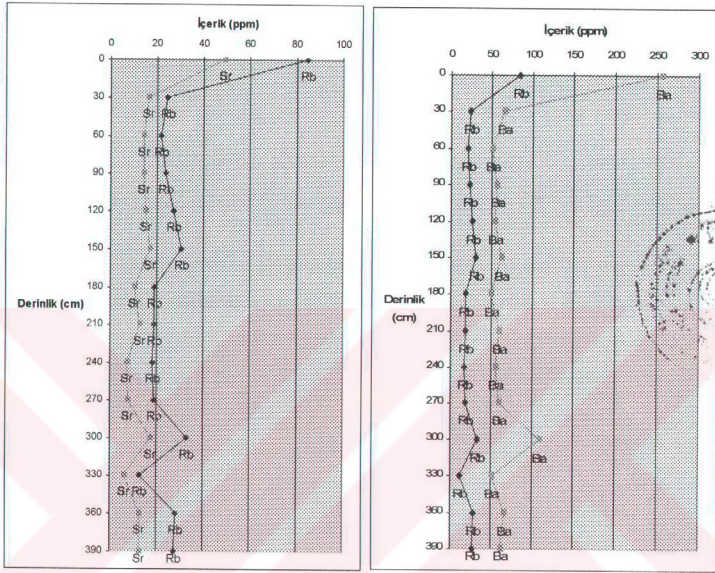
Şekil 4.23. Üst Kıtasal Kabuk Değerlerine Göre Normalize Edilen İz Elementlerin Spidergramları (Normalizasyon için kullanılan değerler Taylor ve McLennan,1985'ten alınmıştır).



Şekil 4.24. Üst Kıtasal Kabuk Değerlerine Göre Normalize Edilen İz Elementlerin Spidergramları (Normalizasyon için kullanılan değerler Taylor ve McLennan,1985'ten alınmıştır).

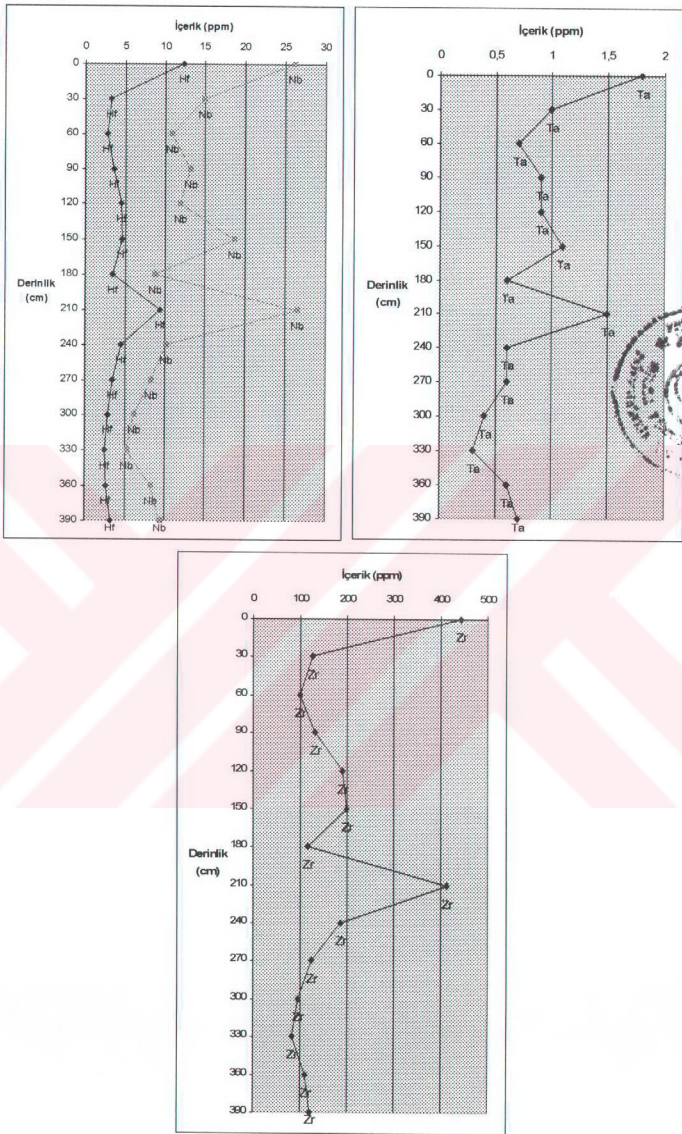
Sr ve K miktarı, bu elementlerin günlenme sırasında yüksek çözünebilir özellik göstermelerinden dolayı düşmüştür. Terry (2001)'e göre, U, K, Sr, Na, Mg ve Ca kıtasal günlenmede remobilizedir ve spidergramlarda düşüş gösterebilirler. Ayrıca 7 nolu örnekte tüm iz elementler, diğer örneklere göre 10 kat fazlalık göstermiştir (Şekil 4.23). Bunun sebebi de, bu seviyede yüksek ağır mineral içeriği bulunmasıdır.

4.4.3. İnceleme Alanı Topraklarındaki Tüm Element ve Ana Element Oksitlerinin Birbirlerine Göre Gelişimleri



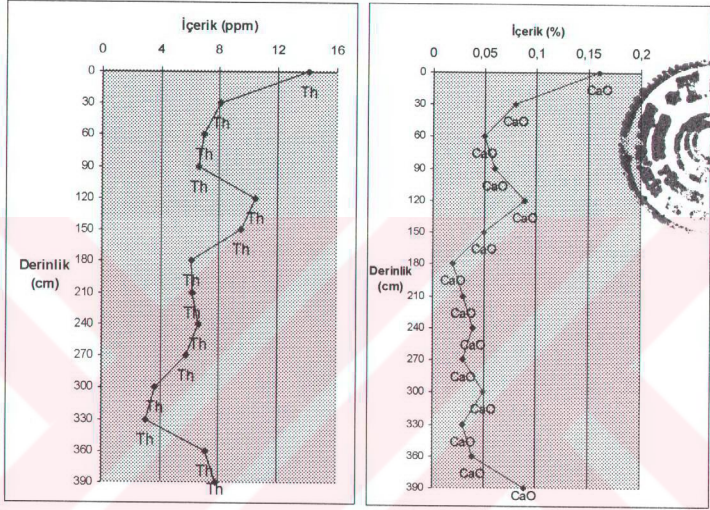
Şekil 4.25. Örneklerdeki Sr, Rb ve Ba içeriklerinin (ppm) Derinliğe Bağlı Değişim Grafikleri

Ek 2'te verilmiş olan regresyon değerlerinden de anlaşılacağı üzere bazı elementler birbirleriyle uyumlu gelişmişlerdir. Bunlardan Sr, Rb ve Ba birbirleriyle uyumlu gelişmiş elementlerdir. Her derinlikte son derece normal bir gelişim göstermiş olan bu elementler, 10 nolu örneğin bulunduğu seviye olan 300 cm'de artış göstermişlerdir. Sr, Rb, Ba ve K₂O grafiklerinde görülen paralellik, örneklerdeki Feldispat varlığından kaynaklanmaktadır (Şekil 4.16; Şekil 4.25) .



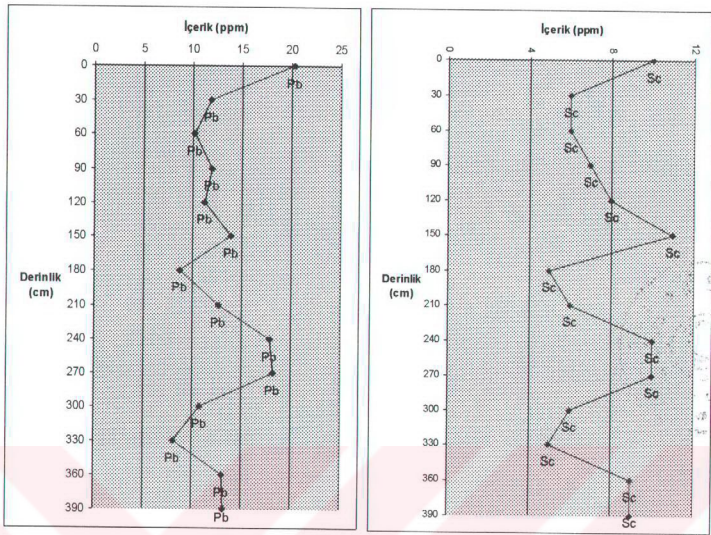
Şekil 4.26. Örneklerdeki Hf, Nb, Ta ve Zr içeriklerinin (ppm) Derinliğe Bağlı Değişim Grafikleri

Hf, Nb, Ta ve Zr da birbirlerine uyumlu gelişmişlerdir. Bu durum, kaynak kayalarda Zirkon mineralinin varlığına işaret edebilir. Bu elementlerde dikkat çekici olan ise, 7 nolu örneğin bulunduğu 210 cm'de yüksek artış göstermiş olmalarıdır (Şekil 4.26). Bu durum 7 nolu örnekte ağır mineral zenginleşmesine işaret etmektedir.

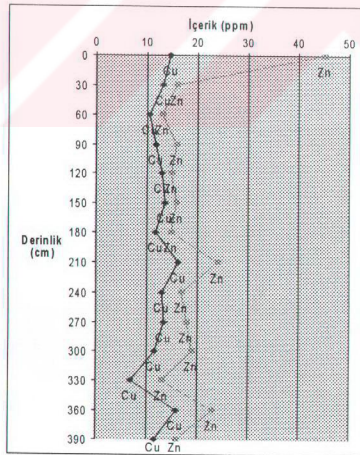


Şekil 4.27. Örneklerdeki Th (ppm) ve CaO (%) içeriklerinin Derinliğe Bağlı Değişim Grafikleri

Th ve CaO de birbirlerine benzer gelişim göstermişlerdir. Burada ise 4 nolu örneğin bulunduğu, 120 cm seviyesinde bir artış gözlenmiştir (Şekil 4.27).

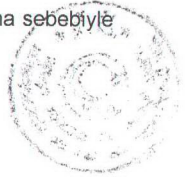


Şekil 4.28. Örneklerdeki Pb ve Sc içeriklerinin (ppm) Derinliğe Bağlı Değişim Grafikleri



Şekil 4.29. Örneklerdeki Cu ve Zn içeriklerinin (ppm) Derinliğe Bağlı Değişim Grafikleri

Pb ve Sc miktarında, 5, 8 ve 9 nolu örneklerin bulundukları seviyelerde artış, 7 ve 12 nolu örneklerin bulunduğu seviyelerde ise düşüş gözlenmiştir (Şekil 4.28). Cu ve Zn miktarında 7 nolu örneğin bulunduğu seviyede bir artış gözlenmiştir (Şekil 4.29). Çalışma alanından alınan tüm örneklerde düşük Cu içeriği (7 – 16 ppm) gözlenmiştir. İnceleme alanı güneyinde Cu ve Zn yatakları bulunması ise, durumu dikkat çekici hale getirmektedir. Cu'nun mobilitesi azdır ve organik madde, kil mineralleri ile bağlanırlar ve hatta saf kuvars üzerinde bile adsorpsiyonları söz konusudur. Bu bağlanma sebebiyle aşağı hareketleri azdır (Terry, 2001).



5.SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Yapılan çalışmalar sonucunda elde edilen bulgular, daha önceki bölümlerde açıklanmış, analiz sonuçları da ortaya konmuştur. Elde edilen tüm verilere dayanarak, çalışma konusunu oluşturan bölgedeki paleosoller ve bölgenin geneli hakkında yapılan yorumlar şu şekildedir:

Yüzey toprağında ve yüzeye yakın seviyelerdeki toprak örneklerinde, tane boyunda azalma normaldir. Tane boyu büyük malzemelerin, bir ortama sonradan dahil olduğunu ve bu durumun da akarsu yapılarında görüldüğünü biliyoruz (Önalın, 1993). Yüzey toprağında ise, kum boyutunda malzeme ile 0,063 mm ve altındaki tane boyutlu malzemelerden oluşan silt ve killere rastlanmıştır. Günümüz yüzey toprağını temsil eden 14 nolu örnekte gözlenen, düşük tane boyutlu malzeme miktarındaki artış, 5 ve 6 nolu örneklerde de gözlenmektedir. Buna dayanarak diyebiliriz ki, 6 nolu örneğin temsil ettiği seviye ve altı, eski yüzey toprakları; yani paleosollerdir.

Bu seviyeleri paleosol olarak adlandırabilmemiz için gerekli olan diğer bir şart ise, üzerilerinin örtülmüş olmasıdır. 7 ve 8 nolu örneklerdeki çakıl boyutlu malzemenin varlığı, bize bu seviyelerde yüzey toprağı oluşumu dışında bir olayın meydana geldiğini göstermiştir. Bu durum, büyük bir akarsu sisteminin etkileri sonucu meydana gelmiştir. 8 nolu seviyede gözlenmeye başlayan ve 9 nolu seviyede de artış gösteren derecelenme de, bu seviyelerin yukarıda bahsettiğimiz akarsuyun sakinleşme evreleri olduğu fikrini pekiştirmiştir.

Yer kabuğunun bileşiminin büyük bir bölümünü oluşturan kuvars, çalışma alanında tüm örneklerde baskın mineral olmuştur. Tüm seviyelerde kaolinitin baskın kil minerali oluşu, bize ortamın yağışlı, nem oranı yüksek ve sıcak tropik koşullar altında, lateritik günlenme etkisinde oluştuğunu göstermiştir. Ancak 4 nolu örnekte, kaolinite göre daha baskın durumda olan illit mineraline rastlanması, bize bu seviyenin ılıman koşullar altında geliştiğini

göstermiştir. 6 nolu örnekte rastladığımız ve 7 nolu örneğin ağır mineral içeriğinde de izleri görülen montmorillonit ise bize bu seviyelerde tropik ve subtropik iklim koşullarının hakim olduğunu göstermiştir. Yine 8 ve 10 nolu örneklerde baskın olduğu gözlenen kaolinit de, bize bu seviyelerin tropik iklim koşullarında geliştiğini göstermiştir (Velde, 1998).

7 nolu örnek içerisinde ise, diğer tüm örneklerde rastlanılmayan Hematit ve Magnetit bulunmuştur. Ağır minerallerin bir ortama su vasıtasıyla taşınarak geldiği bilinmektedir (Önal, 1993). Bölgeye 1 km mesafede bulunan, bugünkü adı Maden Deresi olan mevkiide, Cenevizliler'den kalma maden ocakları bulunmaktadır. Muhtemelen çevredeki tüm akarsular, bu büyük akarsuyun bünyesinde birleşmiş ve Maden Deresi mevkiinden gelen ağır mineraller de bu bölgeye kadar ulaşmıştır.

Çalışma alanının bugünkü konumu, deniz seviyesinden 211 m yüksekliktedir. Bu yükseklikte bir akarsuyun etkisini açıklayabilmek için bölgenin paleocoğrafik evrimini de ortaya koymak gerekir. Önceki çalışmalarda, Adapazarı ovası ve çevresinde yapılan jeomorfolojik araştırmalar sonucunda, buradaki genç tektonik hareketlerle ilgili olarak, Sakarya havzasının Kuvaterner'den bugüne kadar devamlı çöktüğü söylenmiştir (İnandık, 1952 – 1953). Aynı mekanizmanın diğer bir etkisi de, Adapazarı ve çevresini Miyosen'de yükselip, Pliyosende meyillenmesidir. Bu durum, 211 m yükseklikte, Miyosen ve belki Pliyosen'de büyük bir nehrin varolmasını, literatürle uyumlu hale getirmektedir.

Çalışma alanındaki 5 ve 6 nolu seviyelerin üzerini örten 7 nolu seviye ile başlayan birim alüvyal bir örtüdür. 8 nolu seviye ile devam eden ve 9 nolu seviyede gittikçe sakinleşen akarsu, bu seviyenin üzerine alüvyal birikimlerini bırakmıştır. Bu durum, Kuvaterner sonucu yükselmelerle ilgili olarak, bu bölgedeki akarsuların derine doğru kazdığını ve yüklerini daha da yukarılara bıraktığını göstermektedir (Altınlı, 1943; Ardos, 1979).

5 ve 14 nolu örneklerde organik madde miktarı diğer seviyelere göre fazladır. Bu durum 5 nolu seviyeyi paleosol olarak tanımlamamızı kolaylaştırıyor.

Karbonat içeriği kurak iklimlerde artış gösteren bir veridir (Velde, 1998). Çalışma alanından alınan örneklerde son derece az olan karbonat içeriği bize iklimin kurak olmadığını, mevcut olan karbonatında yağışlarla yıkandığını göstermektedir. Ayrıca tropik yağışların çok olduğu, çayır vejetasyonunun gözlemlendiği bu bölgede pH'da düşük olacağından, karbonat içeriğinin fazla olması beklenemez. Bu durum, kil mineralojisine dayanarak yaptığımız ortamın iklim geçmişiyle ilgili yorumlara destek olmaktadır.



Miyosen'de artış gösteren çayır vejetasyonu, (Bilim ve Teknik İnternet Sitesi, TÜBİTAK, 2004) muhtemelen bu bölgede de hakimdi. pH değerlerinin düşük olması bu duruma açıklık getirmektedir. pH değerlerinin düşük olmasının nedeni, orman tabanına düşen yapraklar ve yosunlardan geçen suların süzülürken daha etkili çözme ve yıkama kapasitesine sahip olmalarıdır (Akalan, 1983).

Sonuç olarak diyebiliriz ki; çalışma alanının bulunduğu ortam önceleri ılıman iklim etkisinde kalmıştır (Bilim ve Teknik İnternet Sitesi, TÜBİTAK, 2004). Miyosen'de tektonik levha hareketleri sonucunda, bölgenin ekvatorial kuşağa yaklaşmasıyla daha sıcak, yağışlı ve nemli bir iklim gelişmiştir (Erol, 1981; Meriç, 1982; Wright, 1992; Mack ve vd., 1993). Muhtemel bitki örtüsü, Miyosen'e hakim olan çayırlardan oluşmaktaydı (Bilim ve Teknik İnternet Sitesi, TÜBİTAK, 2004). Artan yağışlar sebebiyle daha fazla su taşıyan akarsular bir süre sonra Sakarya Nehri ile birleşerek, büyük bir akarsu oluşturmuşlardır. Akarsu sistemi alüvyal yüklerini bu bölgeye bıraktıktan sonra, Pliyosen'de Kuzey Anadolu dağlarının yükselmesi ve akarsu yatağındaki eğimin artması ile Sakarya Nehri bugünkü konumunu almaya başlamıştır. Büyük akarsu ağlarının yok olmasıyla birlikte Karadeniz'in su seviyesi de düşmüştür. Hem denize paralel dağların yükselmesi, hemde deniz seviyesinin düşmesiyle, bölgedeki akarsu yok olmuş ve bugünkü

görünümüne kavuşmuştur. Bölgede Sakarya Nehrine uzak olan yerlerdeki toprakların verimli olmasının bir sebebi de, eskiden bu yerlerde bir nehrin ve deltasının varolması olabilir.



KAYNAKLAR

Akalan, İ., 1983. Toprak Bilgisi. Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yayınları 878.

Altınlı, E., 1943. Bandırma – Gemlik Arasındaki Kıyı Sıradağlarının İncelenmesi. İ. Ü. Fen Fak. No: 1 – 2, 76 – 137.

Ardos, M., 1979. Türkiye Jeomorfolojisinde Neotektonik. İstanbul Üniversitesi Yayınları 2621.

Aydın, M.; Serdar, H.S.; Şahintürk, Ö.; Yazman, M.; Çokuğraş, R.; Demir, O. ve Özçelik, Y., 1987. Çamdağ (Sakarya) Sünnicedağ (Bolu) Yöresinin Jeolojisi. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 30, 1-14.

Baykal, F.; Önal, M., 1979. Şile Sedimanter Karışığı (Şile Olistostromu). Türkiye Jeol. Kur. Altınlı Sempozyumu, Ankara, 15-25.

Bilgin, T., 1967. Samanlı Dağları (Coğrafi etüd). İ. Ü. Edebiyat Fak. Yayınları, No: 1294, Coğr. Ens. Yayınları, No: 50.

Briot, P.; Dresch, J., 1953. La Méditerranée et le Moyen – Orient. Tome 2, Paris.

Bronger, A.; Catt, J.A., 1998. The Position Of Paleopedology In Geosciences And Agricultural Sciences. Quaternary International 51/52, pp87-93.

Catt, J.A., 1990. Paleopedology Manual. Quaternary International 6, 1-95.

Dahms, D.E., 1998. Reconstructing Paleoenvironments From Ancient Soils: A Critical Review. Quaternary International, Vols 51/52, pp55-59.

Dokuchaev, V.V., 1883. Russian Chernoziom. St. Petersburg, Russia.

Emre, Ö.; Erkal, T.; Tchepalyga, A.; Kazancı, N.; Keçer, M.; Ünay, E., 1998. Doğu Marmara Bölgesinin Neojen – Kuvaterner Evrimi, Maden Tetkik Ve Arama Dergisi, No. 120.

Erol, O., 1981. Neotectonic and Geomorphological Evolution of Turkey, Z. Geomorph. N.F.Suppl. Bd, 40, 193-211.

Feng, Z.D., 2001. Gobi Dynamics in the Northern Mongolian Plateau During the Past 20000+ yr: Preliminary Results. Quaternary International 76, 77, pp77 – 83.

Gray J., Shear, W., 1992. Early life on land.

Gunster, N.; Eck, P.; Skowronek, A.; Zoller, L., 2001. Late Pleistocene Loess and Their Paleosols in the Granada Basin, Southern Spain, PERGAMON, Quaternary International 76/77, pp241 – 245.

Gunster, N.; Skowronek, A., 2001. Sediment – Soil Sequences in the Granada Basin As Evidence for Long and Short Term Climatic Changes During the Pliocene and Quaternary in the Western Mediterranean, PERGAMON, Quaternary International 78, pp17 – 32.

Heiri; Oliver; Lotter; A. F.; Lemcke, G., 2000. Loss of Ignition As A Method For Estimating Organic And Carbonate Content In Sediments, Reproducibility and Comparability of Results. Journal of Paleolimnology.

Inoue, K.; Saito, M.; Naruse, T., 1998. Physicochemical, Mineralogical And Geochemical Characteristics Of Lacustrine Sediments Of The Konya Basin, Turkey And Their Significance In Relation To Climatic Change, ELSEVIER, Geomorphology 23, pp229 – 243.

İnandık, H., 1952 – 1953. Adapazarı Ovası Ve Çevresinin Jeomorfolojik Etüdü. C.E.D. No: 3 – 4, 107 – 138.

Jahn, B.; Gallet, S.; Han, J. 2000. Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian Sections, Loess Plateau of China: Eolian Dust Provenance and paleosol Evolution During the Last 140 ka, ELSEVIER, Chemical Geology 178, pp71 – 94.

Jenny, H., 1941. Factors Of Soil Formation. McGraw-Hill, New York.

Kraus, E.C., 1958. Doğu Anadolu Orojenleri Ve Bunlara Şaryaj Mesafeleri. M.T.A. Ens. Der. No: 51, 1 – 6

Mack, G.H.; James, W.C. ve Monger, H.C., 1993. Classification of Paleosols. Bull. geol. Soc. Amer., 105, 129-136.

Meriç, E., 1982. Tarihsel Jeoloji, Selçuk Üniversitesi Fen Fakültesi Yayınları.

Morrison, R.B., 1978. Quaternary Soil Stratigraphy, Concepts, Methods And Problems. Quaternary Soils, pp77-108

Nakamura N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in Carbonaceous and Ordinary Chondrites. Geochim Cosmochim. Acta 38, 757-775.

Nettleton, W.D., Brasher, B.R., Benham, E.C., Ahrens, R.J., 1998. A Classification System For Buried Paleosols. *Quaternary International* 51/52, pp175–183.

Nettleton, W.D., Olson, C.G., Wysocki, D.A., 2000. Paleosol Classification: Problems And Solutions. *Catena* 41 2000, pp61–92

Okay, A.I., 1989. Tectonic Units and sutures in the Pontides, Northern Turkey. *Tectonic Evolution Of The Tethyan Region*. Dordrecht / Boston / London. Kluwer Academic Publishers, 109-116.



Okay, A.I.; Görür, N., 1995. Batı Karadeniz ve Trakya Havzaları'nın Kökenleri Arasında Zaman Ve Mekan İlişkisi. *Sym. Geol. Thrace Basin*, Ankara, 9-11.

Önalın, M., 1993. Çökelbilimi. Çökelmenin Fiziksel İlkeleri, Fasiyes Analizleri ve Karasal Çökelme Ortamları. İ. Ü. Yayınları, No: 88.

Passarge, S., 1912. Physiologische Morphologie. *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft*, Hamburg, 66, Heft 2.

Retallack, G.J., 1990. *Soils Of The Past*. 520 pp. Unwin-Hyaman, London.

Retallack, G.J., 1998. Core Concepts of Paleopedology. *Quaternary International* 51/52, pp203-212.

Reuter, G., 1962. Tendenzen der Bodenentwicklung im Küstenbezirk Mecklenburgs. *Wiss. Abh. Dtsch. Akad. Landwirtschaftswiss. Berlin* 49, 1–128.

Reuter, G., 2000. A Logical System of Paleopedological Terms. *Catena* 41, pp93 – 109.

Risch, C., 1909. Der Sabandjasee Und Seine Umgebung. Peterm. Mitt. 55. band, Gotha.

Ruhe, R.V., 1965. Quaternary Paleopedology. In: Wright, H.E., Frey, D.G. Eds. , The Quaternary of the United States. Princeton University Press, Princeton, NJ, pp 755–764.

Sedov, S.; Sollerio-Rebolledo, E.; Morales-Puente, P.; Arias-Huete, A.; Vallejo-Gomez, E.; Jasso-Castaneda, C., 2003. Mineral and Organic Components of The Buried Paleosols Of The Nevado deToluca, Central Mexico As Indicators of Paleoenvironments And Soil Evolution, PERGAMON Quaternary International 106 – 107, pp169 – 184.

Seymen, L, 1995. İzmit Körfezi Ve Çevresinin Jeolojisi, İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi.1-22.

Sims, J. T., 1996. Lime Requirement. In: Methods of Soil Analysis. Part 2: Chemical properties (3rd ed.). ASA, SSSA, CSSA, Madison, WI.

Srivastava, P., Parkash, B., Dillip, K.P., 1998. Clay Minerals in Soils as Evidence of Holocene Climatic Change, Central Indo – Gangetic Plains, North , Central India. Quaternary Research 50, pp230 – 239.

Şengör, A.M.C.; Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. Tectonophysics, 75, 181-241.

Taylor, St.R., McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications. Geoscience texts

Terry, D.O., 2001. Paleopedology Of Chadron Formation Of Northwestern Nebraska: Implications For Paleoclimatic Change In The North American Midcontinent Across The Eocene – Oligocene boundary, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168, pp 1 – 38.

Thiry, M., 2000. Paleoclimatic Interpretation Of Clay Minerals In Marine Deposits: An Outlook From The Continental Origin, *ELSEVIER, Earth Science Reviews* 49, pp201 – 221.

Velde, B., 1998. Origin and Mineralogy of Clays, *SPRINGER*

Wright, V.P., 1992 a. Paleosol Recognition: A guide to early Diagenesis In Terrestrial Settings. *Diagenesis III. Developments in Sedimentology*, 47, Elsevier, Amsterdam. 591-619.

Wright, V.P., 1992 b. Paleopedology: Stratigraphic Relationships and Empirical Models. *Weathering, Soil and Paleosols*. Elsevier, Amsterdam, pp475 – 499.

Yılmaz, Y.; Genç, Ş.C.; Yiğitbaş, E.; Bozcu, M. ve Yılmaz, K., 1995. Geological Evolution Of The Late Mesozoic Continental Margin Of Northwestern Anatolia, *Tectonophysics*, 243, 155-171.

TÜBİTAK Bilim ve Teknik Dergisi İnternet Sitesi, 2004.

www.biltek.tubitak.gov.tr/jeolojik/Fanerozoik/Senozoik/Neojen/Miyosen/index.htm



ÖZGEÇMİŞ

AD SOYAD : BERKİN İMER

DOĞUM YERİ : ANKARA

DOĞUM TARİHİ : 25 TEMMUZ 1977

EĞİTİM BİLGİLERİ :

ŞİNASI İLKOKULU / EDİRNE

ÖZEL KALAMIŞ LİSESİ / İSTANBUL

İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ – JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ

GYTE – ÇEVRE MÜHENDİSLİĞİ (Y. LİSANS)

MEZUNİYET YILI

1988

1995

2000



EK.1. Toprak Örneklerindeki Tüm Element ve Ana Element Oksit Değerleri (1.KISIM)

İçerikler ppm cinsinden	ÖRNEK NO													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	9,00	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	5,50	6,60	3,80	4,60	4,80	4,80	7,40	3,10	5,40	3,90	3,80	2,90	3,60	18,60
Cs	2,60	2,50	0,70	2,10	1,80	1,20	2,30	2,60	4,10	3,60	3,00	3,00	3,20	5,30
Ga	11,90	10,50	6,40	7,60	11,40	9,40	8,90	9,50	14,20	13,10	10,30	10,30	13,60	13,30
Hf	3,30	2,70	2,60	2,90	3,50	4,50	9,50	3,50	4,70	4,60	3,60	2,80	3,30	12,40
Nb	9,40	8,30	5,30	6,20	8,30	10,10	26,50	8,80	18,70	11,90	13,20	10,80	14,90	26,10
Rb	27,50	28,50	12,70	33,00	18,90	18,20	18,90	18,90	30,80	27,20	23,70	21,70	24,60	85,00
Sn	1,00	2,00	<1	1,00	2,00	1,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	<1	2,00	2,00
Sr	13,00	12,80	6,20	17,70	7,90	7,40	12,70	10,70	17,20	15,20	14,30	14,30	16,30	49,60
Ta	0,70	0,60	0,30	0,40	0,60	0,60	1,50	0,60	1,10	0,90	0,90	0,70	1,00	1,80
Th	7,80	7,10	3,00	3,70	5,80	6,60	6,20	6,10	9,50	10,50	6,60	7,00	8,10	14,10
U	1,90	2,20	0,90	1,40	1,80	1,90	3,70	1,50	2,90	2,00	1,60	1,80	2,10	4,10
V	84,00	76,00	39,00	44,00	82,00	81,00	129,00	62,00	128,00	95,00	83,00	73,00	97,00	86,00
W	1,10	0,90	0,50	0,60	0,50	1,40	3,50	1,10	2,40	1,50	1,70	1,20	2,30	3,30
Zr	120,90	110,90	82,30	97,00	125,30	186,80	413,00	116,30	200,60	190,50	132,80	100,00	127,20	443,90
Y	9,30	9,60	7,20	8,10	9,70	9,00	10,60	7,10	10,90	8,30	8,00	8,70	10,00	30,10
La	10,30	10,60	5,40	9,50	7,80	6,90	11,20	8,70	14,10	11,70	12,00	9,70	14,10	36,10
Ce	19,70	19,90	9,20	23,00	15,00	13,90	20,80	15,60	24,50	21,30	21,80	18,10	24,70	87,70
Pr	2,00	2,04	0,88	1,82	1,41	1,28	2,15	1,62	2,55	2,35	2,42	1,87	2,58	7,51
Nd	8,40	8,80	3,90	7,60	5,30	4,80	8,20	6,80	9,60	8,70	8,50	7,80	10,80	27,70
Sm	1,60	1,50	0,60	1,30	1,20	1,10	1,30	1,00	1,90	1,30	1,40	1,20	1,70	4,60
Eu	0,31	0,40	0,15	0,28	0,23	0,24	0,33	0,25	0,30	0,23	0,28	0,30	0,27	0,90
Gd	1,21	1,38	0,86	0,88	1,02	1,00	1,44	0,96	1,46	1,11	0,94	1,12	1,41	3,88
Tb	0,25	0,27	0,17	0,17	0,24	0,18	0,27	0,16	0,31	0,19	0,24	0,19	0,26	0,74
Dy	1,61	1,63	1,35	1,38	1,46	1,50	2,11	1,03	1,91	1,46	1,50	1,51	1,52	4,83
Ho	0,33	0,37	0,28	0,28	0,32	0,32	0,39	0,24	0,38	0,27	0,30	0,31	0,37	1,00
Er	1,02	1,07	0,82	0,83	1,01	0,97	1,17	0,80	1,11	0,85	0,84	1,01	0,95	2,84
Tm	0,16	0,18	0,14	0,11	0,20	0,16	0,22	0,12	0,21	0,16	0,16	0,15	0,18	0,46
Yb	1,14	1,14	0,92	0,80	1,25	1,16	1,22	0,72	1,29	1,03	1,02	1,10	1,08	3,01
Lu	0,20	0,15	0,13	0,12	0,21	0,19	0,27	0,14	0,21	0,16	0,17	0,12	0,15	0,51
Ba	62,60	67,20	51,40	109,20	60,60	55,30	60,30	50,30	62,60	54,80	57,00	50,80	65,40	256,60

ELEMENTLER

EK.1. Toprak Örneklerindeki Tüm Element ve Ana Element Oksit Değerleri (2.KISIM)

İçerikler ppm cinsinden	ÖRNEK NO													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
ELEMENTLER	Mo	0,70	1,00	0,40	0,50	0,70	1,00	1,10	1,40	1,20	1,10	1,00	1,20	0,90
	Cu	11,60	15,90	6,90	11,70	13,50	16,40	11,80	13,60	13,10	11,90	10,70	13,20	14,70
	Pb	13,20	13,10	8,10	10,80	18,20	17,90	12,70	8,80	14,00	11,20	10,20	11,90	20,30
	Zn	16,00	23,00	13,00	19,00	18,00	17,00	24,00	15,00	16,00	16,00	13,00	16,00	45,00
	Ni	13,00	15,50	7,60	12,10	16,40	14,20	9,70	9,30	10,40	10,00	10,00	10,10	19,60
	As	10,60	14,80	6,20	6,40	10,60	9,90	7,20	8,70	13,40	12,10	8,80	9,90	7,30
	Cd	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,10	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,10	0,10	< 0,1
	Sb	0,30	0,20	0,10	0,20	0,20	0,20	0,30	0,60	0,30	0,30	0,30	0,30	0,20
	Bi	0,20	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
	Ag	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
	Au	< 0,5	1,20	1,00	1,30	0,70	1,70	1,30	1,50	4,10	2,20	< 0,5	2,20	< 0,5
	Hg	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,07
	Tl	0,10	0,10	< 0,1	0,10	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20
	Se	< 0,5	0,50	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5

İçerikler % cinsinden	ÖRNEK NO													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
ANA ELEMENT OKSİTLER	SiO ₂	77,01	77,06	86,39	83,10	76,76	75,76	78,33	85,54	72,65	77,72	80,79	82,21	78,42
	Al ₂ O ₃	10,29	9,09	6,58	8,14	11,12	11,59	6,12	5,69	10,55	8,98	7,43	7,30	8,62
	Fe ₂ O ₃	4,75	6,32	2,33	2,80	4,25	4,62	9,00	3,81	7,90	5,67	4,96	4,26	5,28
	MnO	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,24
	MgO	0,23	0,23	0,09	0,22	0,14	0,13	0,21	0,15	0,27	0,23	0,21	0,19	0,23
	CaO	0,09	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,03	0,02	0,05	0,09	0,06	0,05	0,08
	Na ₂ O	0,11	0,03	0,06	0,19	0,05	0,07	0,01	0,01	0,07	0,09	0,06	0,08	0,09
	K ₂ O	0,38	0,38	0,26	0,70	0,32	0,33	0,22	0,22	0,34	0,30	0,25	0,25	0,29
	TiO ₂	0,58	0,48	0,30	0,39	0,50	0,63	1,94	0,53	1,18	0,69	0,87	0,64	0,90
	P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
	LOI (%)	6,40	6,30	3,80	4,20	6,60	6,60	3,60	3,80	6,60	5,90	5,20	4,90	5,80
	TOPLAM	99,91	99,99	99,86	99,86	99,82	99,85	99,82	99,86	99,81	99,78	99,97	99,97	99,94

LOI : Ateş Zaiyatı

	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Ba	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Sb	Bi	Au	Hg	Tl	Sc
Co	1,00	0,59	0,30	0,87	0,67	0,92	0,15	0,89	0,74	0,68	0,79	0,20	0,60	0,80	0,93	0,02	0,45	0,67	0,98	0,72	-0,14	-0,14	0,14	-0,04	0,74	0,97	0,43
Cs		1,00	0,79	0,55	0,65	0,77	0,49	0,81	0,76	0,89	0,66	0,48	0,63	0,51	0,61	0,69	0,43	0,31	0,56	0,29	0,21	0,51	0,74	0,77	0,73	0,79	0,34
Ga			1,00	0,26	0,44	0,45	0,43	0,46	0,55	0,83	0,49	0,64	0,45	0,27	0,26	0,69	0,46	0,44	0,25	0,30	0,59	0,60	0,67	0,70	0,35	0,31	0,59
Hf				1,00	0,89	0,72	0,27	0,75	0,90	0,64	0,90	0,47	0,84	0,98	0,74	0,14	0,53	0,56	0,86	0,44	-0,27	0,03	0,23	0,12	0,58	0,97	0,26
Nb					1,00	0,55	0,44	0,64	0,98	0,65	0,94	0,75	0,98	0,92	0,52	0,47	0,61	0,43	0,66	0,20	-0,10	0,38	0,54	0,44	0,43	0,79	0,23
Rb						1,00	0,11	0,98	0,67	0,77	0,66	0,10	0,50	0,62	0,97	0,11	0,34	0,57	0,90	0,67	-0,10	-0,02	0,24	0,50	0,85	0,98	0,40
Sn							1,00	0,19	0,48	0,37	0,37	0,44	0,40	0,28	0,05	0,79	0,47	-0,05	0,19	-0,11	0,22	0,27	0,52	0,17	0,37	0,19	-0,07
Sr								1,00	0,74	0,78	0,69	0,15	0,59	0,66	0,95	0,20	0,33	0,49	0,88	0,56	-0,17	0,03	0,31	0,59	0,86	0,98	0,29
Ta									1,00	0,77	0,94	0,71	0,95	0,91	0,61	0,50	0,62	0,48	0,73	0,30	-0,06	0,33	0,55	0,46	0,57	0,84	0,28
Th										1,00	0,72	0,52	0,63	0,61	0,62	0,54	0,49	0,55	0,63	0,46	0,32	0,35	0,59	0,70	0,64	0,75	0,55
U											1,00	0,72	0,89	0,93	0,61	0,39	0,75	0,59	0,78	0,45	0,08	0,31	0,50	0,40	0,49	0,85	0,42
V												1,00	0,76	0,58	-0,03	0,67	0,69	0,35	0,17	0,02	0,41	0,71	0,68	0,59	-0,01	0,05	0,43
W													1,00	0,88	0,46	0,51	0,59	0,35	0,59	0,11	-0,10	0,40	0,56	0,49	0,35	0,72	0,16
Zr														1,00	0,63	0,19	0,61	0,54	0,79	0,37	-0,20	0,10	0,27	0,17	0,47	0,94	0,27
Ba															1,00	-0,08	0,27	0,57	0,93	0,68	-0,28	-0,20	0,03	-0,07	0,82	0,96	0,30
Mo																1,00	0,44	-0,10	0,00	-0,22	0,48	0,77	0,89	0,69	0,23	-0,15	0,09
Cu																	1,00	0,55	0,53	0,50	0,43	0,26	0,37	0,15	0,31	0,41	0,47
Pb																		1,00	0,65	0,87	0,18	-0,05	-0,07	0,04	0,42	0,87	0,82
Zn																			1,00	0,74	-0,16	-0,20	0,10	-0,27	0,77	0,96	0,36
Ni																				1,00	-0,37	0,65	0,04	0,02	0,70	0,45	0,48
As																					1,00	0,45	0,46	0,46	-0,15	-0,35	0,60
Sb																						1,00	0,83	0,91	-0,08	-0,30	0,29
Bi																							1,00	0,78	0,21	0,01	0,20
Au																								1,00	-0,13	0,01	0,41
Hg																									1,00	0,90	0,20
Tl																										1,00	0,40
Sc																											1,00

Ek 2. Elementlerin Birbirleriyle Uyumlu Gelişimlerini Gösteren Regresyon Katsayıları

ZAMANLAR	DEVİRLER	DEVRELER	ÇAĞLAR	ALT ÇAĞLAR	M.YIL
SENOZOİK	KUVATERNER		HOLOSEN		0,01
			PLEYİSTOSEN		1,64
	NEOJEN		PLİYOLEN	Astiyen	3,4
				Tabianiyen	5,2
			MİLYOLEN	Messiniyen	6,7
				Tortoniyen	10,4
				Serravalliye	14,2
				Langhiyen	16,3
	TERSİYER		OLİGOLEN	Burdigaliyen	21,5
				Akitaniyen	23,3
			EOLEN	Şattiyen	29,3
				Rupeliyen	35,4
			PALEOLEN	Priaboniyen	38,6
				Bartoniyen	42,1
				Lutesiye	50
	PALEOLEN		PALEOLEN	İpresiyen	56,5
				Tanesiye	60,5
				Daniyen	65

Ek 3. Senozoik'e Ait Jeolojik Dönemler

