T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
Fen Bilimleri Enstitüsü

ESKİ KONYA GÖLÜ KUVARTERNER TERASLARI ÜZERİNDE OLUŞAN TOPRAKLARIN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE AYRIŞMA ORANLARI

HASAN HÜSEYİN MUTLU

Yüksek Lisans Tezi

Toprak Bilimi ve Bitki Besleme
Anabilim Dalı

Konya-2010

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

ESKİ KONYA GÖLÜ KUVARTERNER TERASLARI ÜZERİNDE OLUŞAN TOPRAKLARIN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE AYRIŞMA ORANLARI

Hasan Hüseyin MUTLU

Selçuk Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Toprak Anabilim Dalı

Danışman :Yrd. Doç. Dr. H. Hüseyin ÖZAYTEKİN
2010, Sayfa 74

Jüri :
Prof. Dr. Sait GEZGİN
Yrd. Doç. Dr. Fetullah ARIK
Yrd. Doç. Dr. H. Hüseyin ÖZAYTEKİN

Topraklar oluşumları için geçen zamana bağlı olarak önemli değişimler gösterirler. Toprak oluşumu için geçen zaman toprakların özellikleri ve ayrışma oranları üzerine etki eder. Bu çalışmanın amacı eski Konya gölü terasları üzerinde oluşan toprakların pedojenik gelişimlerini, fiziksel ve kimyasal özellikleri ile birlikte Kimyasal Alterasyon İndeksi (CIA), Kimyasal Ayrışma İndeksi (CIW), Parker Ayrışma İndeksi (WIP), Product İndeks (P), Plajiyoklaz Alterasyon İndeksi (PIA), Baz/Seksi Oksit Oranı(Baz/R_2O_3), Vogt indeksi (V) gibi ayrışma indeksleri ve bazı genetik oranlar kullanarak karşılaştırmak ve zamana bağlı olarak gelişimlerini ortaya koymaktır. Bu amaçla farklı teras seviyelerinde 4 adet temsili profil kazılmış, morfolojik tanımlamalardan sonra fiziksel, kimyasal ve jeokimyasal analizler için horizon esasına göre toprak örnekleri alınmıştır. Elde edilen sonuçlara göre, araştırma alanındaki topraklar farklı seviyelerdeki teraslarda oluşmalarına rağmen benzer ayrışma oranlarına ve pedojenik aktiviteye

sahiptir. Dolayısıyla söz konusu bölgede toprak oluşumunda belirleyici faktörler, diğer toprak oluşum faktörlerinden daha çok yıkanma rejimini ve ayrışma oranlarını belirleyen iklim ve ana materyalin tabiatı olmuştur.

Anahtar Kelimeler: Toprak oluşumu, Ayrışma indeksi, Jeokimyasal değerlendirme, Nadir toprak elementleri, Chronosequence, Eski Konya gölü

ABSTRACT

Masters Thesis

GEOCHEMICAL FEATURES AND WEATHERING RATES OF SOILS DEVELOPED ON QUATERNARY TERRACES OF ANCIENT LAKE KONYA

Hasan Hüseyin MUTLU

Selçuk University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Soil Science

Supervisor : Assist. Prof. Dr. H. Hüseyin ÖZAYTEKİN
2010, Page 74

Jury :
Prof. DR. Sait GEZGIN
Assist. Prof. Dr. Fetullah ARIK
Assist. Prof. Dr. H. Hüseyin ÖZAYTEKİN

ABSTRACT

Soils show a wide range of variation in terms of time passing in their formation. Time passing for soil formation affects the features of soils and the rates of weathering. The aim of this research is to study and compare the pedogenic evolution of soils developed on terraces of ancient lake Konya using weathering indices as well as Chemical Index of Alteration (CIA), Chemical Index of Weathering (CIW), Weathering Index of Parker (WIP), Product Index (P), Plagioclase Index of Alteration (PIA), Bases/R_2O_3 Ratio, Vogt's residual index (V) and some geochemical rates together with other features such as the physical and chemical analytical characteristics and determine the soil formation according to time passing. For this purpose, four representative profiles were digged at different levels and samples were collected from the horizons after macromorphological identifications were completed in all profiles, and were analyzed for

physical, chemical, and geochemical properties. Our results show that soils formed on different terrace levels have similar weathering indices and pedochemical activity. The major factors determining soil genesis in this area appear to be climate and the nature of parent material affected by the leaching regime and weathering rates rather than the other soil formation factors.

Key Words: Soil Formation, Weathering Index, Geochemical evolution, Rare Earth elements Chronosequence, Ancient Lake Konya

ÖNSÖZ

Toprakların yaşlarının veya ayrışma oranlarının belirlenmesi kuvarternerdeki çevresel değişimlerin sayısallaştırılması ve anlaşılmasında toprakların gelişim proseslerinin ortaya konmasında temel bir yaklaşımıdır. Yaşları iyi belirlenmiş yeterli sayıda toprak profiline dayanan ardışık zamanlı toprak oluşum süreçlerinin karşılaştırılması konusunda ülkemizde yeterli çalışma bulunmamaktadır. Bundan dolayı böyle bir çalışma gereği bizde zuhur etmiştir.

Bu çalışmanın planlanıp yürütülmesinde ve sonuçların değerlendirilmesinde değerli katkılarını esirgemeyen danışman hocam Sayın Yrd. Doç.Dr. Hasan Hüseyin ÖZAYTEKİN, analizlerin yapılmasında yardımcı olan S.Ü. Ziraat Fakültesi Toprak Bilimi ve Bitki Besleme Bölümü asistan hocalarıma, ders dönemimde engin bilgilerini esirgemeyen S.D.Ü. Ziraat Fakültesi Öğretim Üyesi sayın Prof. Dr. Mesut AKGÜL, Doç.Dr Levent BAŞAYİĞİT ve çalışmalarımda bana zaman sağlayan çalıştığım firma sahibi Ramazan ORDULU'ya ve son olarak maddi manevi her zaman beni destekleyen aileme teşekkürlerimi bir borç bilirim.

Son olarak tez çalışmamı finansal olarak destekleyen S.Ü. BAP Koordinatörlüğü ve TÜBİTAK'a teşekkür ederim.

Zir. Müh. Hasan Hüseyin Mutlu

ÇİZELGE LİSTESİ

Çizelge No **Sayfa No**

3.1. Çalışma alanına ait iklim verileri……23
4.1. Örnek toprak profillerinin açıldığı noktaların arazi özellikleri……...28
4.2. Örnek toprak profillerine ait morfolojik görünümler……..29
4.3. Çalışma alanındaki profillere ait bazı kimyasal özellikler……..31
4.4. Alanındaki profillere ait bazı fiziksel özellikler…….33
4.5. İncelenen profillerdeki bazı majör ve minör elementlerin dağılımı
(Total element analiz sonuçları)……...37
4.6. Çalışılan profillerde ayrışma indeksleri……42
4.7. Bazı genetik oranlar ve Eu ve Ce anomalileri……...43
4.8. Majör oksitlere ait bazı genetik oranlar…….44
4.9 Profillerde bazı majör ve minör elementlere ait zenginleşme faktörü……...45

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil No :……**Sayfa No**

3.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası ve profil noktaları…….18

3.2 Çalışma alanının jeolojik yapısı……...19

3.3. Çalışma alanı topraklarının nem ve sıcaklık rejimi……...22

4.1. Nadir toprak elementleri ve bazı iz elementlere ait normalize edilmiş spider diyagramları……...40

İÇİNDEKİLER

1. GİRİŞ……..1
2. KAYNAK ARAŞTIRMASI…… 5
3. MATERYAL VE METOT……..17
3.1. Materyal……...17
3.1.1. Coğrafik durum…….....17
3.1.2. Jeoloji ve jeomorfoloji……...18
3.1.3. İklim……..21
3.2. Metot……...24
3.2.1. Toprak profillerinin belirlenmesi……...24
3.2.2. Profillerin tanımlanması ve örneklerin alınması……24
3.2.3. Fiziksel ve kimyasal analiz metotlar……..24
3.2.4. Ayrışma indekslerinin hesaplanması…….25
4. ARAŞTIRMA SONUÇLARI……..27
4.1. Morfolojik özellikler……27
4.2. Fiziksel ve kimyasal özellikler……27
4.3. Jeokimyasal özellikler…… 34
4.4. Ayrışma indeksleri, bazı genetik oranlar ve Eu-Ce anomalileri……35
5.TARTIŞMA……...47
5.1. Morfolojik özelikler……...47
5.2. Fiziksel özellikler……...47
5.3. Kimyasal özellikler……48
5.4. Jeokimyasal özellikler……...50
5.5. Ayrışma indeksleri ve Eu-Ce anomalileri……...52
6. SONUÇ VE ÖNERİLER……59
7. KAYNAKLAR……60

1.GİRİŞ

Topraklar toprak oluşum faktörlerinin ortak etkisi sonucu oluşurlar (Jeny, 1941). Toprakların, toprak oluşumu için geçen zamana bağlı olarak değişimleri oldukça farklılık gösterir. Bu değişimler içinde mineral parçalanma ve elementlerin jeokimyasal değişimleri ve toprak bitki su sistemindeki döngüleri gibi konular yer alır. Toprakların bireysel ayrışma oranları, toprak özelliklerindeki değişimler ve çevre şartlarındaki farklılıklar nedeniyle çok değişkendir. Toprak oluşumu için geçen zaman toprakların özelliklerini etkiler ve onların ayrışma oranlarını belirler. Bu etki zamanla fiziksel, kimyasal ve mineralojik özelliklerin değişimi veya değişik sayılarda horizon farklılaşması gibi olaylarla ortaya çıkar. Oluşumun erken evrelerinde toprakların kimyasal yapısı ana materyal tarafından kontrol edilirken, olgun toprakların kimyasal özellikleri ayrışma ortamının etkilerini yansıtır. Zamanla vejetasyon, topografya ve özellikle iklimin etkisiyle ortaya çıkan pedogenic süreçler ile toprak kompozisyonu ana materyalden farklılaşır. Bu farklılaşma başlangıç olarak elementlerin toprak profili içinde yeniden dağılımı ve horizonlaşma son olarak da, peyzajda bu dağılıma bağlı olarak toprak tiplerinin farklılaşması olarak ortaya çıkar. (Jenkins and Jones, 1980). Ancak toprak oluşumu için geçen zaman aynı olsa bile diğer toprak yapan faktörlerin etkisi ile toprak morfolojisi ve fiziko-kimyasal özellikleri farklılık gösterebilir.

Ardışık zamanlı toprak oluşumu, toprakların fiziksel, kimyasal ve mineralojik özelliklerinin toprağı oluşturan çökellerin yaşlarının fonksiyonu olarak ortaya çıktığı, farklı yaşlı bir seri toprak topluluğudur. Benzer yaştaki topraklar diğer toprak oluşturan faktörler nispi olarak aynı ise benzer toprak özellikleri gösterirler (Jeny, 1941). Toprak yaşı toprakların fiziksel, kimyasal ve mineralojik bileşimini değiştirerek veya farklı toprak horizonlarının oluşmasına neden olarak toprakların özelliklerinin ortaya çıkmasında etkili olur. Zamana bağlı olarak toprak değişimi, mineral ayrışması, elementlerin jeokimyasal değişimi ve toprak-bitki-su sistemindeki döngüleri ile meydana gelir.

Elementlerin ayrışma boyunca mobilizasyonları veya yeniden dağılımlarında farklı etkiler söz konusudur. Her element birincil minerallerin çözünmesi, ikincil minerallerin oluşumu, denge prosesleri, materyal taşınımı, iyon değişimi gibi pedojenik işlemlerden farklı şekillerde etkilenirler. Ayrışma sonucu ortaya çıkan elementlerin yeniden dağılımında söz konusu elementlerin

mobiliteleri ve yıkanma sonundaki (eğim boyunca) jeokimyasal değişimler ana belirleyici faktörler olarak ortaya çıkmaktadır.

Toprakların yaşlarının veya ayrışma oranlarının belirlenmesi Kuvarterner'deki çevresel değişimlerin sayısallaştırılması ve anlaşılmasında ve toprakların gelişim proseslerinin ortaya konmasında temel bir yaklaşımdır (Phillips, 1993; Schoetzl ve ark. 1994). Yaşları iyi belirlenmiş yeterli sayıda toprak profiline dayanan ardışık zamanlı toprak oluşum süreçlerinin karşılaştırılması konusunda Türkiye'de yeterli çalışma bulunamamaktadır ve bu konuda jeokimyasal belirteçler kullanılarak yapılacak çalışmalar bölgemizde toprak oluşum modellerinin anlaşılmasında çok önemli sayısal bilgiler sağlayacaktır.

Kayaların kimyasal ayrışması, elementlerin jeolojik döngüsünde ve dünya yüzeyinin değişmesinde ana jeolojik süreçtir. Bu yüzden farklı doğal ortamlarda nadir toprak elementlerinin dağılımı ve fraksiyonlaşması bize bu konuda bilgi verir.

Günümüzde toprakların ve kayaçların kimyasal ayrışmasında karakterize edilmesinde iki farklı yaklaşım bulunmaktadır. Bunlardan birincisi akışkan sulu ortamın jeokimyasal özellikleri (Aiuppa ve ark., 2000; Phillips ve Rojstaczer, 2001). İkinci yaklaşım ise ayrışmış profilin jeokimyasal ve mineralojik özelliklerinin belirlenmesidir (Nesbitt, 1979; Carr ve ark. 1980; Chesworth ve ark., 1981; White, 1983; Nesbitt ve Wilson, 1992).

Toprakların ve kayaçların jeokimyasal olarak ayrılmasında ve karakterize edilmesinde ve yine toprakların ayrışma süreçlerinin incelenmesinde iz elementler özellikle de nadir toprak elementleri (NTE) yoğun olarak kullanılmaktadır. Geçmişte NTE'nin ayrışma boyunca hareketsiz olduğu sanılırdı. Ancak bu konuda yapılan çalışmalar göstermiştir ki NTE de ayrışma prosesleri içinde çeşitli oranlarda hareketlidir (Balashov ve ark., 1964; Ronov ve ark., 1967; Nesbitt, 1979; Boulonge ve ark., 1990; Braun ve ark. 1990). Bunun yanında NTE'nin fraksiyonlaşması ve Eu ve Ce anamateryalde ayrışmanın şiddeti ve ayrışma ortamının özelliklerini ortaya koymada yoğun olarak kullanılmaktadır. (Nesbitt, 1979; Nesbitt ve ark., 1980; Gouveia ve ark., 1993; Prudencio ve ark., 1993; Boulange ve Colin, 1994; Sawka ve ark., 1986; Banfield ve Eggleton, 1989; Braun ve ark., 1993; Ohlander ve ark., 1996 (Braun ve ark., 1993; Xing ve Dudas, 1993; Ramesh ve Ramasamy, 1997; Braun ve ark., 1998; Gallet ve ark.,

1998; Chang ve ark., 2000; Nath ve ark., 2000; Xiong ve ark., 2002; Das ve Haake, 2003; Egashira ve ark., 2004; Honda ve ark., 2004). (Taylor ve McLennan, 1985, 1988), (Worrall ve Pearson, 2001), soils (Land ve ark., 1999; Cao ve ark., 2001)., (Chiarenzelli ve ark., 2001).

Topraklarda nadir toprak elementlerinin dağılımı toprak ayrışması tarafından yakından kontrol edilmektedir (Caspari ve ark., 2006). Özellikle polijenik topraklarda toprak genetiği ve kökenle ilgili çalışmalarda kolay yıkanan ve yıkanmaya dirençli nadir toprak elementleri kullanılarak yapılan çalışmalar oldukça iyi sonuçlar vermektedir. NTE topraktaki aksesuar minerallerle de yakından ilişkilidir (örneğin Braun ve Pagel, 1994) ve atomik ağırlığı 57 ile 71 arasında değişen (La-Lu) ve lantanitler olarak bilinen 15 elementten müteşekkildir. Bunlardan atom ağırlığı 57-62 arasında olanlar hafif nadir toprak elementleri (HNTE), nispeten daha yüksek atom ağırlığına sahip ve 63-71 arasında atom ağırlığına sahip olanlar ise ağır nadir toprak elementleri(ANTE) olarakisimlendirilir. Orta ağır nadir toprak elementleri(ONTE) grubu da kullanılır.

Nadir toprak elementleri çok yağışlı ve sıcak iklimler dışında ayrışmadan çok kolay etkilenmezler. Bu duruma uymayan iki element vardır. Eu^{+2}, indirgenme şartlarında europium +2 değerlikli halde bulunur. Oksidasyon şartlarında ise Ce^{+4} değerlikli (Ce^{+4}) haldedir. Ce ve Eu farklı oksidasyon şartlarında oluşabilir ve diğer nadir toprak elementlerine göre daha yüksek fraksiyonlaşma özelliklerine sahiptirler. Bu iki elementin nispi bolluğu jeokimyasal süreçlerin etkinliği boyunca ortamın redoks davranışlarını değerlendirmek için kullanılır. Bu elementlerin diğer lantanitlerle kıyaslanarak zenginleşme ve yıkanma oranları belirlenerek değişime uğramış yük dengesinin hızlandırdığı kimyasal ve jeokimyasal davranışlar ortaya konur.

Ayrışmanın sayısallaştırılmasında kullanılan bir diğer yöntemde, ayrışma indislerinin kullanılmasıdır. Ayrışma indisleri geleneksel olarak ana element oksitlerinin molekül oranlarının kullanıldığı değişik formüller ile hesaplanır. Ayrışma boyunca ana element oksitlerinin sitokiometrik olarak değişimi indeks değerlerinde ortaya çıkar. Her bir oksidin moleküler oranları söz konusu oksitlerinin ağırlık yüzdesi kullanılarak kolaylıkla hesaplanabilir.

Pleiystosen'deki iklim salınımları ile meydana gelen plüviyal şartlar bütün dünyada olduğu gibi, memleketimizde de etkili olmuştur. Buna göre, plüviyal

şartların nemli ve yağışlı dönemlerinde çok sayıda gölün seviyesinde yükselmeler meydana gelirken, birçok havza ve çanakta suların birikmesi ile de plüviyal göller oluşmuştur. Fakat tam buzul çağı ve buzul arası dönemdeki yağış ve sıcaklık şartlarına bağlı olarak göl seviyelerinde değişiklikler meydana gelmiştir. Nemli ve yağışlı dönemlerde göl seviyeleri yükselirken, aşırı sıcak ve kurak şartların hâkim olduğu buzullar arası dönemde göl seviyeleri çekilmiştir. Holosen'de ise, plüviyal şartların sona ermesiyle iklimin ılıman ve morfolojik etmenlerin durgun olduğu bir döneme girilmiştir. Bu dönemde vadi tabanları ve havzaların alüvyonlarla dolmaya başlamasıyla göl seviyeleri çekilmeye başlamış ve yüzeye çıkan eski göl tabanları birer ova karakteri kazanmıştır. Kuvarterner'in bu nemli devrelerinde, Konya Havzası'nda da geniş bir göl teşekkül etmiştir. Bu göl seviyesinin l7 000 yıl önce iklimin kuraklaşması ile büyük ölçüde düştüğünü göstermektedir. Göl çevresinde üst kıyı terasları, ana kıyı terasları ve alt kıyı terasları ile üst kıyı teraslarının üzerinde Neojen yaşlı teraslar yer almaktadır.

Bu çalışmada söz konusu teraslar üzerinde gelişen topraklar, yukarıda belirtilen bakış açısından incelenmiş ve Eski Konya Gölüne ait Neojen ve Kuvarterner yaşlı teraslar üzerinde oluşan toprakların morfolojik, fiziksel, kimyasal, ve jeokimyasal özellikleri belirlenmiştir. Farklı yaşlı teraslar üzerinde oluşan toprakların ayrışmalarının ortaya konmasında ana ve nadir toprak elementleri konsantrasyonlarının kullanıldığı jeokimyasal yaklaşım uyarlanmış ve böylece yarı kurak iklim şartlarında bir kalsik chronosequence üzerinde oluşan toprakların kimyasal ayrışma oranları karşılaştırmalı olarak belirlenmiştir.

2.KAYNAK ARAŞTIRMASI

Mermut (1975) Ankara Vadisinde jeomorfik geçmiş ile toprak oluşunun ilişkileri üzerine yaptığı çalışmada Ankara Vadisinde bugünkü ve geçmişteki jeomorfik birimlerle vadinin kazandığı toprak çeşitleri arasında sıkı bir ilişki tespit etmiştir.

Yeşilsoy ve Kapur (1982) Türkiye'de yarı yağışlı bir bölgede yer alan teraslar üzerinde gelişen iki kireçsiz kahverengi toprağın mineralojilerini araştırmışlar ve iki profilin benzer özellikler ve oluşum süreçleri gösterdiğini belirlemişler ve profillerde baskın kil türlerinin smektit ve kaolinit olduğu ve bir miktar mika olduğunu bulmuşlardır.

Kapur ve ark. (1990) Adana Havzasında Kuvaterner kalişlerde jeomorfolojik ve pedojenik incelemeler yapmışlar, kalişlerin Pleiystosendeki özel iklim koşullarında ve özel jeomorfolojik yüzeyler üzerinde oluştuğunu ve killi, siltli kumlu depozitlerden ve ayrışmış konglomeralardan farklı süreçlerle kaliş oluştuğunu belirtmişlerdir.

Jongmans ve ark. (1991) farklı yaştaki 9 Kuvarterner terasta toprak oluşumunu incelemişler, toprak yaşının artmasıyla Alt Holosen teraslarda biyolojik aktivitenin yoğun olduğu karışık sedimenterlerden oluşan toprakların A ve B horizonlarında tekstürel homojenitenin sağlandığını tümüyle buzul süreçlerin olmaması nedeniyle Holosen ve Geç Pleiystosen terasların iyi drenajlı koşullarda oluştuğunu, Orta ve Erken Pleiystosende oluşan toprakların çayır ve orman olarak kullanıldığını belirtmişlerdir.

Zhang ve ark. (2007), Çin'de Hainan adasında bazalt üzerinde gelişen farklı yaşlardaki toprakların jeokimyasal özelliklerini incelemişler ve topraklarda ayrışma ile Ca, Mg, K, Na ve Si'un kaybolduğunu Fe ve Al'da nispi zenginleşme olduğunu bulmuşlardır.

Özgüncü (1976), Toroslar'ın Tarsus eteklerinde çeşitli jeomorfolojik formasyonlar üzerinde oluşan toprakların ana materyalle genetiksel ilişkilerini incelemişler ve bölgede topografya ve ana materyalin mineralojik yapıyı kontrol ettiğini, eğim ve toprak kalınlığı arasında ters bir ilişkinin bulunduğunu ana kayası killi olan profillerde toprak oluşumunun sınırlı olduğunu profillerde dekalsifikasyon ve Na yıkanmasının varlığını tespit etmiştir.

Akgül (1995), üç farklı teras üzerinde çayır örtüsü altında gelişen toprakların genesisi üzerine yaptığı çalışmada açtığı üç profilde de mollik ve kalsik epipedon

tespit etmiş, horizonların kalınlığı ve kireç birikim derinliğinin terasların yaşı ve topografyasına bağlı olarak değiştiğini bulmuştur.

Duan ve ark. (2002), Çin topraklarının ayrışma oranlarını belirlemişler, çalışmalarında profil magic modellerin kullanmışlar ve ayrışmanın Allites bölgesi için çok düşük, güney, doğu, kuzey bölgeleri ile Alpin topraklarında ise yüksek olduğunu bularak ayrışabilir minerallerin spatial dağılımının Çin topraklarının ayrışma oranlarını belirleyen en önemli faktör olduğunu bildirmişlerdir.

Hodson ve Langan (1999), Hesaplanan mineral ayrışma oranına toprak yaşının etkisini inceledikleri çalışmada iki faklı yaştaki toprağın mineral ayrışma oranlarını, mineralojiye bağlı olarak deplesyon metodu ve profil metodu ile incelemişler, yaş arttıkça deplesyon metodu ile hesaplanan değerin azaldığını, profil metodunda ise arttığını bulmuşlardır.

Cortizas ve ark. (2003), İtalya'da Gauro ve Vico volkan çökelleri üzerinde gelişen topraklarda bazı majör ve minör elementlerin dağılımını incelemişler ve düşük ayrışma nedeniyle elementlerin düşük zenginleşme –fakirleşme oranları gösterdiğini bulmuşlardır.

Marques ve ark. (2004), Brezilya Cerrado bölgesi topraklarında jeomorfoloji ve majör element jeokimyası arasındaki ilişkiyi araştırmışlar ve sedimenter ana materyal üzerinde gelişen topraklarda çok düşük Ca, Mg, Na ve K içeriği gösterirken volkanik ve metamorfik ana materyal üzerinde gelişen toprakların daha yüksek bazik katyon içeriğine sahip olduklarını bulmuşlardır.

Egli ve ark. (2001), İsviçre Alplerinde farklı yaştaki iki toprakta kil oluşumunu incelemişler toprak oluşumu için geçen sürenin çok az farklı olmasına rağmen toprakların kil mineralojilerinin farklı olduğunu bulmuşlardır. .Çalışma alanlarından birinde çoğu ayrışmış horizonda smektit ve düzenli mika-smektit aratabakalı killeri saptamışlardır. Diğer alanda ise ana materyalde hidrotermal oluşumla meydana gelen smektit saptamışlar ayrıca 11.000 yıldaki bir zaman sürecinde pedogenic smektitin de varlığı belirlenmiştir.

Krasilnikov ve ark. (2005), Meksika'da tropikal bir orman alanında jeomorfolojik ve pedojenik özellikler arasındaki ilişkiyi araştırmışlar ve iki farklı jeomorfolojik ünite üzerinde gelişen toprakların özelliklerini incelemişlerdir. Araştırıcılar farklı eğimlerde orta derecede ayrışmış Luvic Phaeozem ile zayıf gelişmiş Fluvic ve skeletic Phaeozem toprakları bulmuşlardır.

Jin ve ark.(2006) Daihai Gölü sedimentlerinde köken ve havza ayrışma oranlarını araştırdıkları çalışmada major ve minör elementlerindeki değişim, parça iriliği dağılımı, organik madde içeriği, ve Sr izotoplarının bileşimine sedimentlerin tane boyu dağılımı ve ana kayanın kompozisyonu ile havzadaki ayrışma şartlarının etkili olduğunu bildirmişlerdir.

Rose ve ark. (2004), Laird ve ark. (2003), Jin ve ark. (2001), göl sedimentlerinin jeokimyasal özelliklerinin bir havzadaki değişikliklerin değerlendirilmesinde, ayrışma derecelerinin tayininde ve paleoklimatik yeniden yapılanmaların aydınlatılmasında etkili bir şekilde kullanılabileceğini bildirmişlerdir.

Borrego ve ark. (2004), fosfojipsik atıkların etkilediği sedimentlerde hafif ve ağır nadir toprak elementlerindeki anormalliklerin kökenini incelemişler ve tespit ettikleri anormalliklerin 1968-1998 yılları arasında yoğun gübrelemeden kaynaklanan Th zenginleşmesine bağlı olarak ortaya çıkan hafif ve ağır nadir toprak elementi zenginleşmesinden kaynaklandığı saptanmıştır.

Price ve ark. (1991), güneydoğu Avustralya'daki bazaltlarda ayrışmanın nadir toprak elementlerinin davranışı üzerindeki etkisinin incelendiği çalışmada, ayrışmanın erken devrelerinde nadir toprak elementlerinin miktarında önemli varyasyonların görüldüğünü ve bu elementlerin mobilitelerinin iyonik çap, solüsyonun iyonik yükü, pH, redoks potansiyeli, su hareketi ve oluşan ikincil minerallerin tabiatının bir fonksiyonu olarak ortaya çıktığını bildirmiştir.

Land ve ark.(1999) kuzey İsveç'te bir podzol profilinde nadir toprak elementlerinin fraksiyonlaşmasını araştırmalar ve çeşitli REE ayrışma boyunca fraksiyonlaştığını, yıkanma eğiliminin elementlerin atomik numarasının artışına bağlı olarak azaldığını belirtmişlerdir.

Egli ve ark. (2003) İsviçre Alplerinde iklimin fonksiyonu olarak ayrışma oranlarını incelemişler ve kütle değişimi ile hesapladıkları ayrışma oranları sonucu bazik katyonların %80 oranında yıkandığını, iklim ve element ayrışması arasındaki ilişkinin non linear olduğunu saptamışlardır.

Green ve ark. (2006), aktif olarak erozyona uğramış tepelik bir arazide kimyasal ayrışma oranını sayısallaştırmak için yaptıkları çalışmada en çok ayrışmış toprağın yüzeyde oluştuğunu ve en geniş taşınma mesafesine sahip olduğunu saptamışlardır.

Freyssinet ve Furah (2000), ultramafik bir şistle ayrışma oranının jeokimyasal kütle değişimi eşitliği kullanarak hesaplamışlar ve kalsit, klorit ve biyotit kullanılarak hesaplanan saprolitizasyon oranının ortalama 7,5 m/ma olduğunu bulmuşlardır.

Stewart ve ark. (2001), Hawai topraklarında ayrışma oranları ve bazik katyon kökeni üzerine yağışın etkilerini araştırmışlar ve hesaplanan ayrışma oranının yağışın artışıyla birlikte arttığını labil ve bazik katyonların yüksek yağışla güçlü bir şekilde yıkandığını saptamışlar.

Dahlgren ve ark. (1999), St Helen Dağı'nın çıkartmış olduğu volkanik materyallerin ayrışma oranlarını incelemişler ve ayrışma ile bazik katyonların ve silikanın salındığı, bunların yıkanarak ortamdan uzaklaşırken Fe ve Al'un tephra da biriktiğini ve Na, Ca, ve Si için ayrışma oranının 10^{-18}-10^{-17} mol/cm^2/s olduğunu bulmuşlardır.

Sterckeman ve ark. (2006), Kuzey Fransa'da sedimanter materyal üzerinde gelişen toprakların iz element içeriklerini incelemişler ve ana materyaldeki farklılığın iz element içeriği dağılımına önemli etki yaptığının ancak iz element / Al ve iz element / Fe oranlarının böyle topraklarının pedojeokimyasal geçmişlerini değerlendirmede kabul edilebilir veriler sağladığını saptamışlardır.

Hradil ve Hostomsky (2002) nötral kaolinitik kilin komposizyonu ve fiziksel özelliklerinin onun asit ayrışması üzerine etkisine bakmışlar ve ayrışmanın kilin tabiatından güçlü bir şekilde etkilendiğini, ayrışma oranın yapısal düzensizlik arttıkça arttığını bulmuşlardır.

Bain ve ark. (2001) granitik bir havzada mineral ayrışma oranları, topraklarda asitleşme süreçleri üzerine etkisini araştırmışlar ve bazik katyonlar için ayrışma oranlarını Zr ve indeks element olarak kullanarak kimyasal analizlerle belirlenebilen söz konusu toprakların hissedilebilir şekilde asitleştiğini özellikle sodyumun plajiyoklasların ayrışması sonucu büyük ölçüde yıkandığı hesaplanan ayrışma oranının 28,9 mek.m^2-a^{-1} olduğunu bulmuşlardır.

Kopsik ve ark. (1999), Rusya da profil medol metodunu kullanarak orman toprakları için ayrışma oranlarını ve çözelti kimyasal yapısını hesaplamışlar, 50 cm'lik katmanda bazik katyon salınımın 0,05-0,28 k.mol/ha/yıl olduğunu bulmuşlardır.

Muhs ve ark. (2001) Misissipi Nehri çevresinde löslerden oluşan topraklarda iklim ve ana materyalin kimyasal ayrışmaya etkisini araştırmışlar ve

nehrin daha sıcak ve yağışlı bölgelerdeki ayrışma oranlarının daha soğuk olan kısımlardan daha büyük olacağı hipotezini sınamışlar. Ancak tüm kimyasal analiz sonuçları bunun tersini göstermiştir. Araştırıcılar bu sonucu ana materyalin fiziksel özelliğine bağlamışlardır.

Hodson (2002a), Norveç-Rusya sınırındaki orman topraklarının ayrışma oranlarının ve solüsyon kimyasının hesaplanması amacıyla yaptığı çalışmada profil medol metodunu kullanmış bu modelin ayrışmanın ortaya konmasında önemli bir adım olmasına rağmen kullanımının rutin olmadığını belirtmiştir.

Egli ve ark. (2008) volkanik topraklarda kil minerali oksi hidroksit ve element yıkanmasını incelemişler piroksen, feldispat, olivin ve volkanik cam gibi birincil minerallerin ayrışmasıyla ortaya çıkan ana bazik katyonların önemli ölçüde yıkandığını, kütle değişimi ve ayrışma indisleri kullanarak ortaya koymuşlardır.

Riebe ve ark. (2004) farklı yükseltilerde oluşan topraklarda ayrışma oranlarını incelemişler bu amaçla cosmojen nuclide ve jeokimyasal kütle değişimi metotlarını kullanarak, yüksek irtifalarda ayrışma oranlarının sıfıra yaklaştığını, böyle alanlarda silikat ayrışmasının aşırı bir şekilde yavaş olduğunu bulmuşlardır.

Hodson (2002b), topraklardaki Zr ve diğer iz elementlerin mobilitelerini deneysel olarak belirlenmesi üzerine çalışmış ve kolumda Zr'un kaybı ve yeniden dağılımına karşın Zr mobilitesinin tahmini için Na, Ca, Fe ve Mg salınımının hesaplanmasına önemli bir etki yapmadığını bulmuştur. Araştırıcı tüm elementlerin hareketli olduğunu, mobilizasyonun çözünmüş organik materyal varlığında arttığını, bununda çözünmüş organik materyalin elementleri yüksek konsantrasyonlarda çözelti içinde tutmasından kaynaklandığını bildirmiştir.

Cornu ve ark. (1999), Orta Amazonlarda açtıkları toprak profillerinde titanyum mobilitesini çalışmışlar ve Ti dağılımını inceleyerek titanyumla minerallerin ayrışma sırasını ilmenit, pseudoritil, rutil ve anataz olarak gerçekleştiğini, bitkisel döngünün Ti hareketliliğine etki ettiğini ve arttığını, Ti'un belirli şartlarda bir element olduğunu ve bu nedenle ayrışma oranının tahmininde her zaman kullanılmayacağını bildirmişlerdir.

Riebe ve ark. (2004), granitik bir peyzajda erozyon ve iklimin kimyasal ayrışma üzerine etkisini incelemişler, kimyasal ayrışma oranının 0-173 $t/km^{-2}/yıl$ olduğunu bildirmişlerdir.

Guicharnaud ve Patlon (2006), Andosol ve Cambisol ordosuna ait topraklarda yıkanma ve ayrışma oranlarını incelemişler ve her iki toprak tipinde de asidik girdilerin yıkanma ve ayrışmayı artırdığını pH seviyesini düşürdüğünü saptamışlardır.

Vital ve Stattegger (2000), Amazon nehri sedimentlerinin majör ve minör element dağılımlarını incelemişler ve kimyasal ayrışmanın orijinal sediment kompozisyonunu önemli ölçüde değiştirdiğini bulmuşlardır.

Tanaki ve ark. (2007) Baykal Gölü sedimentlerinde nadir toprak elementlerinin dağılımını incelemişler ve nadir toprak elementlerinin Baykal Gölü çökellerinde paleoenviromental değişimin izlenmesinde çok uygun bir belirteç olduğunu bildirmişlerdir.

Yang ve ark (2004), Changjiang ve Huanghe Nehir sedimentlerinin jeokimyasal değerlendirmesini yapmışlar, Changjiang havzasında silikat ayrışmanın güçlü olduğunu, özellikle Na-Ca silikatlerin tamamen çözündüğünü, diğer silikat minerallerinin daha az ayrıştığını, buna karşılık Huanghe havzasında oldukça zayıf silikat ayrışmasının bulunduğunu saptamışlardır.

Whitfield ve ark. (2006), Nova-Scotia'da bir asitleşme temayüllü bir havzadaki toprakların ayrışma oranlarını çeşitli metotlarla karşılaştırmalı olarak incelemişler, tüm metotlarla beş havzada benzer sonuçlar tahmin etmişler ve bunun da asit depozisyona karşı benzer duyarlılığın bulunmasını işaret ettiğini bildirmişlerdir.

Oliveria ve ark. (2009), Güney Brezilya'da lakustrin sedimentlerde çevresel değişikliği jeokimyasal metotlarla incelemişler ve jeokimyasal kompozisyonda gözlenen düzensiz değişimin ve erozyon yoğunluluğundaki son milenyum içindeki klimatik şartların değişiminden kaynaklandığını bildirmişlerdir.

Singh ve ark. (2005), Gonga alüvyal ovasındaki toprakların ayrışma oranlarını incelemişler ve alivyal taşınım sırasında mineral sınıflanmasının ayrışma ürünlerinin jeokimyasını belirleyen en önemli faktör olduğunu Ba, Cr, Cu, Nb, Ni, Pb, V ve Zn gibi iz elementlerin dağılımlarının Si, Al, Mn ve U gibi majör elementlerle yakından ilişkili olduğunu ve bununda majör ve minör element dağılımlarını belirleyen süreçlerin aynı olduğunu ortaya koyduğunu belirtmişlerdir.

Magaldi ve Tallini (2000) Kuvartner topraklar için bir toprak gelişim indeksi üzerinde çalışmışlar ve geliştirdikleri mikromorfolojik indeksin (MİSODİ) toprak gelişiminin ve ayrışma oranlarının belirlenmesinde kullanılabileceğini bildirmişlerdir.

Ross ve ark. (2002) Geç Pleiystosen yaşlı Mascardi Gölü sedimentlerinde jeokimyasal değişkenlik üzerine çalışmışlar, araştırıcılar sedimentlerin kimyasal kompozisyonunun çoğu mobil elementler de dahil olmak üzere ana kaya ile yakından ilişkili olduğunu bildirmişlerdir.

Compton ve ark. (2003) Güney Afrika'da yarı kurak şartlarda granitik bir terasta bulunan topraklarda nadir toprak elementlerinin davranışlarını incelemişler ve başlangıç ayrışmasıyla granit kayasında Ce, Eu ve ağır nadir toprak elementlerinin yıkandığını, topraktaki REE zenginleşmesinin kut minareleri ve amorf Fe oksitler ile ilişkili olduğunu bildirmişlerdir.

Rajaman ve Singh (2001) Güney Hindistan'da Kaveri Ovası'ndaki sedimentlerin ayrışma ve sedimantasyon proseslerini, nadir toprak elementlerin jeokimyasını inceleyerek araştırmışlar, sedimentlerin TiO_2 içerikleri ile nadir toprak elementi kapsamaları arasında yakın ilişki bulmuşlar, NTE içeriğinin sedimentlerin parçacık büyüklüğü azaldıkça arttığını bulmuşlardır. Ayrıca, araştırıcılar sedimentlerin dikkate değer ölçüde Eu anomalisi gösterdiğini, bu durumun anakayanın ayrışma derecesinden ve sediment ve minerallerin birikim proseslerinden kaynaklandığını bildirmişlerdir.

Kazansu ve ark. (2008) Tanzanya'da klastik sedimentlerde köken ve kaya ayrışımın kaynaklarını incelemek amacıyla jeokimyasal çalışmalar yapmışlar, major element jeokimyasından bölge topraklarının orta derecede ayrıştıkları, hafif NTE'nin zenginleştiğini,ağır NTE'nin ise yıkandığını, toprakların negatif Eu anomalisi gösterdiğini belirtmişlerdir.

Bilali ve ark. (2002) göl sedimentlerinde sediment kompozisyonunun iz element dağılımına etkisini araştırmışlar, bu amaçla humik materyal, amorf ve kristalin demir oksitler, çözünmez organik ve sülfidler ile silikatlardeki iz element konsantrasyonlarını araştırmışlardır. Araştırıcılar iz elementlerin organik ve mineral fraksiyonlara karşı nisbi afinitelerinin, söz konusu metallerin dağılımında, düşey değişiminde önemli rol oynadığını bildirmişlerdir.

Riebe ve ark. (2003) Rio Icocos bölgesinde cosmogenik nükleid ve jeokimyasal kütle değişimi metotlarıyla fiziksel erozyon ve kimyasal ayrışma

oranlarını belirlemişler, kimyasal ayrışma ve erozyon oranlarının birbirine sıkıca bağlı olduğunu, benzer ilişkinin ayrışma oranı ve iklim arasında da bulunduğunu, fiziksel erozyon ve ayrışmanın sayısallaştırıldığı kütle değişimi metodunun kimyasal ayrışmayı dengeleyen iklimsel ve iklime bağlı olmayan faktörlerin belirlenmesinde kullanılabileceğini belirtmişlerdir.

Buggle ve ark. (2008) Güneydoğu ve Doğu Avrupa löslerinin kökeni ve jeokimyasal karakterizasyonunu belirlemek için yaptıkları çalışmada ana ve iz element jeokimyasını kullanmışlar, Danube ve Dnieper arazilerini kesin bir şekilde ayırt etmişlerdir.

Baulun ve ark. (2000) çeşitli dönemlere ait siliklastik kayaçlarda jeokimyasal metodlarla ayrışma ve köken ilişkileri belirlemişler, majör element dağlılmı ve CIA değerlerinin, dönüşüm süreçlerinin şeyl ve kumtaşı homojenizasyonunda önemli rol oynadığı en yüksek CIA değerlerini Siluriyn ve Devoniyen şeyllerde bulunduğunu bildirmişlerdir.

Zielhofer ve ark. (2009) Holosen yaşlı bir ovada toprak oluşum sürecini ve oluşum indekslerini belirlemesiyle bu amaçla sitrüktür, renk, horizon kalınlığı ve yıkanma özellikleri ile hesaplanmış oluşum indisleri arasında güçlü korelasyon bulmuşlardır.

Lee ve ark. (2008) Han Nehri drenaj havzasındaki sedimentlerin NTE jeokimyasını çalışmış olup bir granit ve gnaysdan oluşmuş ayrışmış bir profilde NTE dağılımında ana kaya ve toprak arasında bir farklılaşma saptamamışlardır. Kaba fraksiyonlarda pozitif, ince fraksiyonlarda ise negatif Eu anomalisi saptamışlardır.

Ji ve ark. (2004) ayrışma süresince NTE mobilitesi üzerine yaptıkları çalışmada ayrışmış bir profilin elementler için bir rezervuar depoyu temsil etmesine rağmen NTE zenginleşmesinin örneğin düşük erozyon, uzun süreli hızlı ayrışma gibi ancak uygun şartlarda gerçekleşebileceğini bildirmişlerdir.

Borges ve ark. (2008) Doğu Tibet platolarında nehir yatağı sedimentlerinde kaynak ilişkisini ve ayrışmayı incelemişler CIA değerini 42-79 arasında bulmuşlar ve immobil elementlerin litolojik köken çalışmaları hakkında temel bazı bilgileri temin etmek için kullanılabileceğini bildirmişlerdir.

Tripathi ve Rajamani (1999) Doğu Thar Çölünde lös sedimentlerin jeokimyasal özelliklerini belirlemişler, löslerin eolian kökenli olduğunu,

oluşumların kimyasal ayrışma ürünlerinin sıcak ve kurak iklimde rüzgarlarla fiziksel yığılmaları şeklinde açıklamışlardır.

Munksgaard ve ark. (2003) Kuzey Avustralya'da deniz sedimentlerinde NTE 'ni köken belirteçleri olarak kullanmışlar ve bu amaçla Eu anomalisi ve hafif ve ağır NTE zenginleşmesini kullanarak inceledikleri beş alanı bu oranlara göre kolayca birbirinden ayırabileceğini bildirmişlerdir.

Caspari ve ark. (2006) Doğu Himayalar'da farklı litolojilerde gelişen toprakların jeokimyasal özelliklerini araştırmışlar, kimyasal alterasyon indeksinin 71-92 arasında değiştiğini ve yüksek rakamlarda bile ileri derecede ayrışmanın bulunduğunu nadir toprak elementlerinin dağılımının silt ve kil fraksiyonu ile yüksek kolerasyon verdiğini bildirmişler.

Allen ve ark. (2001) Arktic İsveç Alpin bölgesinde kimyasal ayrışma ve kil mineralojisini incelemişler kil fraksiyonunda muskovit, klorit ve karışık tabakalı minerallerin baskın olduğunu karışık tabakalı minerallerin ayrışmasını ve aynı zamanda ana materyalin tabiatı hakkında bilgi verdiğini bölgedeki toprakların yerinde oluşmuş topraklar olduğunu ve bölge topraklarının sahip olduğu karışık tabakalı minerallerin uzun bir ayrışma periyodunu işaret ettiğini bildirmişlerdir.

Osher ve Buol (1998), Peru'da toprak özellikleri ile ana materyal ve fizyografya arasındaki ilişkileri incelemişler bölgedeki toprakların ana materyalin tekstürü ve arazi topoğrafyası tarafından şekillendirildiğini saptamışlardır. Bu amaçla 4 profil tanımlayıp örneklemişler ve bu toprakların çoğu özelliklerinin sedimanter ana materyalin tekstürü ve toprakların fizyografik yapıları tarafından belirlendiği saptamışlardır.

Zhang ve ark. (2007) Çin'de Hainan Adası'nda farklı yaştaki bazaltlar üzerinde gelişen toprakların jeokimyasal özelliklerini incelemişler ve Ca, Mg, K, Na ve Si'un toprak oluşumu sırasında önemli miktarda yıkanırken Fe ve Al'un biriktiğini bildirmişlerdir. Araştırıcılar yaşa bağlı olarak ayrışmayı belirleyebilmek için CIA, CIW, Sa, Sat ve Wi indislerini kullanmışlar Wi indisinin toprak yaşı ile oldukça iyi bir ilişki verdiğini saptamışlardır. Ayrıca Ba/Nb oranında toprak yası ile ilişkili olduğunu ve toprak gelişimi belirteci olarak kullanılabileceğini bildirmişlerdir. Ayrıca NTE içeriğinin toprak yaşı ile doğrusal bir ilişki gösterdiğini ve toprak gelişimini gösterdiğini bildirmişlerdir.

He ve ark. (2008) Hainan Adası (Çin) farklı yaşlı bazalt oluşumları üzerinde gelişen toprakların kil minerallerini incelemişler, tüm kil fraksiyonunda kaolinitin önemli olduğunu, A horizonunda nispeten genç topraklarda illit oluşumunun başlangıç aşamasında bulunduğunu bunu illit-simektit ve vermikülit-illit aratabakalı killerin ve son olarak da vermikülitin izlediğini saptamışlardır.

Quimet (2008) toprak profilinin kompozisyonundaki değişimleri kullanarak bazik katyon taşınımı ve kimyasal ayrılmayı modellemiş, kullandığı ampirik model ile toprak kimyasal kompozisyonundaki değişimi % 81-94 arasında açıklanmış, hesapladığı ayrışma derecesinin hesaplanan bazik katyon kayıp ve kazanımıyla doğrusal bir ilişki gösterdiğini bulmuş, ayrıca ayrışma oranının organik madde karbon ve azot içerikleri ile tekstür, pH ve hacim ağırlığı ile ilişkili olduğunu bildirmiştir.

Godderis ve ark. (2008) jeolojik zaman çizelgesinde iklimin ayrışmaya etkisini araştırdıkları araştırmada profil gelişiminin sayısallaştırılmasında kullanılacak bir modelin bitki örtüsü ve iklimle ilgili modellerle bağlantılı olması gerektiğini belirtmişlerdir.

Calero ve ark. (2008) farklı yaşlardaki toprakların oluşum derecelerini arazide tanımlanan morfolojik özellikleri sayısallaştırarak incelemişler, yaptıkları PCA analizinde % 56 lık bir varyasyon tespit etmişler ve bu değişimin illiviasyon ve rubifaksiyondan kaynaklandığını dolayısıyla bunun etkileri hue, kroma, strüktür ve cutan artışıyla PCA varyasyonunun pozitif ilişkili olduğunu saptamışlardır. Araştırıcılar zamanın fonksiyonu olarak ortaya çıkan gözlemledikleri değişimlerin uygunlukları logaritmik İstatistik modele uyduğunu bildirmişlerdir.

Pillans (1997) Avustralya'da 6 milyon yıllık bir bazalt oluşumunda ardışık yaşlı toprak oluşumunun araştırmış geliştirdiği pedojenic modelden, 0,78 milyon yıl önceki toprak oluşumunun yüksek yaz yağmurları nedeniyle bugünkünden yüksek olduğu bildirmişlerdir.

Krasilnikov ve ark. (2005) Meksika'da tropikal ormanlarla kaplı bir alanda jeomorfolojik ve toprak oluşumu arasındaki ilişkilerini incelemişler dağ topraklarını spatial dağılımının jeomorfolojik süreçden önemli ölçüde etkilendiğini sedimentlerdeki dağılımın toprak tekstürü ve minerolojik yapısındaki değişime neden olduğunu, dolayısıyla toprak özelliklerindeki

farklılığa arazi pozisyonunun pozitif etkisinin göz önünde tutulması gerektiğini bildirmişlerdir.

Montagne ve ark. (2008) drenajın toprak oluşumuna etkisini kütle değişimi metodu ve mineralojik verileri kullanarak belirlemişler, hem rodoks hem de birikim süreçlerinin mineral değişimiyle drenaj tarafından önemli ölçüde etkilendiğini dolayısıyla uzun dönem toprak oluşumunda drenajın önemli etkileri olduğu bildirmiştir.

Mourier ve ark. (2008) ekstrakte edilebilen Al, Fe ve NTE jeokimyasını kullanarak subalpin toprak tipleri dağılımını ayırmak üzerine çalışmalar yapmışlar ve majör element analizlerinin toprakların nispi olarak homojen materyalden oluştuğunu, hafif nadir toprak elementlerinin C horizonuna göre yüzeyde arttığını normalize edilmiş NTE dağılımının Podzollerde güçlü bir taşınmaya uğradığını ve NTE davranışlarının toprak ayrışmasıyla açıkça ilişkili olduğunu bildirmişlerdir.

Eppes ve ark. (2008) İtalya Reno Vadisi'nde ardışık zamanlı toprak oluşumuna iklimin ve antropojenic etkiyi incelemişler Holosen yaşlı yüzey toprağını yaş ile değişimin tahmin edilebilirliğinin değiştiğini depozitler üzerindeki toprak gelişiminin Geç Pleiystosen yaşlı topraklardan daha yaşlı olduğunu, toprak özellikleri ile yaşın bir korelasyon göstermediğini, özelliklerin daha çok lokal yüzey prosesleri ve hidrolojiyle değiştiğini, örneğin kil birikiminin daha genç topraklarda gözlendiğini belirtmişlerdir.

Thanachit ve ark. (2006) Kuzeydoğu Tayland'da bir bazaltlık katenada toprak jeokimyasını incelemişler. Tüm katenada A, Si, Fe ve Ti majör elementleri olduğunu, bunların dağılımlarının homojen olduğunu ve profillerde çok az Ca, Mg ve K bulunduğunu, bu durumun kaolin, demir oksit, anataz ve kuvarsın baskınlığını yansıttığı topraklarda üç temel element davranışının olduğunu farklı eğilimlerde element dağılımında farklılık olduğunu bu duruma, ana kayadaki farklılık ve farklı ayrışmanın neden olduğunu bildirmişlerdir.

Inoue ve ark. (1998) Konya Ovası'nda lakustrin sedimentlerin fiziko-kimyasal, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini incelemişler. Sedimentlerin silt ve kil ağırlıklı olduğunu, suda çözünen bileşiklerin miktarındaki düşey değişimin jips, karbonatlar ile kuvars feldispat ve tabakalı silikatlar olduğunu bu durumun havzada klimatik bir değişimi gösterdiğini, baskın kil tipinin smektit olduğunu bunun ise kaolinit, illit ve paligorskitin takip ettiğini bildirmişlerdir.

Brantley ve ark. (2008) kimyasal taşınmanın modellenmesi üzerine yaptıkları çalışmada reaktif minerallerin konsantrasyonu, C, kinetik taşınma ve çözelti parametrelerini kullanarak geliştirdikleri modelin, ayrışma üzerine çevresel şartların etkinliğinin anlaşılmasına imkan verdiği modelin toprak sisteminin pH ve tamponlama kapasitesinin ayrışmadaki önemini ortaya koyduğunu bildirmişlerdir.

Mavris ve ark. (2010) proglasial bir alanda toprak oluşumunun başlangıç aşamalarını araştırmışlar ve fiziksel ayrışma ile kaba materyal azalırken kil fraksiyonunun arttığını ayrışmanın asitleşmeye neden olduğunu, Ca/Na oranının ayrışmayla azaldığını ve Ca ve Na'un yıkandığını biyotitin illite dönüştüğünü, hornblendin ayrışmayla azaldığını, ayrışma şartlarının ana kaya ve yüksek Alpin çevre şartlarının önemini gösterdiğini bildirmişlerdir.

Nesbitt ve Markovics (1997) granodiyorit ana materyal üzerinde oluşan topraklarda ayrışmayı incelemişler topraklarda aktinitlerin ve nadir toprak elementlerin profilin alt katmanlarında biriktiğini en az hareketli iz elementlerin Sc, Cu, Nb ve Ta olduğunu diğer elementlerin mobil olduğunu Th/ Sc oranının kaynak belirlemede kullanılabileceğini, Nd/Sm oranının ise ayrışmadan etkilenmediği için ayrışmanın belirlenmesinde kullanılamayacağını ifade etmişlerdir.

Price ve Velbel, (2003) felsik metamorfik anakaya üzerinde oluşan ayrışmış profillere çeşitli kimyasal ayrışma indislerini uygulamışlar kullandıkları indislerden WIP heterojen ana kayalardan oluşan topraklara daha uygun olduğunu, CIA, CIW, PIA ve V indeksinin ise hidrotermal oluşumlar gibi jeokimyasal değişimlere daha uygun olduğunu bildirmişlerdir.

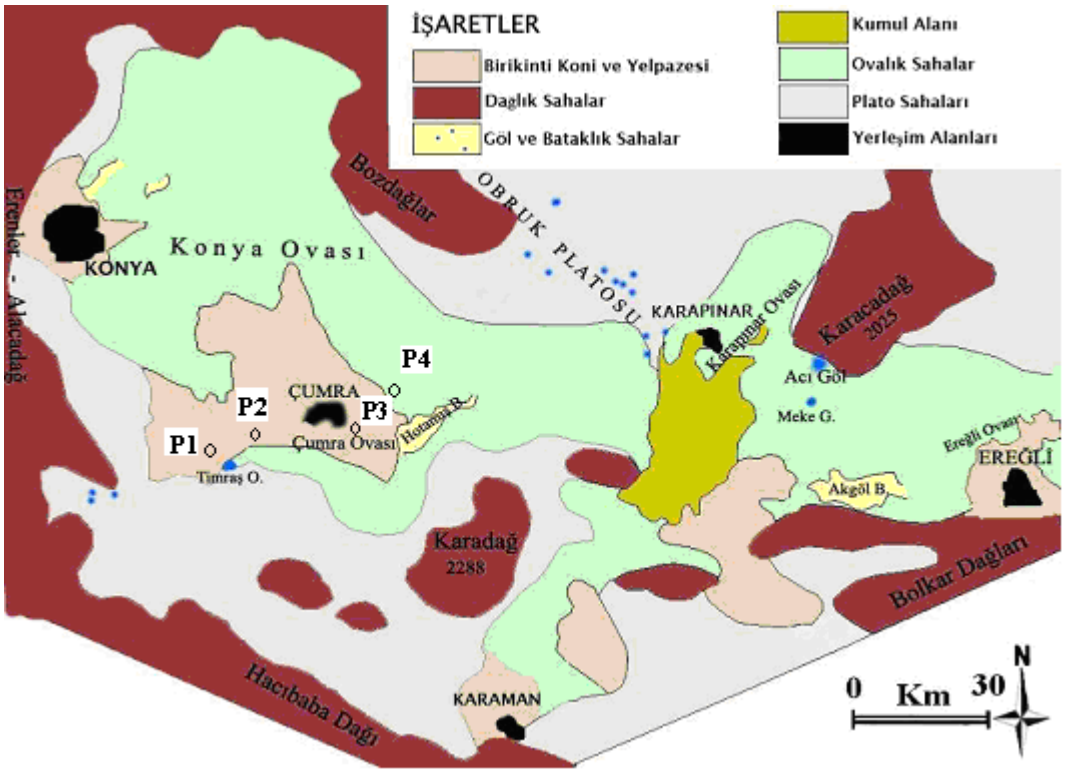
Aydın- Düzgören ve ark. (2002) pyroklastik kayalardan oluşan profillerde ayrışma indislerini yeniden değerlendirmişler ve kimyasal elementlerin davranışları ve yıkanma kayıplarının sadece ayrışma derecesine bağlı olmadığını aynı zamanda mikro çevresel şartlarında kil mineralleri ve seskioksitlerin miktar ve çeşidini kontrol ettiğini böylece profil heterojenlik seviyesini belirlediğini bildirmişlerdir.

3. MATERYAL VE METOT

3.1 Materyal

3.1.1. Coğrafik durum

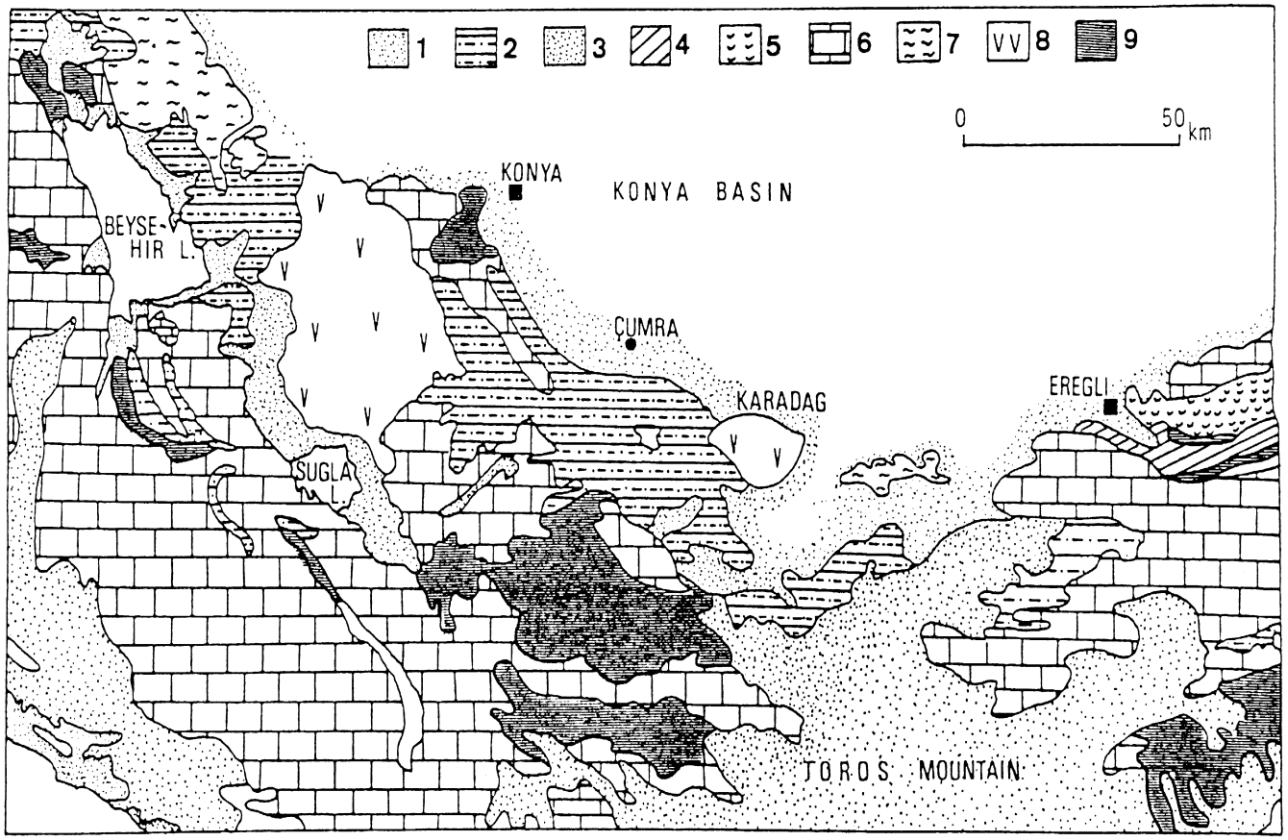
Kuvarterner'in nemli devrelerinde, Konya Havzası'nda da geniş bir göl teşekkül etmiştir. Bu göl seviyesinin l7 000 yıl önce iklimin kuraklaşması ile büyük ölçüde düştüğünü göstermektedir. Göl çevresinde Üst Kıyı terasları, Ana Kıyı terasları ve Alt Kıyı terasları ile üst kıyı teraslarının üzerinde neojen yaşlı teraslar yer almaktadır. Bu çalışmada materyal olarak söz konusu teraslar üzerinde gelişen topraklar, kullanılmıştır. Bu amaçla büyük Konya Ovasının bir bölümünü oluşturan Çumra bölgesinde yer alan teraslar seçilmiştir. Konya Ovası, İç Anadolu Bölgesi'nin orta ve güney kesiminde Anadolu platosu üzerinde ve yaklaşık 1000 m. yükseklikte yer almaktadır. Sahayı kuzeybatı ve kuzeyde, Bozdağ ve Obruk Platosu; güneyde, Sultan Dağları'ndan başlayan Karaman İli'nin güneyine kadar devam eden Toros yayının iç yamaçları; doğuda, Ereğli Ovası; batıda ise, Takkeli Dağ, Gevele Dağı ve Loras Dağı sınırlamaktadır (Şekil 1). Konya Ovası bazen Konya-Çumra Ovası, bazen de Konya-Ereğli Ovaları olarak adlandırılmaktadır. Konya Ovası, kuzey-güney yönünde 80 km. ve batı-doğu yönünde 50 km uzanmaktadır. Ovanın en batı noktası 32º 20' E ve en doğu noktası da 34º 00'E boylamı olarak kabul edilir. Kuzeyde uç nokta 38 º08' N ve güneyde ise 37 º06' N enlemidir. Konya Ovası içinde 800 km²'lik Hotamış Ovası (bataklık dahil), 700 km²'lik Karapınar Ovası, 500 km²'lik Karaman Ovası ve 2500 km²'lik Ereğli Ovası (Ayrancı ovası dahil) kabul edilmektedir. Özellikle batı ve güney yönünden akan bir çok nehir ovaya akmamaktadır. Eski Konya Gölü havzasının Kuvarterner tarihi ve lakustrin ortamda oluşan toprak ve sedimentlerin fizikokimyasal ve mineralojik Özellikleri çok sayıda araştırıcı tarafından detaylı olarak çalışılmıştır. (Erol, 1978; Ridder ,1965; Driessen and de Meester, 1969; Driessen, 1970; de Meester, 1970a,b, 1971; Mu¨ller ve ark.,,1972. and Vergouwen ,1981).



Şekil. 3.1 Çalışma Alanı Yer Bulduru Haritası ve Profil Noktaları

3.1.2. Jeoloji ve jeomorfoloji

Konya Ovası ve çevresinin alt yapısını metamorfik ve kristalen kütleler ile Kretase yaşlı ofiolitik seriler teşkil eder. Bu kütleler Laramien orojenezi geçirmiş, bu fazda gabro-diyabaz,peridotit çıkışları yanında granitik enjeksiyonlar meydana gelmiştir. Bütün bu metamorfik kayaçlar havzanın temelini teşkil etmektedir. Bunların üzerine uyumsuz olarak gelen Tersiyer tabakaları ise Alpin hareketlerden fazlaca etkilenmemişlerdir. Buna göre orojenik devre Laramiyen safhası ile son bulmuş, bunun yerini epirojenik stildeki hareketler almıştır. Konya Ovası'nda en üstte bulunan ve yaygın olan formasyonlar karasal Neojen yaşta olup, altta Miyosen, üstte Pliyosen yaşlı formasyonlar yer almaktadır. Her ikisinin kalınlığı 250 m kadardır. Miosen, altta taban konglomerası ile başlar, üstte doğru marn ve karbonatlarla devam eder. Pliyosen ise Miyosen formasyonları üzerinde uyumlu olarak bulunur ve kil, kum, çakıl, yer yerde jipslerden oluşur. Pliosen formasyonları bu devredeki göller içerisinde teşekkül etmişlerdir. Pliosen tabakaları ova kenarındaki kesimlerde 10-15º lik eğime sahipken, ova tabanında yatay duruşludur. Pliyosen tabakalarının üzerinde ise killi-kumlu, yer yer çakıllı Kuaterner yaşlı alüvyonlar gelmektedir (Ardos, 1995). Orta Miyosen'den itibaren Neotektonik dönemin başlaması ile İç Anadolu Bölgesi, Kuzey Anadolu ve Doğu



Şekil. 3.2 Çalışma Alanının Jeolojik Yapısı 1: alivyal, 2: kireç taşı (Neogene), 3:kireçtaşı, marnlı kumtaşı (Miocene), 4: filiş, 5:jips, marmlı kireçtaşı (Oligocene), 6: kireçtaşı (Mesozoic), 7: Şist (Paleozoic), 8: andesitik bazalt, 9: ultrabazik kütle. (Inoue ve ark, 1998)

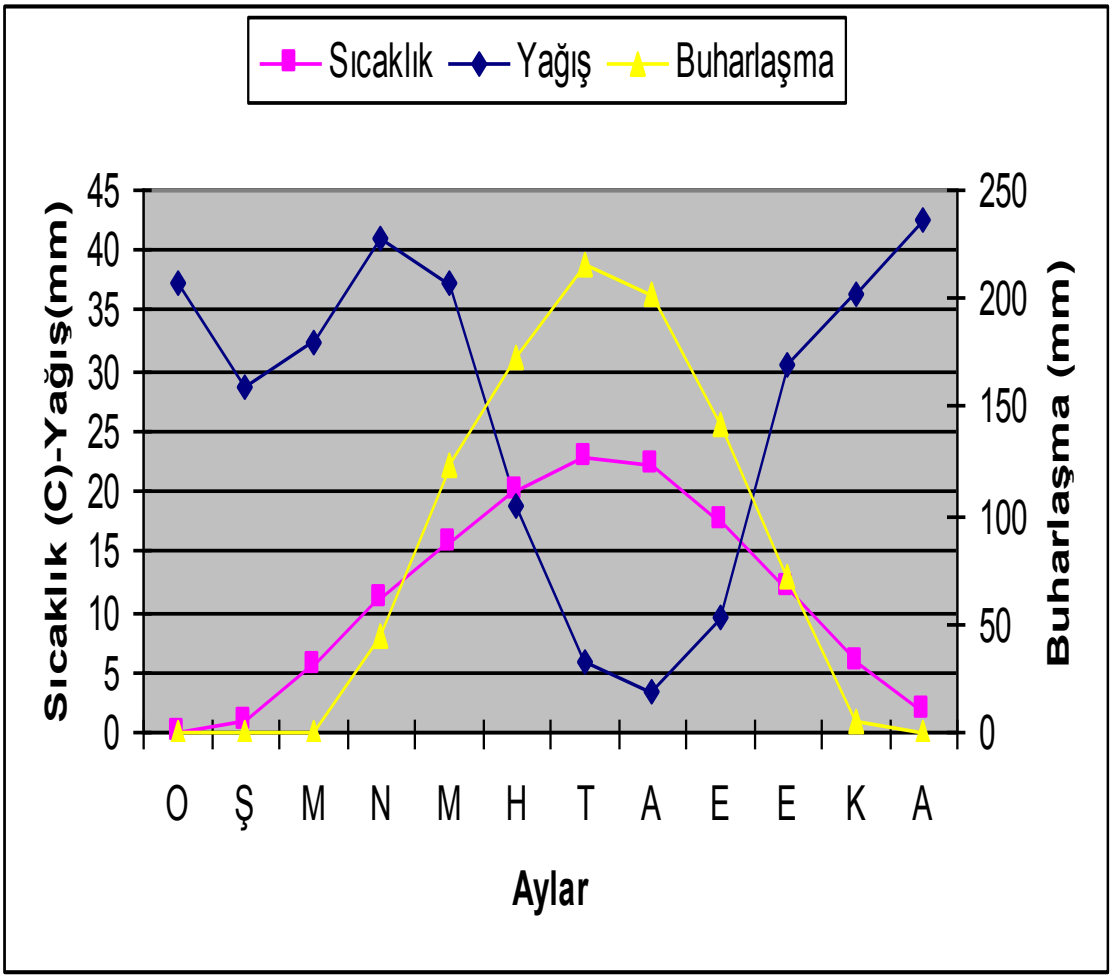
Anadolu transform fayları boyunca batıya doğru kaymaya başlamıştır. Bu kayma, Ege Denizi içindeki bir engel tarafından karşılanmış ve bunun sonucu olarak Ege Bölgesi bir taraftan yükselmeye, diğer taraftan da dengelenmeyi sağlamak üzere yer yer grabenleşmeye başlamıştır. Bu hareketlerin İç Anadolu'ya dolayısı ile Konya Ovası'na yansıması, bir takım çöküntü ve doğrultu atımlı fayların gelişmesine neden olmuştur (Ulu ve ark. 1994). Bu fayların en önemlileri; Ilgın Fayı, Altınekin Fayı, Abazdağı Fayı, Konya Fay Zonu, Divanlar Fayı, Göçü Fayı'dır (Eren, 2000). Çalışma alanı, Hersiniyen orojenezinden etkilenmiş ve Alp orojenezi ile esas seklini kazanmıştır. Neojen'de Konya ovası ve çevresi, tortulanma dönemi geçirerek göl ortamı haline gelmiştir (Tapur, 2008: 604). Bu göl daha sonra gerek iklimdeki kuraklaşma, gerekse diğer jeomorfolojik şartların etkisiyle alanını daraltmış ve tedrici olarak kurumuştur. Konya ovası ve çevresinde bu göle ait izler olarak pasif falezler, sığ göller ve bataklıklar bulunmaktadır. Konya Ovası ve çevresinde dikkati çeken yeryüzü şekilleri arasında ova ve platolar vardır. Geç Eosen-Oligosen döneminde Geyik Dağı Birliği'nin oluşturduğu yükseklikleri aşıp güneye doğru ilerleyen Aladağ, Bozkır ve Bolkar birlikleri, Konya Ovası'nın güneyindeki yüksekliklerin daha da artmasına yol açmıştır. Böylece yöredeki deniz suyu kuzey-kuzeydoğuya doğru kaçarak burada kapalı bir iç deniz ile yükseltiler arasındaki çukurluklarda gölleri oluşturmuştur. Güneydeki Anatolid-Torid kuşağından gelen bol miktardaki akarsular bu iç denizin sularının tatlılaşmasını sağlamıştır. Bu evrede başlayan volkanik etkinlik, Orta Miyosen'den Kuvaterner sonlarına kadar sürmüştür. Orta Miyosen'den itibaren devam eden volkanizmanın çukurlukları doldurarak oluşturduğu yükseltiler bir taraftan Üst Miyosen sonu bölgenin genel yükselmesine neden olurken, bir taraftan da bu yükselmeye bağlı olarak oluşan doğal setler (Bozdağlar Sırtı) Plio-Kuvaterner göl havzasını, Tuz Gölü Havzası ve Konya Gölü Havzası (Hotamış Gölü) olmak üzere ikiye ayırmıştır (Ulu ve ark. 1994). Bu dönemde göl haline gelen saha kısa zamanda çevreden gelen akarsuların getirdiği sedimanlarla dolarak ova görünümü kazanmıştır. Konya Ovası'nın ortalama yükseltisi 1000 m. civarındadır. Yarma kuzeyinde, Hotamış Gölü'nde ve Akgöl'de yükseltisi 995 m'ye kadar düşmektedir. Hotamış Gölü ve Akgöl, çevrelerindeki suların toplandığı kapalı ve çukur bir alan halindedir.

Büyük Konya ovası 1010 m. Kontunda kumlu birçok ova ve plajların bulunduğu ve su seviyesinin 12-20 m arasında değiştiği sığ bir gölle kaplanmıştır. Göl tabanındaki yumuşak kireç etraftaki çeşitli fizyografik ünitelerden taşınan çok farklı çökellerle kaplanmıştır. De Meester (1970) büyük Konya Ovası'nı yüksek araziler, eğimli kolivyal araziler, piedmont ovalar, bajadalar, teraslar, alüvyal ovalar ve lakustrin ova olarak bölümlere ayırmıştır. Yüksek araziler ovanın etrafını çevreleyen sıra dağlar ve çeşitli volkanik yükseltilerden oluşmaktadır. Kolüvyal etek araziler, dağlardan özellikle yer çekimi etkisi ile taşınan pekişmemiş toprak çökelleri ile çakıl ve kaya parçalarının karışımından oluşan kireçtaşı ve volkanik materyallerden oluşmuştur. Teraslar Neojen yaşlı kireçtaşları üzerinde parmak şeklinde havzaya sokulmuşlardır. Merkeze doğru eğimlidirler ve erozyon galileri ile yarılmışlardır. Piedmont ovalar ise yüksek araziler arasında su ve yer çekimi ile taşınan ince materyallerden oluşmuştur. Bu ince materyaller küçük galiler ile havza merkezine doğru taşınmaktadır. Alüvyal ova ve fanlar ise havzaya güneyden giren çeşitli akarsuların taşıdığı sedimentlerden oluşmaktadır. Alüvyal fanlar ve oluşturdukları deltalar kaba kumdan ağır kile kadar değişen farklı tekstürlere sahiptir. Lakustrin ova ise yüksek miktarda karbonat ihtiva eden oldukça düz topografyaya sahip su altında yığılmış materyallerden oluşmuştur. Havzanın sınırları 1010-1020 m arasında oluşan ve 23000 ile 17000 yıl öncesine yaşlandırılan gölün oluşturduğu kumlu plajlar ve falezlerle çevrilidir (Roberts ve ark., 1979). Konya Ovası ve çevresinde dikkati çeken diğer önemli yer şekilleri Konya Ovası'nı kuzeyinde yer alan Obruk Platosu ve dağlardır. Bunlar; Bozdağlar, Karacadağ, Karadağ, Erenler-Alacadağ olarak sıralanır.

3.1.3 İklim

Büyük Konya Ovası üzerinde bulunan çalışma alanı İç Anadolu karasal iklimin etkisi altında kalmaktadır. Bölgedeki meteoroloji istasyonu verilerine göre bölgede 1970-2008 yılları arası yıllık ortalama yağış 323.6 mm, yıllık buharlaşma ise 978.2 mm, yıllık ortalama sıcaklık 11.3 ºC, 50 cm'deki ortalama toprak sıcaklığı da 14.0 ºC dir (DMİ, 2010). Yağışın önemli bir kısmı kış aylarında düşmekte, Haziran, Temmuz, Ağustos aylarında kuraklık görülmektedir (Tablo 3.1.). Bölgenin iklim verilerine De Martonne-Bottman kuraklık indis formülü uygulandığında bölgede yarı kurak-az nemli Akdeniz ikliminin hakim olduğu

görülmektedir (Akman, 1990). Bu verilerin ışığında hazırlanan yağış-buharlaşma-sıcaklık diyagramlarına (Şekil 3.2) göre bölgenin sıcaklık rejimi mesic, rutubet rejimi ise xeric'dir (Soil Survey Staff, 1999).



Şekil 3.3. Çalışma alanı topraklarının nem ve sıcaklık rejimi

Çizelge 3.1. Çalışma alanına ait iklim verileri, 1975-2009 (DMİ, 2010)

Meteorolojik Elemanlar	AYLAR												
	O	**Ş**	**M**	**N**	**M**	**H**	**T**	**A**	**E**	**E**	**K**	**A**	**Yıllık**
Ortalama Sıcaklık (C^o)	0,0	1,0	5,6	11,1	15,6	19,9	22,7	22,1	17,7	12,1	5,9	1,7	11.3
Ortalama Yağış (mm)	37,3	28,6	32,3	41,1	37,3	18,8	5,8	3,3	9,5	30,6	36,5	42,5	323.6
Buharlaşma (mm)	-	-	-	44,8	123,7	172,8	216,,5	202,6	141,,5	71,3	5,0	-	978.2
Ortalama Toprak Sıcaklığı (50 cm)	4.9	4.6	7.2	11.6	16.2	20.2	23.2	23.9	21.5	16.9	11.2	7.1	

3.2. Metot

3.2.1. Toprak profillerinin belirlenmesi

Çalışma alanı 1/100.000 ölçekli toprak haritaları (Anonim, 1992), 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası (Anonim, 1962) ve diğer çalışmalar kullanılarak incelenmiş daha sonra 1/25.000 ölçekli topografik harita paftaları ile bölge dolaşılmış, elde edilen veriler ışığında, çalışma alanında toplam 4 adet profil açılmıştır. Her profilin coğrafi koordinatları ve yükseklikleri GPS aleti ile ölçülmüştür.

3.2.2. Profillerin tanımlanması ve örneklerin alınması

Profillerin morfolojik incelemesinde %10'luk HCl çözeltisi, geniş yüzeyli bıçak, saf su, Japon tipi renk skalası (Oyama ve Takehara, 1967) ve profil tanımlama kartı kullanılmıştır. Toprakların morfolojik tanımlamaları için açılan her profil Soil Survey Manual (1993) tarafından belirtilen usuller esas alınarak incelenmiştir. Horizonların tanımı ve adlandırılması ise Soil Survey Staff (1999)'a göre yapılmıştır. Laboratuvar analizleri için açılan profillerden horizon esasına göre bozulmuş ve bozulmamış toprak örnekleri alınmış, örneklere iz element bulaşması olmaması için plastik malzeme kullanılarak toplanmış ve temiz plastik torbalarda laboratuvara taşınmıştır. Laboratuvara getirilen örnekler kurutularak 2 mm'lik elekten elenmiş ve analizlerde kullanılmak üzere plastik saklama kaplarında depolanmıştır.

3.2.3. Fiziksel ve kimyasal analiz metotları

Havada kurutulup 2mm'lik elekten elenmiş toprak örneklerinde parça büyüklüğü dağılımı hidrometre metodu ile (Bouyoucous, 1951), Elektriksel iletkenlik, 1:2,5 toprak saf su süspansiyonunda EC aleti ile (U.S.Salinity Lab. Staff, 1954), pH: 1:2,5'luk toprak-saf su süspansiyonunda, 1:2,5'luk toprak-1N KCL süspansiyonunda, cam elektrotlu dijital pH metre ile (Soil Survey Laboratory Methods Manual, 2004), organik madde, Smith-Weldon yaş yakma metodu ile (Hocaoğlu, 1966), Kalsiyum karbonat, Scheibler kalsimetresi ile (Hızalan ve Ünal, 1966), KDK sodyum asetat yöntemiyle (Hızalan ve Ünal, 1966), Değişebilir Katyonlardan Na ve K 1N amonyum asetat yöntemleri ile (U.S. Salinity Lab. Staff, 1954), Ca+Mg ise, kireçli topraklarda pH 7 olan amonyum

asetat içinde kalsiyum karbonatın çözünürlüğünün yüksek olması nedeniyle gerçek değerden daha yüksek çıkabileceğinden katyon değişim kapasitesinden değişebilir Na ve K un toplamı çıkarılarak bulunmuştur (U.S. Salinity Lab. Staff, 1954). Hacim ağırlığı, 100 cm^3 lük metal silindirler içine alınan örneklerin 105 C°'de kurutularak silindir hacmine bölünmesi ile (Blake ve Hartge, 1986), Amonyum oksalatta ekstrakte edilebilir Fe (Blakemore ve ark., 1987), Na–Ditiyonitte ekstrakte edilebilir Fe (Soil Survey Laboratory Methods Manual, 2004), Tarla Kapasitesi 33 kPa ve solma noktası ise 1500 kPa basınç altında basınçlı plaka aleti kullanılarak, Peters, (1965)'e göre yapılmıştır.

Örneklerin total element analizleri, kurutulmuş, öğütülmüş ve homojenize edilmiş 2 mm'den küçük toprak örneklerinde, ana materyalde ise, yaklaşık 10 g lık parçanın öğütülmesi ile sağlanan örneklerde $LiBO_2$ / nitrik asitte yakma yöntemiyle elde edilen ekstraklarda yapılmıştır. Majör ve minör elementler ICP AES'de, nadir toprak elementleri ise ICP MS'de okunmuştur. Ana elementler % oksitler şeklinde, minör ve nadir toprak elementleri ise ppb ve ppm olarak belirlenmiştir. Ayrıca örneklerde yüksek sıcaklıkta yanma kayıpları ölçülerek % olarak belirlenmiştir (Chao ve Sanzolone, 1992).

3.2.4. Ayrışma indekslerinin hesaplanması

Topraklarda ayrışmanın tanımlanması için çok sayıda indek ortaya konulmuştur (Harnois 1988; Nesbit ve Young, 1989). Tüm indekslerin genel prensibi benzerdir ve (CA, Mg, K, Na) bazik katyonlar ile Al ve Si gibi katyonlar arasındaki değişik oranların belirlenmesine dayanır. Bu çalışmada profillerin ayrışma oranlarının sayısallaştırılması için aşağıda verilen indeksler kullanılmıştır.

a- Kimyasal alterasyon indeksi (CIA) (Nesbitt and Young , 1982)

$$\mathbf{CIA = (100)[\ Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]}$$

b-Kimyasal ayrışma indeksi (CIW) (Harnois, 1988)

$$\mathbf{CIW = (100)[Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)]}$$

c- Bazlar/R_2O_3 oranı (Birkeland, 1999),

$$\mathbf{Bazlar/R_2O_3 = (MgO+CaO+Na_2O+K_2O)/\ (TiO_2+Fe_2O_3 + Al_2O_3)}$$

d-Parker ayrışma indeksi (WIP) (Parker 1970),

$$\mathbf{WIP=(100)[(2Na_2O/0.35)+(MgO/0.9)+(2K_2O/0.25)+(CaO/0.7)]}$$

e-Plajiyoklas alterasyon indeksi (PIA) (Fedo ve ark., 1995)

$$\mathbf{PIA=(100)[(Al_2O_3–K_2O)/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]}$$

f-Product Indeks (P) (Reiche, 1950)

$$\mathbf{P=(100)[SiO_2 /(TiO2+Fe_2O_3 + Al_2O_3 + SiO_2)]}$$

g-Vogt indeksi (V) (Vogt, 1927)

$$\mathbf{V=(Al_2O_3+K_2O)/ (MgO+CaO+Na_2O)}$$

Eşitliklerdeki CaO* değeri silikat minerallerinden kaynaklanan CaO değeridir. Bu nedenle karbonat ve apatit düzeltmesi yapılarak kullanılır. Zira silikat minerallerindeki en önemli CaO kaynaklarından biri de apatittir. Apatit düzeltmesi yapılan CaO değeri Na_2O değerinden daha düşük çıkarsa indekslerde bu değer kullanılır. Daha yüksek çıkması durumunda ise CaO değeri olarak Na_2O değeri kullanılır (McLennan ve ark., 1993). Bu çalışmada da hem kireç hem de ölçülen P_2O_5 değeri kullanılarak apatit düzeltmesi yapılmıştır.

4. ARAŞTIRMA SONUÇLARI

4.1. Morfolojik Özellikler

Çalışmada açılan profillerin arazi tanımlamaları Çizelge 4.1 ve 4.2 de özetlenmiştir. Tablolardan da görüldüğü gibi profillerden 1, 2 ve 3 nolu profiller çeşitli yükseklikteki teraslar, 4 nolu profil ise Çarşamba Nehri alüvyal yelpazesinde kireçli ana materyal üzerinde, xeric rutubet ve mesic sıcaklık rejiminde gelişmiştir. Tüm profillerde A horizonuna ek olarak B horizonu saptanmıştır. Profillerde bünye kil ile siltli killi tın arasında değişmektedir. Tüm profillerde yüzey horizonlarında iyi gelişmiş granüler, yüzey altı horizonlarda ise köşeli blok strüktür saptanmıştır. Ana materyaller ise masif veya teksel strüktürdedir. Profillerde renk 7.5YR ile 10 YR arasında değişmekte olup genelde yüksek value değerlerine sahiptir. C horizonları ise daha yüksek value değerleri göstermiştir. Profil 1, 2 ve 3'ün açıldığı bölgeler mera olması, yüzeyde organik maddenin alt katmanlara göre yüksek seviyelere çıkmasına neden olmuştur. Bu nedenle yüzey horizonları ile yüzey altı horizonlarında anlamlı farklılıklar gözlenmiştir. Bu değişim organik madde, kök ve biyolojik aktivite seviyelerindeki farklılıklardan kaynaklanmıştır. Profillerde HCl ile tüm horizonlarında çok güçlü reaksiyon tespit edilmiştir.

4.2. Fiziksel ve Kimyasal Özellikler

Çalışılan profillere ait fiziksel ve kimyasal özelliklere ait değerler Tablo 4.3 ve 4.4'te belirtilmiştir. Profillerde organik madde içeriği %0.23 ile % 3.72 arasında değişmiş, 1, 2 ve 3 nolu profilin bazı C katmanlarında ölçülememiştir. Tüm profillerde organik madde içeriği yüzeyden derine doğru azalma göstermiş, özellikle de 1 ve 2 nolu profillerde yüzey horizonunda oransal olarak yüksek değerlere çıkmıştır (% 3.17- 3.72). Diğer horizonlarda organik madde içeriği düşüktür.

Tüm profillerde yüksek kireç içeriğine rastlanmıştır. Kireç miktarı % 16.30 ile % 77.94 arasında değişmiştir. Profillerde kireç yüzey horizonlarından ana materyale doğru artma eğilimi göstermiştir. Profil 3'ün IIC3 horizonunda litolojik kesikliği destekleyecek şekilde tekrar azalma gözlenmiştir.

Toprakların elektriksel iletkenlikleri 113 ile 328 $\mu S.cm^{-1}$ arasında değişmiştir. Tüm profiller tuzsuzdur.

Çizelge 4.1. Örnek toprak profillerinin açıldığı noktaların arazi özellikleri

Pedon	Koordinatlar		Ana Materyal	Yükseklik	Arazi Pozisyonu	Eğim (%)	Vejetasyon
	Kuzey	Doğu					
I	37° 29’18’’	32° 44’14’’	Sert kireçtaşı	1025	Teras	5	Mera
II	37° 31’41’’	32° 46’22’’	Yumuşak kireçtaşı	1018	Teras	3	Mera
III	37° 32’30’’	32° 49’23’’	Yumuşak kireçtaşı	1017	Teras	2	Mera
IV	37° 33’23’’	32° 48’43’’	Yumuşak kireçtaşı	1011	Alüvyal yelpaze	1	Sulu tarım

Çizelge 4.2. Örnek toprak profillerine ait morfolojik görünümler

Pedon	Horizon	Derinlik (cm)	Renk		Strüktür	Kıvam	Arazi Tekstürü	Kök dağılımı	Horizon Sınır Özellikleri	Biyolojik Aktivite
			Kuru	Nemli						
I	A	0-13	10YR6/4	7,5YR4/6	Orta, küçük , Gr	Y, G, PD	C	3i	Belirgin, Düz	Yoğun
	B1k	13-33	10YR6/4	7,5YR5/6	Orta, küçük, KB	Y, Sk, Az P	C	3i	Belirgin, Düz	Orta
	B2k	33-48	10YR6/4	7,5YR5/6	Orta, iri, KB	Y, Sk, Az P	C	2i	Geçişli, Dalgalı	Orta
	BC	48-65	7,5YR8/1	7,5YR8/3	Masif	-	SC	1	Belirgin, Dalgalı	Az
	C1k	65-104	7,5YR8/1	7,5YR8/3	Masif	-	SC	1	Belirgin, Düz	Yok
	C2k	104-170	7,5YR8/2	7,5YR8/4	Masif	-	SC	1	-	Yok
II	A	0-11	10YR7/4	10YR5/4	Orta, Küçük, Lv	HF, Sk, P	LC	4i	Kesin, Düz	Orta
	B1k	11-45	10YR6/4	10YR5/6	Orta, İri, KB	Y, ÇSk, P	C	2i	Belirgin, Düz	Orta
	B2k	45-81	10YR8/2	10YR8/3	Orta, iri, KB	Y, ÇSk, Az P	SC	2i	Belirgin, Düz	Orta
	C1k	81-101	7,5Y8/1	5Y8/2	Masif	Y, ÇSk, Az P	C	2i	Geçişli, Düz	Yok
	C2k	101-180	7,5Y8/1	5Y8/2	Masif	Y, ÇSk, P	C	1	-	Yok
III	A	0-25	7,5YR5/6	7,5YR4/6	Kuvvetli, iri, Gr	D, Sk, P	C	3i	Belirgin, Düz	Orta
	B1k	25-40	7,5YR5/6	7,5YR4/6	Kuvvetli, iri, KB	Sr, Sk, ÇP	CL	3i	Belirgin, Düz	Orta
	B2k	40-74	7,5YR7/4	7,5YR5/6	Kuvvetli, İri, KB	D, Sk, Az P	C	2i	Kesin , Düz	Orta
	C1k	74-120	7,5YR6/6	7,5YR5/6	Masif	D, Sk, P	CS	2i	Belirgin, Düz	Az
	C2k	120-161	7,5YR5/6	7,5YR4/6	Masif	D, Sk, ÇP	C	2i	Kesin , Düz	Yok
	IIC3	+161	7,5YR5/6	7,5YR4/6	Teksel	D,D,PD	S	1	-	Yok
IV	Ap	0-19	10YR5/4	10YR 4/4	Kuvvetli, çok iri, Gr	ÇSr, ÇSk, Çok P	C	41	Belirgin, Düz	Yoğun
	B1k	19-34	7,5YR5/4	10YR 4/4	Kuvvetli, çok iri, KB	ÇSr, ÇSk, Ç P	C	3i	Belirgin, Düz	Yoğun
	B2k	34-69	7,5YR5/3	10YR 4/6	Kuvvetli, çok iri, KB	ÇSr , ÇSk, Ç P	C	2i	Belirgin, Düz	Yoğun
	B3k	69-113	10YR4/4	10YR 4/4	Kuvvetli, çok iri, KB	ÇSr , ÇSk, Ç P	C	2i	Kesin , Düz	Orta
	C1k	113-130	10YR4/2	10YR 3/2	Kuvvetli, çok iri, KB	ÇSr, ÇSk, Ç P	C	1	Kesin , Düz	Az
	IIC2k	130-170	10YR7/4	10YR 6/3	Masif	ÇSr, ÇSk, Ç P	C	1	-	Yok

Saf suda pH 7.82 ile 8.23 arasında değişmiştir. Tüm profillerde pH alkalidir ve tüm horizonlarda 7'nin üzerindedir.. KCl'de pH ise 6.44 ile 7.83 arasında dağılım göstermiştir.

Topraklarda KDK 4.18-27.43 me.100g^{-1} arasında dağılım göstermiştir. KDK horizonların kil ve organik madde miktarı ile ilişkili olarak değişmiştir.

Topraklarda değişebilir katyonlar yüzey horizonlarda Ca>Mg>K>Na iken, yüzey altı horizonlarda Ca>Mg>Na>K olarak gerçekleşmiştir. Bu dağılım 4 numaralı profilde bozulmuş ve bu profilde Na; B1k ve B2k horizonlarında K'dan daha düşük seviyede tespit edilmiştir. Profillerde Ca+Mg 3.94-26.37 me.100 g^{-1}, Na 0.05-1.73 me.100 g^{-1} ve K 0.12-2.59 me.100 g^{-1} arasında değişmiştir. Değişebilir katyonların miktarı derinlikle düzensiz bir değişim göstermiştir. Buna bağlı olarak baz doygunluğu % 100 olarak bulunmuştur.

Hacim ağırlığı değerleri 1.19 – 2.12 g cm^{-3} arasında değişim göstermiştir. Genelde hacim ağırlığı değerleri normal sınırlar içinde saptanmıştır. Ancak özellikle 4 nolu profilde yüksek kil içeriğine rağmen yüksek değerler gözlenmiştir. Profil 1 de C2k horizonunda ise 22'nin üzerinde değer elde edilmiştir. Bu durum ayrışmış ana materyalde toprak oluşumunun çok sınırlı oluşu nedeniyle gerçekleşmiştir.

Toprakların tekstürü tüm profillerde ince olup kil ve siltli killi tın arasında değişmektedir. C horizonlarının çok yüksek kireç içermeleri nedeniyle , bu horizonlarda bünye tespit edilememiştir. Toprakların kil içeriği % 28,08 ile % 72.0 arasında değişmiştir. En yüksek kil içeriğine 4 nolu profilde rastlanmıştır. Kum içeriği % 2.5 ile 26.6 arasında değişmiştir. Silt içerikleri ise % 25.5 -57.1 arasında dağılım göstermiştir.

Daimi solma noktasında (-1500 kpa) tutulan su miktarı oldukça yüksek olup % 13.5 ile % 20.7 arasında değişim göstermiştir. Benzer yüksek oranlara -33 kpa da tutulan suda da rastlanmıştır. Bu basınçta tutulan su % 27.5 – 37.2 arasındadır.

Çizelge 4.3. Çalışma alanındaki profillere ait bazı kimyasal özellikler

Pedon	Horizon	Derinlik (cm)	$pH_{(Saf\ Su)}$ (1/2,5)	$pH_{(KCL)}$ (1/2,5)	EC (µS/cm)	Organik Madde (%)	$CaCO_3$ (%)	Fe_d (%)	Fe_o (%)	$\frac{(Fe_d - Fe_o)*100}{Fe_d}$	Fe_o/Fe_d	Fe_d/Fe_t
I	A	0-13	7.93	7.17	172	3.17	22.67	1.16	0.163	85.9	0.14	0.28
	B1k	13-33	7.82	7.21	120	0.54	27.03	1.01	0.209	79.3	0.21	0.22
	B2k	33-48	7.90	6.44	113	0.92	26.24	1.34	0.214	84.0	0.16	0.29
	BC	48-65	8.10	6.47	124	0.43	27.83	1.54	0.213	86.2	0.14	0.34
	C1k	65-104	7.83	7.49	213	0.39	69.59	0.26	0.137	47.3	0.53	0.22
	C2k	104-170	7.90	7.36	131	0.00	42.95	0.46	0.070	84.8	0.15	0.16
II	A	0-11	7.95	7.37	171	3.72	30.22	0.91	0.195	78.6	0.21	0.23
	B1k	11-45	8.08	7.32	133	1.16	36.58	0.88	0.176	80.0	0.20	0.25
	B2k	45-81	7.98	7.66	167	0.75	61.64	0.34	0.090	73.5	0.26	0.22
	C1k	81-101	8.19	7.53	304	0.00	56.47	0.27	0.000	100.0	0.00	0.20
	C2k	101-180	7.89	7.83	244	0.00	77.94	0.07	0.000	100.0	0.00	0.08
III	A	0-25	7.94	7.18	187	2.12	17.10	1.42	0.388	72.7	0.27	0.27
	B1k	25-40	7.93	7.26	167	0.92	19.88	1.48	0.275	81.4	0.19	0.28
	B2k	40-74	8.10	7.27	157	0.63	29.43	1.13	0.252	77.7	0.22	0.26
	C1k	74-120	7.94	7.32	158	0.43	33.80	1.05	0.315	70.0	0.30	0.25
	C2k	120-161	8.03	7.31	157	0.00	22.27	1.51	0.476	68.5	0.32	0.26
	IIC3	+161	8.07	7.26	178	0.00	16.30	1.62	0.065	96.0	0.04	0.26
IV	Ap	0-19	8.10	7.32	210	1.33	19.09	1.72	0.364	78.8	0.21	0.32
	B1k	19-34	8.23	7.02	266	0.86	23.86	1.44	0.344	76.1	0.24	0.26
	B2k	34-69	8.06	7.40	278	0.54	25.05	1.73	0.460	73.4	0.27	0.31
	B3k	69-113	8.10	7.30	328	0.27	27.04	1.98	0.016	99.2	0.01	0.35
	C1k	113-130	8.15	7.34	239	0.36	34.99	0.59	0.004	99.3	0.01	0.15
	IIC2k	130-170	8.19	7.53	220	0.23	52.49	0.47	0.000	100.0	0.00	0.18

Çizelge 4.3. Devam

Pedon	Horizon	Derinlik (cm)	KDK (mek.100g^{-1})	Değişebilir Katyonlar (mek.100g^{-1})			Baz Doy. (%)
				Ca+Mg	Na	K	
I	A	0-13	21.20	18.51	0.49	2.20	100
	B1k	13-33	24.61	23.55	0.57	0.49	100
	B2k	33-48	26.52	25.53	0.59	0.40	100
	BC	48-65	24.13	23.08	0.61	0.44	100
	C1k	65-104	10.06	9.32	0.62	0.12	100
	C2k	104-170	14.31	13.35	0.74	0.22	100
II	A	0-11	20.93	17.85	0.49	2.59	100
	B1k	11-45	16.75	15.40	0.77	0.58	100
	B2k	45-81	8.81	7.79	0.90	0.12	100
	C1k	81-101	6.60	6.20	0.27	0.13	100
	C2k	101-180	4.18	3.94	0.09	0.15	100
III	A	0-25	27.43	24.60	0.67	2.16	100
	B1k	25-40	23.04	21.47	0.15	1.42	100
	B2k	40-74	15.45	14.55	0.04	0.86	100
	C1k	74-120	16.35	15.58	0.13	0.64	100
	C2k	120-161	21.05	20.21	0.27	0.57	100
	IIC3	+161	18.06	16.74	0.71	0.61	100
IV	Ap	0-19	23.94	22.08	0.05	1.81	100
	B1k	19-34	27.09	26.17	0.14	0.78	100
	B2k	34-69	25.68	25.03	0.09	0.56	100
	B3k	69-113	27.31	26.37	0.48	0.46	100
	C1k	113-130	20.73	19.86	0.44	0.43	100
	IIC2k	130-170	15.83	13.76	1.73	0.34	100

Çizelge 4.4. Çalışma alanındaki profillere ait bazı fiziksel özellikler

Pedon	Horizon	Derinlik (cm)	Su Tutma Kapasitesi (% w/w)		Saturasyon (%)	Hacim ağırlığı ($g.cm^{-3}$)	Tekstür			Tekstür Sınıfı
			-33 kPa	-1500 kPa			Kum %	Silt %	Kil %	
I	A	0-13	27.5	15.0	61.3	1.57	25.3	45.8	28.9	CL
	B1k	13-33	28.2	16.2	60.9	1.48	26.6	29.0	44.4	C
	B2k	33-48	31.6	16.9	59.8	1.49	16.9	36.2	46.9	C
	BC	48-65	29.5	16.4	59.9	1.46	17.6	37.2	45.2	C
	C1k	65-104	31.8	13.5	55.1	1.72	-	-	-	-
	C2k	104-170	32.1	18.2	54.1	2.12	-	-	-	-
II	A	0-11	30.4	16.1	56.5	1.29	16.44	50.9	32.7	SiCL
	B1k	11-45	30.0	16.8	61.6	1.19	12.5	54.5	33.0	SiCL
	B2k	45-81	32.5	17.3	61.8	1.19	11.1	57.1	31.8	SiCL
	C1k	81-101	31.9	15.3	59.9	1.41	-	-	-	-
	C2k	101-180	33.9	14.0	57.8	1.36	-	-	-	-
III	A	0-25	30.6	17.2	58.1	1.44	15.8	43.5	40.7	SiCL
	B1k	25-40	31.4	17.8	58.7	1.41	17.1	38.6	44.3	C
	B2k	40-74	37.2	18.8	60.7	1.42	12.1	38.7	49.2	C
	C1k	74-120	33.9	18.4	59.5	1.25	8.7	52.7	38.6	SiCL
	C2k	120-161	32.5	19.8	61.8	1.39	-	-	-	-
	IIC3	+161	28.5	17.3	60.8	1.67	-	-	-	-
IV	Ap	0-19	28.2	16.5	57.9	1.61	6.2	30.3	63.5	C
	B1k	19-34	29.7	18.2	69.6	1.69	5.4	26.9	67.7	C
	B2k	34-69	35.6	18.5	67.5	1.91	3.9	25.5	70.6	C
	B3k	69-113	33.5	19.7	74.8	1.74	2.5	25.5	72.0	C
	C1k	113-130	33.7	20.7	55.1	1.54	-	-	-	-
	IIC2k	130-170	30.1	16.7	42.5	1.62	-	-	-	-

Wada (1989)'ya göre asit oksalat; amorf yapıda olan ferrihidrit ve Fe-humus komplekslerindeki demiri (Fe_o), Sodyum ditiyonit-sitrat ise; daha çok , kristalin oksitlerdeki demiri (Fe_d), ekstrakte etmektedir. Sodyum ditiyonit-sitrat ile ekstrakte edilen demir serbest demir olarak da bilinir ve ayrışma artıkça miktarı artar. Seçici çözeltilerde yapılan analiz sonuçları Çizelge 4.3'de verilmiştir. Profillerde Fe_d % 0.07 ile % 1.98, Fe_o ise % 0.0-0.476 arasında dağılım göstermiştir. Fe_d derinlikle azalma eğilimindedir. Fe_o ise genelde yüzeyden yüzey altına doğru artmış sonra tekrar azalma eğilimi göstermiştir.

4.3. Jeokimyasal Özellikler

Çalışılan toprak profilleri kendi içinde jeokimyasal olarak benzer özellikler göstermiştir. Topraklardaki majör, minör elementlerin dağılımı Çizelge 4.5'te verilmiştir. SiO_2 içeriği tüm profillerde % 45'in altındadır ve % 10.10 ile 44.52 arasında değişmiştir. Toprakta bulunan Al doğrudan kil dağılımı ile ilgilidir ve olgun topraklarda Al_2O_3 miktarı artmaktadır. Al_2O_3 içeriği ise % 2.91-12.53 arasındadır ve genellikle derinlikle azalma trendi göstermiştir. Fe_2O_3 tüm profillerde derinlikle azalmıştır ve %0.83 ile % 6.25 arasında değişmiştir. % CaO 9.78 ile 39.97 arasında dağılım göstermiştir. MgO değerleri ise 3 nolu profilin C horizonlarında oldukça yüksek değerlere çıkmış ve konsantrasyonu % 2.39 ile % 15.80 arasında tespit edilmiştir. % K_2O, % Na_2O değerleri ise sırasıyla % 0.34-1.85, % 0.09-0.60 arasında değişim göstermiştir. Titanyum ayrışmaya dayanıklı bir mineral olup kimyasal değişimin belirlenmesinde kullanılan bir elementtir. Toprakların TiO_2 içerikleri % 0.11-0.64, P_2O_5 ise % 0.02-0.17 arasında dağılım göstermiştir. Yanma kayıpları ise oldukça yüksek olup % 19.9 ile % 41.9 arasında değişmiştir. Çalışma alanındaki profillerde minör ve nadir toprak elementlerinin dağılımı incelendiğinde Sr dışında çalışılan tüm elementler ana materyal veya ana kayada çok düşük veya eser miktarda iken, solumda kil ve Fe oksit miktarları, biyolojik döngü, toprak gelişim ve atmosferik katılımlar nedeniyle farklılaşmalar göstermiştir. Ce dışındaki tüm iz elementler ve lantanitler (REE) solumda ana materyale göre daha yüksek bulunmuştur.

4.4. Ayrışma İndeksleri, Bazı Genetik Oranlar ve Eu-Ce Anomalileri

Çalışma alanındaki toprakların jeokimyasal özelliklerinden üretilen bazı ayrışma oranları Çizelge 4.6 de, ve bazı genetik oranlar ile Eu ve Ce anomalileri Çizelge 4.7 de verilmiştir. Profillerde CIA değerleri 81.00 ile 86.3 arasında değişmiş ve profiller arasında önemli farklılıklar gözlenmemiştir. En yüksek CIA değeri profil 4'de B3k horizonunda, en düşük değer ise profil 2'de A horizonunda bulunmuştur. CIA değeri profil 1'de derinlikle birlikte artarken diğer profillerde düzenli bir değişim trendi gözlenmemiştir. Profiller arasında CIW değerleri arasındaki değişim de sınırlı olmuştur. CIW değerleri 94.4 ile 98.6 arasında değişmiş ve derinlikle birlikte artma trendi göstermiştir. Baz/ R_2O_3 değeri profil 2 dışında tüm profillerde solumda 1'in altında olup 0.58 ile 14.56 arasında değişmiştir. WIP indeksi ise 11.0 ile 41.8 arasında dağılım göstermiştir. P indeksi 78.5 ile 86.5 arasında bir değişim göstermiştir. Tüm profillerde de düzenli bir değişim trendi gözlenmemiştir. PIA değeri profillere birbirine yakın bir değişim göstermiş ve 65.4 ile 74.5 arasında değişmiştir. PIA indeksi de tüm profillerde düzenli bir değişim göstermemiştir.

Topraklarda ayrışma ve zenginleşme-yıkanma oranlarını ortaya koymak için hesaplanan jeokimyasal oranlardan Th/U değeri 0.12 ile 2.40 arasında değişmiştir. Solumda en düşük değer profil 2'de B2k'da gözlenmiştir. Ba/Nb ise 1.06 ile 3.22 arasında bir dağılım gösterirken profillerde genellikle derinlikle artma eğilimi göstermiştir. Ba/Sr ise % 0.17- 2.07 arasında değişmiştir. Sr nin CaCO3 de Ca ile yer değiştirmesi nedeniyle, profillerdeki kireç içeriğine bağlı olarak değişim aralığı da büyük olmuştur. Benzer durum Rb/Sr ve (Rb+Zr)/Sr değerlerindeki değişimde de gözlenmiştir. Rb/Sr 0.26-7.42, (Rb+Zr)/Sr ise 0.28-7.90 arasında değişim göstermiştir. Toprakların ayrışma derecelerinin sayısallaştırılmasında indeks element olarak kullanılan Ti ve Zr kullanılarak üretilen oranlarda profiller arasında oldukça homojen değerler elde edilmiştir. Ti/Nb 0.17-0.26, Zr/Rb ise 0.06-0.12 aralığında dağılım göstermiştir. La/Lu oranı topraklarda ayrışma ve köken çalışmalarında kullanılan önemli bir belirteçtir. Bu değer farklı teras seviyelerinde yer alan profillerde daha geniş bir aralıkta farklılaşma göstermiş ve 11.03 ile 24.20 arasında değişmiştir. Topraklarda ayrışma ile önemli değişim gösteren Er/Ho değeri de solumdaki dağılımı açısından tüm profillerde birbirine yakın dağılım göstermiştir. Topraklarda LREE, HREE zenginleşmesinin, dolayısıyla kil hareketinin bir göstergesi olan La/Yb ve La/Sm değerlerinin profiller arasındaki

(özellikle profil 1, 2 ve 3 arasında) değişim eğrisi oldukça düz bir eğilim göstermiştir. Bu oranlar sırasıyla 10.20-21.74 ve 3.56-5.94 arasında değişim göstermiştir. Topraklarda ayrışmanın ve oksidasyon şartlarının bir göstergesi olan Ce ve Eu anomalileri de homojen bir dağılım göstermiş ve değerler arasında önemli farklılaşmalar bulunmamıştır. Topraklarda negatif Eu anomalileri bulunurken profil 1, 2 ve 3 te zayıf pozitif Ce anomalisi saptanmıştır. Çalışılan topraklarda Eu ve Cu anomalileri sırasıyla 0.64-0.89 ve 0.92-1.10 arasında değişim göstermiştir.

Çizelge 4.5. İncelenen profillerdeki bazı majör ve minör elementlerin dağılımı (Total element analiz sonuçları)

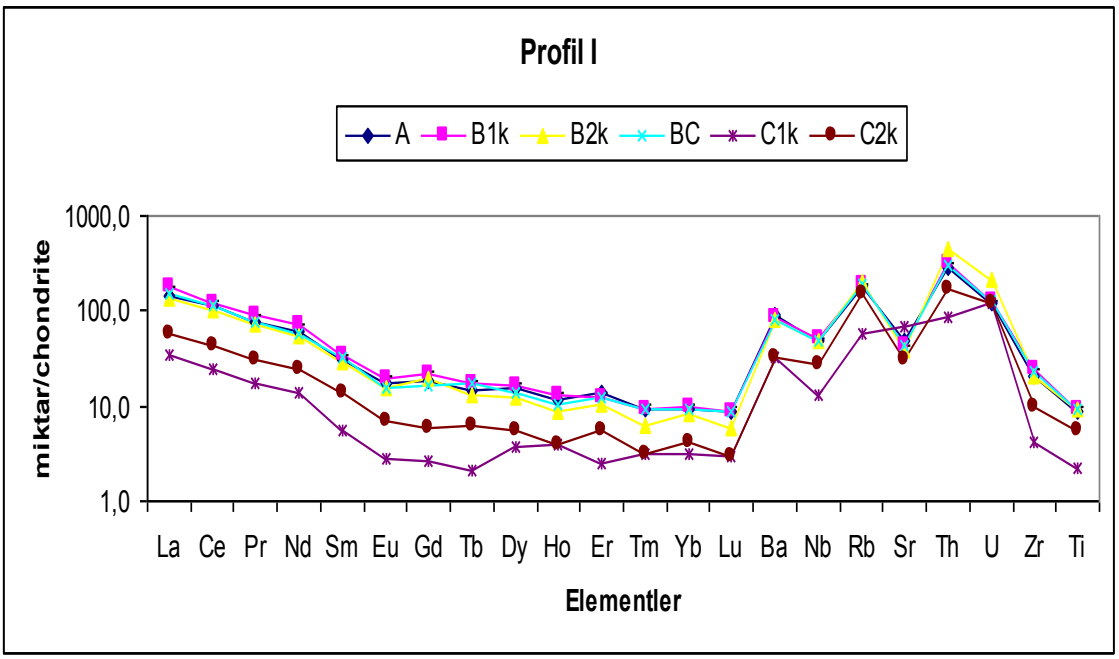
Pedon	Horizon	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	TiO_2 (%)	P_2O_5 (%)	LOI (%)
I	A	38.26	9.38	4.16	2.39	18.18	0.45	1.47	0.55	0.17	24.5
	B1k	38.57	10.21	4.56	2.46	17.38	0.41	1.43	0.56	0.14	23.8
	B2k	38.43	10.46	4.65	2.45	17.18	0.38	1.44	0.57	0.14	23.9
	BC	37.92	10.27	4.59	2.47	17.50	0.39	1.42	0.56	0.14	24.3
	C1k	14.44	2.91	1.19	2.77	39.97	0.09	0.34	0.14	0.04	37.9
	C2k	25.91	7.05	2.79	2.70	28.78	0.18	0.98	0.34	0.03	31.0
II	A	35.82	9.40	3.93	4.56	16.91	0.49	1.67	0.48	0.12	26.1
	B1k	32.20	8.37	3.47	4.49	20.54	0.42	1.37	0.43	0.09	28.2
	B2k	17.88	3.75	1.55	6.21	32.63	0.22	0.55	0.19	0.05	36.5
	C1k	15.33	3.29	1.36	14.79	24.54	0.25	0.52	0.17	0.03	39.0
	C2k	10.10	2.13	0.83	15.80	28.02	0.17	0.37	0.11	0.02	41.9
III	A	43.91	11.27	5.21	4.63	10.70	0.58	1.71	0.54	0.11	20.8
	B1k	44.52	11.15	5.25	4.77	11.19	0.60	1.65	0.55	0.11	19.7
	B2k	37.49	9.24	4.37	4.84	17.22	0.46	1.26	0.46	0.10	24.1
	C1k	34.95	8.24	4.26	5.95	18.38	0.39	1.08	0.42	0.07	25.8
	C2k	42.54	10.50	5.91	7.66	9.78	0.40	1.48	0.51	0.10	20.4
	IIC3	41.53	8.32	6.25	11.05	10.01	0.33	1.18	0.40	0.09	19.9
IV	Ap	39.81	12.39	5.41	3.46	13.40	0.39	1.85	0.63	0.15	22.1
	B1k	39.36	12.53	5.58	3.43	13.41	0.35	1.81	0.64	0.10	22.4
	B2k	37.96	12.52	5.64	3.28	14.28	0.32	1.70	0.64	0.10	23.2
	B3k	36.32	12.49	5.66	3.11	15.46	0.28	1.58	0.63	0.08	24.0
	C1k	33.98	9.33	3.95	4.40	19.56	0.52	1.33	0.44	0.09	26.0
	IIC2k	26.75	6.56	2.68	6.71	24.66	0.52	0.98	0.32	0.06	30.3

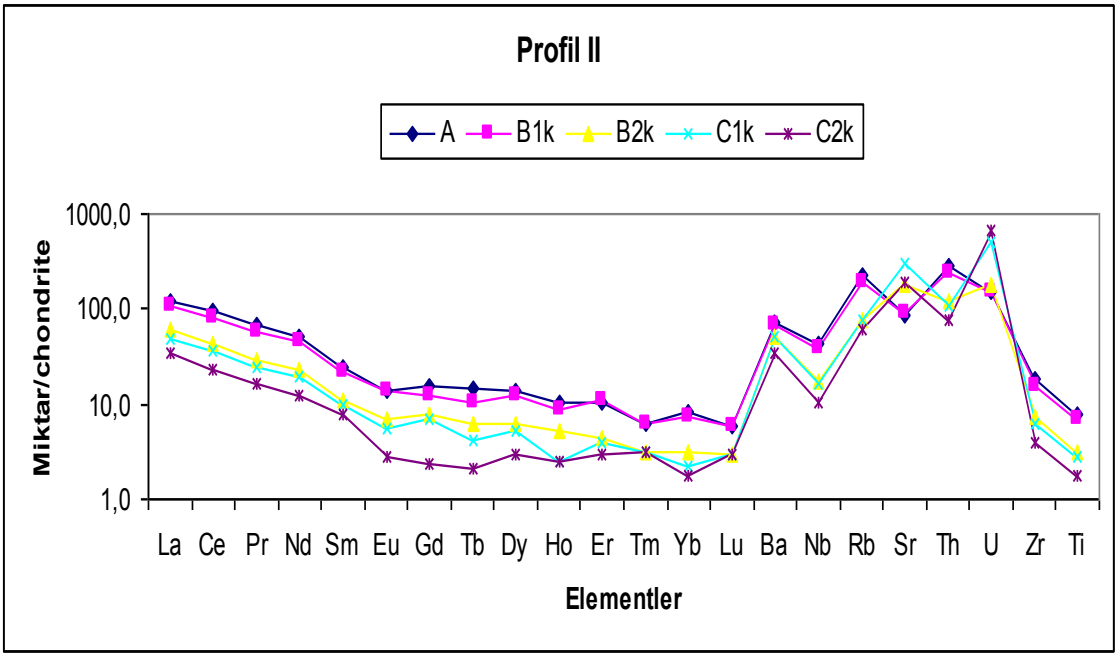
Çizelge 4.5 devam

Pedon	Horizon	Ba (ppm)	Zn (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Ni (ppm)	Mn (ppm)	Nb (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Zr (ppm)
I	A	621	58.4	21.66	25.18	65.8	1114	16.83	63.5	588	11.7	1.6	142.3
	B1k	577	62.4	24.14	24.48	70.1	1022	17.92	68.4	513	13.2	1.7	164.5
	B2k	545	64.3	24.10	23.06	72.2	923	17.08	69.7	468	18.6	2.8	144.5
	BC	560	62.6	23.78	22.99	69.5	929	17.32	66.9	499	12.6	1.7	161.0
	C1k	226	19.1	7.23	5.90	28.4	143	4.58	20.3	806	3.7	1.6	28.0
	C2k	229	39.3	12.46	10.55	59.7	256	9.60	53.6	362	7.1	1.6	66.5
II	A	492	57.5	21.74	22.69	66.7	834	14.98	77.8	1027	11.8	2.0	124.0
	B1k	473	49.6	19.70	19.64	56.2	689	13.26	66.6	1080	10.0	2.0	105.5
	B2k	353	20.3	9.41	9.54	25.5	261	6.21	27.2	2122	5.2	2.3	51.0
	C1k	353	16.4	7.20	7.78	22.6	199	5.73	27.5	3554	4.6	6.4	42.5
	C2k	235	10.7	3.72	5.08	12.8	105	3.70	21.3	2249	3.3	8.6	26.5
III	A	494	67.9	26.38	24.02	260.3	902	16.30	73.5	501	11.4	1.8	133.0
	B1k	473	62.8	24.04	22.36	266.0	852	15.96	68.3	519	11.4	1.7	143.5
	B2k	437	50.8	18.57	18.72	258.9	668	13.37	54.8	599	10.0	1.5	115.0
	C1k	421	44.8	17.03	17.10	325.0	595	13.55	46.3	723	9.5	1.6	106.0
	C2k	573	71.4	24.92	23.05	516.2	895	16.38	68.1	561	12.7	2.6	129.5
	IIC3	512	63.8	21.94	23.76	798.7	1137	13.16	53.3	422	10.4	2.6	109.0
IV	Ap	341	78.8	30.61	20.89	110.6	657	16.26	88.7	403	11.0	2.1	111.0
	B1k	301	69.7	28.41	18.38	96.5	590	13.94	81.3	393	9.0	1.9	108.0
	B2k	332	78.3	31.97	19.56	109.5	682	15.85	86.2	394	10.4	2.2	111.0
	B3k	350	75.4	32.47	19.66	106.1	745	15.82	78.3	390	10.0	2.4	109.0
	C1k	416	50.1	20.23	15.39	104.7	524	12.39	78.4	699	8.3	1.8	109.0
	IIC2k	354	35.5	13.65	11.50	103.2	494	9.25	57.4	1143	6.4	2.2	71.0

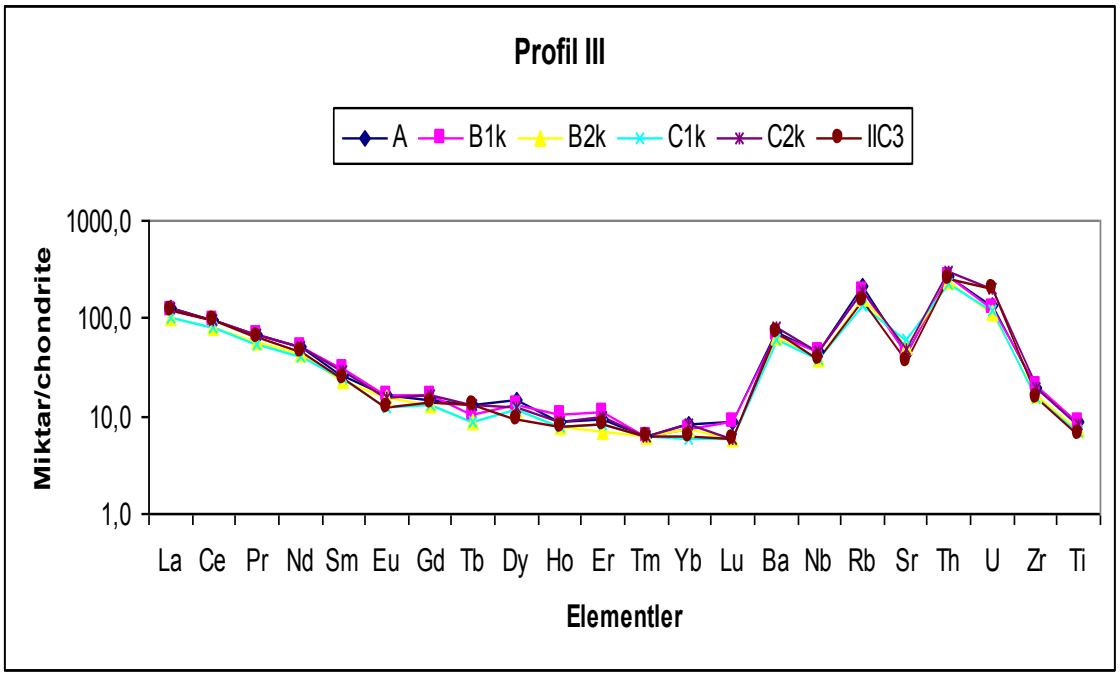
Çizelge 4.5 devam

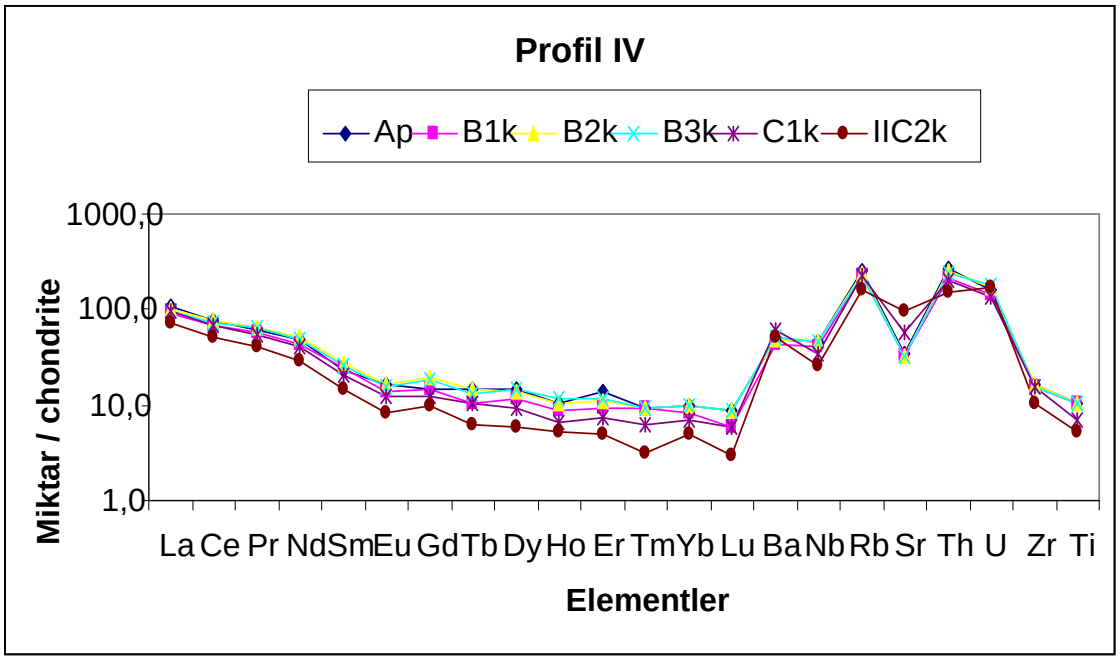
Pedon	Horizon	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)
I	A	49.2	104.1	9.4	38.0	6.0	1.3	4.7	0.7	4.6	0.9	2.8	0.3	2.0	0.3
	B1k	61.0	112.4	11.0	45.8	6.6	1.4	5.7	0.8	4.9	1.0	2.5	0.3	2.1	0.3
	B2k	46.3	94.16	8.8	35.5	5.6	1.1	5.0	0.6	3.8	0.7	2.1	0.2	1.8	0.2
	BC	50.3	102.7	9.5	36.2	6.4	1.1	4.2	0.8	4.1	0.8	2.5	0.3	2.0	0.3
	C1k	11.4	22.43	2.1	8.8	1.1	0.2	0.7	0.1	1.1	0.3	0.5	<0.1	0.7	<0.1
	C2k	19.3	40.48	3.8	15.8	2.7	0.5	1.5	0.3	1.7	0.3	1.1	<0.1	0.9	0.1
II	A	42.1	85.25	8.1	33.2	4.9	1.0	4.0	0.7	4.1	0.8	2.1	0.2	1.8	0.2
	B1k	36.4	73.29	7.1	29.9	4.3	1.0	3.2	0.5	3.8	0.7	2.2	0.2	1.6	0.2
	B2k	20.4	39.77	3.6	14.8	2.2	0.5	2.0	0.3	1.9	0.4	0.9	0.1	0.7	0.1
	C1k	16.8	33.62	3.0	12.8	1.9	0.4	1.8	0.2	1.6	0.2	0.8	<0.1	0.5	0.1
	C2k	11.4	21.59	2.0	7.8	1.5	0.2	0.6	0.1	0.9	0.2	0.6	<0.1	0.4	<0.1
III	A	43.3	89.47	8.2	32.8	5.0	1.2	3.8	0.6	4.3	0.7	1.9	0.2	1.8	0.3
	B1k	41.0	86.37	8.3	32.2	5.9	1.2	4.2	0.5	3.9	0.8	2.2	0.2	1.6	0.3
	B2k	35.1	73.76	6.8	27.8	4.4	1.1	3.3	0.4	3.4	0.6	1.4	0.2	1.6	0.2
	C1k	34.8	74.18	6.5	26.0	4.7	0.9	3.4	0.4	3.5	0.6	1.7	0.2	1.3	0.2
	C2k	43.2	89.82	8.3	33.3	5.6	1.1	4.2	0.6	3.7	0.7	2.0	0.2	1.8	0.2
	IIC3	41.1	89.64	7.9	28.9	4.8	0.9	3.5	0.6	2.8	0.6	1.7	0.2	1.4	0.2
IV	Ap	35.7	70.85	7.4	31.1	4.6	1.2	3.8	0.7	4.4	0.8	2.7	0.3	2.1	0.3
	B1k	30.4	63.42	7.1	27.7	4.9	1.0	3.9	0.5	3.5	0.7	1.9	0.3	1.8	0.2
	B2k	34.1	70.74	7.9	32.2	5.2	1.2	5.0	0.7	4.2	0.8	2.2	0.3	2.1	0.3
	B3k	33.1	66.93	8.0	30.6	5.0	1.1	4.9	0.6	4.3	0.9	2.3	0.3	2.1	0.3
	C1k	32.5	62.87	6.7	26.4	4.0	0.9	3.2	0.5	2.8	0.5	1.5	0.2	1.5	0.2
	IIC2k	24.2	46.40	5.0	18.2	2.8	0.6	2.6	0.3	1.8	0.4	1.0	0.1	1.1	0.1





Şekil 4.1. Nadir toprak elementleri ve bazı iz elementlere ait normalize edilmiş spider diyagramları





Şekil 4.1.devam

Çizelge.4.6. Çalışılan profillerde ayrışma indeksleri

Pedon	**Horizon**	CIA	CIW	WIP	PIA	P	Baz/R_2O_3	V
I	A	81.3	94.4	21.1	67.5	83.6	0.65	1.65
	B1k	83.5	95.7	20.6	70.8	82.6	0.60	1.75
	B2k	83.8	95.8	20.7	71.3	82.2	0.58	1.79
	BC	83.7	95.7	20.6	71.1	82.3	0.60	1.75
	C1k	85.3	95.7	11.0	74.5	86.5	1.97	0.46
	C2k	85.8	98.6	16.2	72.9	82.6	0.87	1.16
II	A	81.0	96.0	28.3	65.4	82.9	1.11	0.93
	B1k	82.4	96.6	25.2	67.8	83.1	1.19	0.84
	B2k	83.1	95.8	22.5	69.9	85.9	3.33	0.27
	C1k	83.2	97.1	45.9	69.0	85.6	8.77	0.10
	C2k	82.0	97.0	47.3	66.6	86.0	14.56	0.06
III	A	83.6	96.9	28.7	69.8	83.0	0.92	1.08
	B1k	83.8	96.9	28.6	70.4	83.3	0.94	1.03
	B2k	84.5	96.6	25.3	72.0	83.5	1.11	0.84
	C1k	85.5	97.3	26.5	73.3	83.8	1.44	0.61
	C2k	84.4	97.0	35.0	71.5	82.9	1.44	0.61
	IIC3	84.1	96.6	41.8	71.1	84.6	2.32	0.34
IV	Ap	83.2	96.2	27.1	69.7	80.3	0.68	1.55
	B1k	84.5	97.4	26.1	71.3	79.8	0.65	1.60
	B2k	85.2	97.4	24.7	72.7	79.2	0.62	1.65
	B3k	86.3	97.9	23.0	74.5	78.5	0.59	1.73
	C1k	84.3	96.9	24.6	71.2	82.3	1.04	0.94
	IIC2k	83.9	97.1	27.7	70.3	84.0	2.12	0.44

Çizelge.4.7. Bazı genetik oranlar ve Eu ve Ce anomalileri

Pedon	Horizon	Derinlik (cm)	Th/U	Ba/Nb	Ba/Sr	Ti/Nb	Zr/Rb	La/Lu	La/Yb	La/Sm	Rb/Sr	Er/Ho	(Rb+Zr)/Sr	Eu/Eu*	Ce/Ce*
I	A	0-13	2.26	1.87	1.81	0.18	0.11	16.40	15.92	4.70	3.64	1.21	4.06	0.76	1.08
	B1k	13-33	2.40	1.63	1.92	0.18	0.12	20.33	18.80	5.30	4.50	0.98	5.05	0.70	0.97
	B2k	33-48	2.06	1.62	1.99	0.19	0.11	23.15	16.64	4.74	5.02	1.17	5.55	0.64	1.04
	BC	48-65	2.29	1.64	1.92	0.18	0.12	16.77	16.27	4.51	4.52	1.22	5.08	0.65	1.05
	C1k	65-104	0.72	2.50	0.48	0.17	0.07	11.40	10.54	5.94	0.85	0.65	0.91	0.70	1.02
	C2k	104-170	1.37	1.21	1.08	0.20	0.06	19.30	13.88	4.10	4.99	1.43	5.31	0.77	1.05
II	A	0-11	1.83	1.67	0.82	0.18	0.08	21.05	15.13	4.93	2.55	1.02	2.76	0.70	1.03
	B1k	11-45	1.55	1.81	0.75	0.18	0.08	18.20	14.72	4.85	2.08	1.23	2.25	0.83	1.02
	B2k	45-81	0.70	2.88	0.28	0.17	0.10	20.40	18.86	5.32	0.43	0.88	0.47	0.74	1.03
	C1k	81-101	0.22	3.12	0.17	0.17	0.08	16.80	21.74	5.07	0.26	1.56	0.28	0.67	1.06
	C2k	101-180	0.12	3.22	0.18	0.17	0.06	11.40	18.44	4.36	0.32	1.17	0.34	0.65	1.01
III	A	0-25	1.96	1.54	1.69	0.19	0.09	14.43	15.57	4.97	4.95	1.06	5.40	0.85	1.06
	B1k	25-40	2.08	1.50	1.56	0.19	0.11	13.67	16.58	3.99	4.44	1.07	4.91	0.74	1.04
	B2k	40-74	2.06	1.66	1.25	0.19	0.11	17.55	14.19	4.58	3.08	0.91	3.42	0.89	1.06
	C1k	74-120	1.84	1.58	1.00	0.17	0.12	17.40	17.32	4.25	2.16	1.11	2.41	0.69	1.10
	C2k	120-161	1.51	1.77	1.75	0.18	0.10	21.60	15.53	4.42	4.09	1.11	4.49	0.70	1.06
	IIC3	+161	1.24	1.97	2.07	0.17	0.10	20.55	19.00	4.91	4.26	1.11	4.70	0.68	1.11
IV	Ap	0-19	1.62	1.06	1.45	0.22	0.06	11.90	11.00	4.45	7.42	1.32	7.90	0.89	0.97
	B1k	19-34	1.47	1.10	1.31	0.26	0.07	15.20	10.93	3.56	6.97	1.06	7.45	0.71	0.96
	B2k	34-69	1.46	1.06	1.44	0.23	0.07	11.37	10.51	3.76	7.38	1.07	7.86	0.73	0.96
	B3k	69-113	1.29	1.12	1.53	0.22	0.07	11.03	10.20	3.80	6.77	1.00	7.25	0.69	0.92
	C1k	113-130	1.43	1.70	1.02	0.20	0.07	16.25	14.02	4.66	3.78	1.17	4.05	0.78	0.95
	IIC2k	130-170	0.90	1.94	0.53	0.20	0.06	24.20	14.24	4.96	1.69	0.98	1.80	0.69	0.94

Çizelge.4.8. Majör oksitlere ait bazı genetik oranlar

Pedon	Horizon	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{K_2O+Na_2O+CaO}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	$\frac{CaO+MgO}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$
I	A	4.08	9.20	2.83	2.25	7.61	2.14	0.20	2.19	3.27
	B1k	3.78	8.46	2.61	2.24	7.07	1.88	0.18	1.94	3.49
	B2k	3.67	8.26	2.54	2.25	7.01	1.82	0.17	1.88	3.79
	BC	3.69	8.26	2.55	2.24	7.09	1.88	0.18	1.94	3.64
	C1k	4.96	12.13	3.52	2.45	14.43	13.88	0.15	14.69	3.78
	C2k	3.68	9.29	2.63	2.53	10.66	4.25	0.16	4.47	5.44
II	A	3.81	9.11	2.69	2.39	3.71	2.03	0.23	2.28	3.41
	B1k	3.85	9.28	2.72	2.41	4.57	2.67	0.21	2.99	3.26
	B2k	4.77	11.54	3.37	2.42	5.25	8.91	0.21	10.36	2.50
	C1k	4.66	11.27	3.30	2.42	1.66	7.69	0.23	11.95	2.08
	C2k	4.74	12.17	3.41	2.57	1.77	13.41	0.25	20.57	2.18
III	A	3.90	8.43	2.66	2.16	2.31	1.15	0.20	1.36	2.95
	B1k	3.99	8.48	2.71	2.12	2.35	1.21	0.20	1.43	2.75
	B2k	4.06	8.58	2.75	2.11	3.56	2.05	0.19	2.39	2.74
	C1k	4.24	8.20	2.80	1.93	3.09	2.41	0.18	2.95	2.77
	C2k	4.05	7.20	2.59	1.78	1.28	1.11	0.18	1.66	3.70
	IIC3	4.99	6.64	2.85	1.33	0.91	1.38	0.18	2.53	3.58
IV	Ap	3.21	7.36	2.24	2.29	3.87	1.26	0.18	1.36	4.74
	B1k	3.14	7.05	2.17	2.25	3.91	1.24	0.17	1.34	5.17
	B2k	3.03	6.73	2.09	2.22	4.35	1.30	0.16	1.40	5.31
	B3k	2.91	6.42	2.00	2.21	4.97	1.39	0.15	1.49	5.64
	C1k	3.64	8.60	2.56	2.36	4.45	2.29	0.20	2.57	2.56
	IIC2k	4.08	9.98	2.90	2.45	3.68	3.99	0.23	4.78	1.88

Çizelge.4.9 Profillerde bazı majör ve minör elementlere ait zenginleşme faktörü

Pedon	Horizon	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	Ba	Zn	Cu	Pb	Ni	Nb	Rb	Sr
	A	0.64	0.63	1.40	0.29	0.18	1.17	0.79	1.61	1.86	1.04	0.66	0.73	1.02	0.50	0.79	0.57	0.34
	B1k	0.56	0.59	1.33	0.26	0.15	0.92	0.67	1.15	1.47	0.84	0.61	0.71	0.86	0.46	0.73	0.53	0.25
	B2k	0.63	0.69	1.54	0.30	0.16	0.97	0.77	1.31	1.51	0.90	0.72	0.80	0.92	0.54	0.79	0.62	0.26
I	BC	0.56	0.61	1.36	0.27	0.15	0.90	0.68	1.18	1.37	0.83	0.63	0.71	0.83	0.46	0.72	0.53	0.25
	C1k																	
	C2k																	
	A	0.78	0.97	1.01	0.08	0.19	0.66	1.06	1.34	1.53	0.47	1.19	1.11	0.98	1.07	0.89	0.90	0.10
	B1k	0.83	1.02	1.04	0.10	0.28	0.66	1.02	1.18	1.48	0.53	1.21	1.18	1.00	1.06	0.92	0.90	0.12
II	B2k	0.95	0.94	0.96	0.28	0.91	0.72	0.85	1.36	1.16	0.81	1.02	1.17	1.01	0.99	0.90	0.76	0.50
	C1k																	
	C2k																	
	A	0.96	1.09	0.87	0.49	0.73	1.35	1.19	1.20	0.89	1.07	0.98	1.07	0.98	0.41	1.02	1.14	0.76
	B1k	0.90	1.00	0.81	0.46	0.71	1.30	1.06	1.11	0.78	0.95	0.84	0.91	0.84	0.39	0.93	0.98	0.73
III	B2k	0.95	1.03	0.84	0.59	1.36	1.24	1.01	1.26	0.76	1.10	0.85	0.87	0.88	0.47	0.97	0.98	1.05
	C1k																	
	C2k																	
	IIC3																	
	Ap	1.09	1.27	1.33	0.51	0.49	0.62	1.31	1.63	1.05	0.72	1.51	1.47	1.26	0.87	1.22	1.07	0.35
	B1k	1.10	1.32	1.41	0.52	0.51	0.57	1.32	1.12	0.97	0.65	1.37	1.40	1.14	0.78	1.08	1.00	0.36
	B2k	1.04	1.28	1.38	0.48	0.53	0.51	1.21	1.09	1.09	0.70	1.50	1.53	1.18	0.86	1.19	1.04	0.35
IV	B3k	1.01	1.30	1.41	0.47	0.58	0.45	1.14	0.88	1.21	0.75	1.47	1.58	1.21	0.85	1.21	0.96	0.35
	C1k																	
	IIC2k																	

Çizelge.4.9. devam

Pedon	Horizon	U	Th	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
I	A	0.34	0.73	1.08	1.11	1.07	1.03	1.05	1.23	1.44	1.16	1.11	1.00	1.16	1.00	0.88	1.00
	B1k	0.31	0.71	1.16	1.04	1.08	1.07	1.00	1.15	1.51	1.15	1.03	0.96	0.90	0.86	0.80	0.86
	B2k	0.59	1.14	1.00	0.99	0.98	0.94	0.97	1.03	1.50	0.98	0.91	0.77	0.86	0.66	0.78	0.66
	BC	0.32	0.69	0.98	0.97	0.95	0.86	0.99	0.92	1.13	1.17	0.88	0.79	0.92	0.88	0.78	0.88
	C1k																
	C2k																
II	A	0.07	0.83	0.83	0.86	0.91	0.90	0.81	0.94	0.95	1.31	0.94	1.13	0.84	0.56	1.12	0.58
	B1k	0.09	0.83	0.84	0.87	0.93	0.95	0.83	1.10	0.89	1.10	1.03	1.16	1.03	0.66	1.17	0.68
	B2k	0.21	0.89	0.98	0.97	0.98	0.97	0.88	1.14	1.15	1.37	1.06	1.38	0.87	0.68	1.06	0.70
	C1k																
	C2k																
III	A	0.75	0.91	0.94	0.91	0.95	0.96	0.86	1.04	0.89	0.96	1.15	0.94	0.89	0.86	1.04	1.33
	B1k	0.66	0.85	0.83	0.82	0.89	0.88	0.95	0.96	0.91	0.74	0.97	1.00	0.95	0.80	0.86	1.23
	B2k	0.72	0.93	0.88	0.87	0.91	0.94	0.88	1.10	0.90	0.74	1.06	0.93	0.76	1.00	1.07	1.02
	C1k																
	C2k																
	IIC3																
IV	Ap	0.86	1.21	1.02	1.06	1.03	1.13	1.12	1.30	1.07	1.43	1.80	1.44	1.76	1.63	1.35	1.69
	B1k	0.80	1.02	0.90	0.98	1.01	1.04	1.23	1.12	1.13	1.05	1.47	1.30	1.27	1.67	1.19	1.16
	B2k	0.90	1.15	0.98	1.06	1.09	1.17	1.27	1.30	1.41	1.43	1.72	1.44	1.44	1.63	1.35	1.69
	B3k	1.00	1.12	0.97	1.02	1.13	1.14	1.24	1.22	1.40	1.25	1.79	1.65	1.53	1.66	1.38	1.72
	C1k																
	IIC2k																

5. TARTIŞMA

5.1. Morfolojik özelikler

Çalışma alanındaki profiller Neojen yaşlı Üst Kıyı terasları (1025 m), Ana Kıyı terasları (1018 m), Alt Kıyı Terasları (1014 m) ile Çarşamba Çayı alüvyal yelpazesi (1011m) üzerinde yer alan topraklardan oluşmaktadır. Profil 1 sert, Profil 2, 3 ve 4 ise yumuşak kireçli, ana materyal üzerinde oluşmuştur. İlk üç profil mera iken profil 4 ün yer aldığı alan sulu tarımda kullanılmaktadır. Profil tanımlamalarından da anlaşıldığı gibi tüm profillerde A horizonuna ek olarak zayıf gelişmiş kalsik B horizonu yer almıştır. Profiller arasında horizon dizilimleri arasında önemli bir farklılaşmanın bulunmayışı ana materyalin yavaş ayrıştığını, bu da çalışma alanındaki toprakların toprak oluşumlarının benzer olduğunu göstermektedir. 1 ve 4 nolu profiller genel olarak killi tekstürlü, 2 ve 3 nolu profiller ise tınlı tekstürde olup profil 1, 3 ve 4'ün A horizonlarında granül, B horizonlarında ise köşeli blok görülmüştür. C horizonları ise teksel veya masiftir. Tüm profillerde yüzeyde ve yüzey altı horizonlarda HCl ile kuvvetli reaksiyon gözlenmiş. Her ne kadar profillerde bir kireç hareketi gözlense de yağışın az olması $CaCO_3$'ün yıkanmasına yetmemiştir.

5.2. Fiziksel Özellikler

Toprakların genelde kil içeriklerinin yüksek oluşu ve tekstür sınıflarının kil ve siltli killi tın olması bölgenin sedimanter özelliliği ile uyum içindedir. Özellikle profil 4 kil içeriğinin oldukça yüksek değerlere çıkması alüvyal topraklarda görülen sedimantasyon deseni ile uyum içindedir.

Toprakların hacim ağırlığı yüzeyde daha düşük olup ana materyale doğru yükselmiştir. Bu durum yüzeyde organik maddenin varlığından kaynaklanmıştır. Ayrıca hacim ağırlığı değerleri üzerine, horizonların sahip olduğu kil miktarı da etkili olmuştur. Ancak Profil 4 artan kil içeriğine rağmen, yüksek hacim ağırlığı bu topraklar üzerindeki tarla trafiği nedeniyle toprakların sıkışmasından kaynaklanmıştır.

Çalışma alanındaki topraklarda hem -1500 kpa'da tutulan su miktarları hem de -33 kpa'da tutulan su miktarı oldukça yüksek değerler göstermiştir. -1500 kpa'da tutulan su miktarı yüksek kil içeriği ile orantılı olarak % 20.7'e kadar

çıkmıştır. Horizonlarda görülen yüksek su tutma kapasitesi kil minerallerinden kaynaklanmıştır.

5.3. Kimyasal Özellikler

Toprak organik maddesi, bitki kökleri ve mikroorganizmaların organik kalıntıları parçalamaları sonucu oluşur ve mineral alterasyonunda son derece önemli bir faktördür. Toprak organik maddesindeki düşük molekül ağırlıklı organik asitler, mineral yüzeyinde birçok kompleksler ve ligandlar oluşturarak ayrışmada ve dolayısıyla toprak genesisinde önemli bir role sahiptir (Fox, 1995). Çalışma alanındaki topraklarda organik madde özellikle yüzey horizonlarında % 3.17 gibi, ülkemiz kurak alanları için yüksek bir değere çıkmış da olsa, genel olarak düşüktür. Düşük yağış, uzun ve kurak yaz periyodu organik maddenin yüksek değerlere çıkmasına engel olmuştur. Ayrıca organik madde içeriği derinlikle ciddi miktarda azalmış ve yüzey horizonlarından sonra çok düşük değerlere inmiştir. En düşük organik madde içeriğine profil 4 te rastlanması ise bu profilin yer aldığı bölgenin tarımda kullanılması ve buna bağlı olarak aşırı havalanma ile organik maddenin kaybından kaynaklanmıştır. Nitekim (Özulu, 2007) yaptıkları bir çalışmada orman ve mera arazilerinde işlenen arazilere göre hem kil hem de silt+ kum fraksiyonunda daha yüksek organik madde bulunduğunu bildirmişlerdir.

Araştırma konusu toprak profillerinde toprak reaksiyonu incelendiğinde, ana materyalin bileşimi ve bazik katyon sağlayan minerallerin bulunması ile orantılı olarak yüksek pH'lar oluşmuştur. Topraklarda sudaki pH, ana materyalin tabiatı ve karbonatların bulunması nedeniyle tüm horizonlarda 7'nin üzerindedir. Tüm horizonlarda KCl deki pH ise saf sudan daha düşüktür.

Çalışma alanındaki toprakların KDK'leri 4.18 ile 27.43 me.100 g^{-1} arasında değişmiş ve bazı horizonlarda düşük organik maddeye rağmen yüksek değerlere çıkmıştır. KDK'nın bu kadar yüksek değerlere çıkması yüksek yük yoğunluklu tabakalı alimino silikatların (smektit) varlığını göstermektedir. Özellikle 4 numaralı profilde görülen nispeten yüksek KDK değerleri bu savı güçlendirmektedir. Bölgenin iklimi, profillerdeki yüksek Ca ve Mg varlığı ve yüksek SiO_2/Al_2O_3 oranları da bu durumu doğrulayan diğer faktörlerdir.

Topraklardaki bazik katyonlar bolluk sırasına göre yüzeyde Ca+Mg>K>Na şeklinde iken derinlikte Ca>Mg>Na>K şeklinde sıralanmıştır. Bu durum her ne kadar topraklardaki primer minerallerin tespit edilmemesi nedeniyle feldspatların

plajiyoklaslar olduğunu ispatlamasa da ana materyalde bulunan feldspatların Ca ve Na'ca zengin olduğunu göstermektedir. K'un yüzeyde daha yüksek değerler göstermesi ise bitkisel döngü nedeniyle yüzeye taşınması sonucu oluşmuştur.

Ana materyallerin de bileşimi ve muhtemelen ferro-magnezyumlu (biyotit, hornblend), Ca, K ve Na'lu (plajiyoklas, mikroklin) minerallerin ayrışmasına bağlı olarak değişim kompleksleri çoğunlukla Ca ve Mg'ca doygundur ve baz doygunluğu % 100 dür. KDK'nın % 100 olması, düşük yağışın bazların yıkanmasına yetmediğini göstermektedir.

Araştırılan profillerin tamamı tuzsuz olup profildeki dağılımları düzensizdir. En yüksek tuz içeriğine 4 numaralı profilde rastlanmıştır. Bu durum bölgenin tarım alanı olması ve gübreleme amacıyla kullanılan materyallerin tuzluluğu artırmasından kaynaklanmıştır.

Araştırılan tüm profillerin kireçli ana materyal üzerinde oluşması profilde kirecin yüksek miktarlarda bulunmasına neden olmuştur. Bölgenin düşük yağış kapasitesi kirecin tamamen profilden yıkanmasına engel olmuştur. Kireç içeriği profillerin kireçli ana materyal üzerinde bulunması ile uyumlu olarak genel olarak derinlikle birlikte artma eğilimi göstermiştir.

Ditiyonit-citrat-bikarbonat da humus kompleksleri, allofan benzeri bileşikler ve hidros-oksitlerdeki Fe ve Al'u ekstrakte etme yeteneğine sahiptir (Wada, 1977). Ancak diğer çözücülerin aksine kristalin formdaki bileşikler üzerine daha etkilidir. Asit oksalatta tespit edilen Fe ise daha çok amorf minerallerdeki Fe üzerine etkilidir. Çalışılan profillerde Fe_d oranları asit oksalata göre daha yüksek çıkmıştır. Dahlgren ve ark., (1993)'e göre Fe_d ye oranla düşük Fe_o miktarı meta stabil ferrihidritin termodinamik olarak götit ve hematit gibi stabil Fe-oksitlere dönüştüğünü göstermektedir. Nitekim çalışma alanındaki profillerde Fe_o, Fe_d ile karşılaştırıldığında düşüktür. Dolayısıyla bu yüksek değerler amorf bileşiklerin miktarının çok az olduğunu veya hiç bulunmadığını yansıtmaktadır. Çalışılan profillerde yapılan seçici çözelti analiz sonuçları ile üretilmiş bazı indeks değerler Çizelge 4.3'te verilmiştir. Fe_o/Fe_d değerleri demir oksitlerin, kristalizasyon derecesi ve yaşı hakkında bilgi verdiği gibi aynı zamanda toprakların ayrışma derecelerinin karşılaştırılmasında da kullanılmaktadır. Çalışma alanındaki topraklarda bu değer oldukça düşük olup 0-0.53 arasında değişim göstermiştir. Söz konusu oranın solumlardaki değerleri karşılaştırıldığında farklı teras seviyelerinde yaşa bağlı olarak anlamlı bir değişim gözlenmemiştir. Topraklardaki $(Fe_d-Fe_o)*100/Fe_d$

değerleri Fe oksitlerin kristalizasyon derecesini göstermektedir (Schwertman ve Taylor, 1989). Bu oran (Çizelge 4.3) oldukça yüksek olup ayrışma ile salınan Fe'in çoğunun kristalize Fe oksitler şeklinde bulunduğunu gösteren bir başka işarettir. Bu oran da profillerdeki kristalize demir bileşiklerinin kristalizasyon derecelerinin benzer olduğunu, farklı teras seviyelerinde chronosequence bağlı anlamlı bir değişimin bulunmadığını göstermektedir. Fe_d/Fe_t ise topraklarda ayrışma oranı hakkında fikir vermektedir. Ayrışma oranları yüzeyden derine doğru azalma eğilimi göstermektedir. Bu orandan da, toprak oluşumunda zamanın etkisi açıkça görülememektedir.

5.4. Jeokimyasal Özellikler

Araştırma sahası toprakları kurak bir alanda yer almaları daha gelişme safhasında olduğu için genetik oranlar çok önemli veriler sağlamamaktadır. Ancak mevcut oranların bu gelişme düzeyindeki bir toprağın sahip olacağı genetik oranlar konusunda bir fikir oluşturması amacıyla profillere ait genetik oranlar çizelge 5.8 de verilmiştir. Bu durumu daha anlaşılır hale getirmek için profillerde indeks eleman olarak Zr kullanılarak elde edilen ve aşağıdaki formüle dayanılarak elde edilen zenginleşme faktörleri hesaplanmış ve çizelge 4.9'da belirtilmiştir.

$$\% \text{ EF (Zenginleşme faktörü)} = (X_i / M_i) / (X_r / M_r)$$

Formülde

EF:Zenginleşme faktörü

X_i :Horizondaki mobil element konsantrasyonu

M_i:Horizondaki referans element konsantrasyonu

X_r:Ana materyaldeki mobil element konsantrasyonu

M_r:Ana materyaldeki referans element konsantrasyonu

Bu oranlar incelendiğinde tüm profillerde önemli bir seski oksit birikiminin olmadığı görülmektedir. Ancak özellikle zenginleşme faktörleri incelendiğinde; özellikle 1 numaralı profilde, önemli Si ve Al kaybı görülmektedir. Bilinmektedir ki K, Rb, ve Ba bazı kil minerallerinde fiske olduğu bilinmektedir. Halbuki daha küçük iyon çapına sahip Ca, Mg ve Na'da bu durum söz konusu değildir (Bowen, 1979; Wakatsuki ve ark.,1978). K, Rb, Cs ve Ba killere güçlü afinite gösteren elementlerdir. Na, Ca ve Sr ise perkolasyonla uzaklaşan (leachate) elementler

olarak adlandırılmıştır. Tüm profillerde önemli miktarda Ca ve Mg kaybı söz konusudur. Ba genel olarak yıkanma eğilimindedir. Özellikle profil 4'te önemli kayıp saptanmıştır. Rb ilk 3 profilde yıkanma temayülünde iken profil 4 zenginleşme göstermiştir. Profillerin kil içeriklerindeki değişim dikkate alındığında söz konusu elementlerin kil minerallerine karşı olan afiniteleri profiller arasında ve solumda yüzey ve yüzey altı horizonlarda gözlenen farklılığı açıklamaktadır. Na 1 ve 2 numaralı profilde genel olarak yıkanma temayülünde iken profil 3'te zenginleşme görülmektedir. Bu durum profil 3'te Na açısından bir dış katılımı göstermektedir. En yüksek ayrılma oranı profil 4'te görülmüştür. Bu durum bölgenin sulu tarımda kullanılması nedeniyle Na'un önemli miktarda sulama suyu ile uzaklaştırıldığını göstermektedir. K 1 numaralı profilde yıkanma 2 ve 3 numaralı profillerde ise çok zayıf zenginleşme gösterirken profil 4'te güçlü zenginleşme görülmüştür. Bu durum bölgenin tarımsal amaçlı kullanılması, buna bağlı olarak K gübreleme ve bitkisel döngü nedeniyle K 'un solumda arttığına işaret etmektedir. Sr çok düşük iyonik potansiyeli nedeniyle çok kolay yıkanan bir element olup profillerdeki dağılımı da bu özelliğine uygun olarak önemli yıkanma göstermiştir. En yüksek Sr kaybı profil 1 ve 2'de saptanmıştır.

Toprakların Pb, Ni ve Cu içerikleri ve bu elementlerin yüzey horizon/yüzey altı oranları özellikle kültür altındaki topraklarda yüksek değerlere çıkmaktadır. Bu elementlerin yüzey horizon/ yüzey altı horizon oranları sadece tarımsal faaliyetlerin görüldüğü topraklarda 1'den yüksektir ve tarımsal faaliyetlerde Ap horizonunda birikmektedir. Bu elementlerde tıpkı Cd olduğu gibi fosforlu gübreleme, kompost ve pestisitler ile toprağa verilmektedir Mermut ve ark.(1996). Çalışma alanındaki topraklarda da Cu ilk 3 profilde yıkanma veya çok hafif zenginleşme temayülü gösterirken 4 numaralı profilde kuvvetli zenginleşme göstermiştir. Benzer durum Pb için de geçerlidir. Bu durum bölgedeki pestisit kullanımın ve tarla trafiği nedeniyle oluşan Pb kirliliğini işaret etmektedir. Zn^{+2} da diğer monovalant ve divalant katyonlar gibi yüksek ayrışma şartlarında topraktan yıkanmaktadır. Zira Zn yüksek ayrışma şartlarında oluşan kaolinit götit ve hematit gibi minerallerde strüktürel yapıya uygunluk göstermemektedir. Ancak özellikle Zn Fe-oksitler tarafından güçlü bir şekilde fikse edilmektedir (Spark 1995). Bu etki özellikle 7'den düşük pH'larda etkili olsa da çalışma alanındaki topraklarda Zn Fe-oksitlerle güçlü kompleksler oluşturmuştur. Özellikle 4 numaralı profilde görülen yüksek zenginleşme değerleri bu durumu göstermektedir. Ayrıca muhtemelen profilde

smektit killerinin bulunması Zn'nun smektitlerin strüktürel yapısına girmesi de Zn zenginleşmesinin diğer bir nedeni olabilir. Ayrıca bu alanda çinkolu gübre kullanımına bağlı olarak 4 numaralı profilde kuvvetli zenginleşmeye katkı yapmıştır.

Toprakların Mn içeriklerine bakıldığında profiller ve horizonlar arasında dağılımında önemli bir farklılık görülmektedir ve özellikle profil 1 ve 2'de zenginleşme olmuştur. Bazı ayrışma ortamlarında Mn birikimi olsa da bunun için anaerobik veya asidik şartların bulunması gerekmektedir. Profillerde Mn yüzey horizonlarda yüzey altı horizonlara göre daha yüksektir. Bunun nedeni ise Mn biyolojik döngüsü nedeniyle yüzey horizonlarında konsantrasyonunun artmasıdır.

4 değerlikli katyonlardan Ti, U, Th ve 5 değerlikli Nb katyonları silikat, fosfat ve oksit mineralleri içerisinde yer alır ve ayrışmaya karşı dayanıklı mineraller olduğu için birikirler. Ancak özellikle profil 1 ve 2'de U ve Th kaybı önemli miktarlara ulaşmıştır.

Lantanitler (REE) toprakta çok düşük miktarlarda bulunan elementlerdir. Lantanitler toprakta fosfat ve silikat minerallerinin yapısında yer alırlar. Bir çok lantanit Fe'li minerallerle yakın ilişkidedir. Lantanitler humik bileşikler, oksalik asit ve diğer elektronegatif ligandlarla trivalent kompleksler yaparlar. Bölgenin sedimanter yapısına bağlı olarak lantanitlerin zenginleşme faktörlerindeki dağılım da düzensiz olmuştur. Profil 4 genel olarak lantanitlerde zenginleşme eğilimi gözlenmiştir. İlk üç profilde ise genel olarak kayıp veya zayıf zenginleşme saptanmıştır. Ayrıca lantanitlerin dağılımında horizonların kil ve Fe_d içerikleri de etkili olmuştur. Örneğin profil 4'te zenginleşme eğiliminin yüksek olması lantanitlerin silikat minerallerinin yapısına girmesi ve Fe'li minerallerle yaptıkları bileşiklerle ilgilidir. Profiller arasında ayrışma şiddetinin tahmini konusunda lantanitlerin davranışı açısından tüm lantanitler için geçerli bir değişim eğilimi gözlenmemiştir.

5.5. Ayrışma İndeksleri ve Eu -Ce Anomalileri

CIA değeri kimyasal ayrışma ile Ca, Na ve K gibi bazik katyonların minerallerden uzaklaşması işlemine dayanır ve toprak içerisinde birincil ve ikincil minerallerin oranını yansıtan bir değerdir. Ayrışmanın bir ölçüsü olarak kimyasal ayrışma indeksi CIA, Nesbitt ve Young (1982) tarafından belirtilen formüle göre hesaplanmıştır. CIA hidrolitik ayrışma ile feldispatların killere alterasyonun

derecesini yansıtır ve nispi olarak kil miktarına işaret eder. Yoğun olarak ayrışmış ve bol miktarda kaolinit gibi residüyel killer veya gibsit gibi mineralleri içeren toprak veya sedimentlerde CIA değeri 100'dür. Ayrışmamış üst kaya kabuğu için ise bu değer 50 dir. (Fedo et al., 1995). Şeyller için bu değer ortalama 70-75 arasında değişir. Çalışma alanındaki profillerde CIA değeri yaklaşık 80-85 arasında değişmiştir.

CIA değerleri çok az ayrışmış (50-60), az ayrışmış (60-70) orta derecede ayrışmış (70-80), ileri derecede ayrışmış (80-90) ve aşırı derecede ayrışmış (90-100) olarak sınıflandırıldığında çalışma alanındaki toprakların tümü farklı yaşlardaki teras seviyelerinde olmalarına rağmen aynı sınıf içinde yer aldıkları görülmektedir. CIA değerlerinin profiller arsında değişim aralığının sınırlı olması ve aynı sınıf içinde yer alması ve toprakların horizon dizilimindeki bazı küçük farklara rağmen genel olarak benzer yapıda olması, teras seviyelerine bağlı olarak toprak oluşumu için geçen zamanın farklı olmasına rağmen benzer ayrışma süreçlerine uğradıklarını ve ayrışma derecesinin benzer olduğunu göstermektedir.

CIW değeri hiç ayrışmamış kayada 50 yoğun olarak ayrışmış ortamlarda ise 100 değerine ulaşır ve ayrışma ile artar. Tüm profiller için de CIW değerleri 90-100 aralığında değişmiştir ve profiller arasındaki dağılımında anlamlı farklılıklar ortaya çıkmamıştır. CIA için kullanılan sınıflandırma CIW için de yapılırsa tüm teras seviyelerinde oluşan toprakların CIW değerleri açısından da aynı sınıf içinde yer aldıkları görülmektedir. Bu da bazı küçük morfolojik farklılıklara rağmen söz konusu toprakların aslında benzer ayrışma süreçlerine maruz kaldığını gösteren bir diğer kanıt olarak ortaya çıkmaktadır.

Toprakların ayrışma derecelerinin değerlendirmesinde kullanılan diğer bir indeks de Parker ayrışma indeksidir (WIP). WIP ayrışma artıkça azalan bir değişim gösterir. Profillerde solumun ayrışma dereceleri dikkate alındığında profil 2, 3 ve 4 birbirine oldukça yakın değişim göstermiştir. Profil 1 ise diğer profillere göre daha yoğun ayrışmayı işaret eden daha düşük değerler göstermiştir. Bu durum profillerin yaşı ile uyum içindedir. Ancak yine de değişim miktarı zamana bağlı olarak çok önemli bir değişim göstermemektedir. WIP değeri de teras seviyelerine göre bir gruplaşma göstermemiştir. Bu da profillerin yer aldığı teras seviyelerinin ayrışma derecelerine yansımadığını göstermektedir.

Bazlar/R_2O_3 oranı topraklarda 0 - 10 arasında değişir ve ayrışma artıkça azalır. Profil 1 ve 4'te ve kısmen profil 3'te bu değerler birbirine çok yakındır ve teras yaşlarına göre bir kümeleşme göstermemiştir. Profil 2 en az ayrışmayı gösterir şekilde en yüksek çıkmıştır. Çalışılan tüm profillerde bu indeks profil 2 dışında teras seviyelerine bağlı kalmaksızın birbirine çok yakın bulunmuştur.

PIA ayrışma derecesinin sayısallaştırılmasında CIA'ya alternatif olarak kullanılan diğer bir indekstir ve plajyoklasların alterasyonu hakkında bilgi verir. Çalışılan tüm profillerde PIA değeri solumda profil yaşına bağlı olmaksızın birbirine çok yakın değerler göstermiştir.

Benzer bir eğilimde de Product indeksi (P) değerleri dağılımında görülmüştür. Topraklarda P değerleri ayrışma ile azalır. P değerleri de farklı yaşlardaki teraslar üzerinde oluşan profiller arasında benzer ayrışma derecesini işaret edecek şekilde birbirine yakın değerler göstermiştir.

Vogt kalıntı indeksi sedimentlerde ayrışma sonucu ortaya çıkan materyalin olgunluğunu değerlendirmede kullanılan bir indekstir ve ayrışma ile artar. V indeksi dikkate alındığında profil 1 ve 4 aynı grup, profil 2 ve 3'te diğer bir grup içine girdiği görülmektedir. Ancak bu kümeleşme teras seviyeleri ile uyum içinde görülmemektedir.

Araştırılan toprak profillerinde kimyasal ayrışmanın derecesinin belirlenmesinde diğer bir yöntem olarak da Nadir toprak elementlerinin konsantrasyonlarındaki nispi değişimlerin hesaplanması kullanılmıştır. Sedimentlerde veya toprakta NTE'nin ve diğer iz elementlerinin miktarındaki değişim, sedimentlerin kaynak (provenans) çalışmaları ve aynı zamanda da ayrışmaya bağlı olarak birikim süreçleri hakkında bilgi vermektedir (Taylor and McLennan, 1985; Last and Smol, 2001). Bu amaçla çalışılan profillerde bazı ayrışa derecesisnin sayısallaştırılması amacıyla bazı jeokimyasal oranlar kullanılmıştır. İz ve NTE 'ne ait kondorit nomalleştirilmiş değerler şekil 4'te sunulmuştur (Wood ve ark., 1979). Normallaeştirilmiş NTE dağılımı toprakların ayrışma derecelerini ifade etmekte kullanılmaktadır. Ayrıca söz konusu değerler topraklarda NTE nin fraksiyonlaşmasının yönü ve miktarını belirlemede de kullanılmaktadır. NTE birbiriyle ilişkili bir grup iz elementin ve sedimantasyon süreçleri ve ayrışma koşullarında oldukça sınırlı mobiliteleri olan elementlerdir. (Rollinson, 1993; McLennan, 1989).

Ce ve Eu çeşitli oksidasyon şartlarında oluşabilirler ve diğer nadir toprak elementlerine göre daha yüksek fraksiyonlaşma gösterirler. Normalize edilmiş NTE çeşitli ortamlardaki NTE paternlerinin dağılımının karşılaştırılmasında son derece kullanışlıdır (Evensen ve ark., 1978). Yaygın referanslar karşı normalize edilmiş değerler bize örneklerin karakterize edilmesini ve fraksiyonlaşma derecelerini ve aynı zamanda miktarlarındaki anomaliler hakkında kıyaslama yapmamıza imkan verir (Rollinson, 1993). Bu nedenle çalışma alanındaki topraklarda Eu ve Ce anomalileri ve aynı zamanda NTE nin ağır-hafif ve hafif orta şeklinde fraksiyonlaşma değerleri (La_N/Yb_N ve La_N/Sm_N) de incelenmiştir.

Europium anomalisi normalize Sm ve Gd değerlerinin interpolasyonu ile hesaplanan Eu nun ölçülen (Eu) ve beklenen değerinin (Eu*) karşılaştırılması ile aşağıda belirtilen formül kullanılarak hesaplanmıştır (Taylor ve McLennan, 1985):

$$Eu/Eu^* = Eu_N/\sqrt{(Sm)_N \times (Gd)_N}$$

Tüm profillerde Eu anomalileri düşük ayrışma şartlarını gösterir şekilde negatif olup değerler birbirine çok yakındır. Negatif Eu anomalileri ve değerlerin farklı seviyelerde yer alan teraslar üzerinde gelişen profillerde benzer olması düşük ve benzer ayrışma şartlarının varlığını işaret etmektedir

Ce fraksiyonlaşması sedimantasyon prosesleri ve ayrışma işlemleri süresince meydana geldiği bilinmektedir. Başlangıçta negatif anomaliler sekonder sulu fosfat bileşikleri ile ilgili ortaya çıkmaktadır (Braun ve ark., 1998). Pozitif Ce anomalileri ise yoğun olarak ayrışmış laterit profillerde çözünür Ce^{+3} ün okside termodinamik olarak olarak düşük çözünürlüklü Ce^{+4} dönüşmesi ve ikincil serixozit, $Ce(IV)O_2$ olarak birikmesi ile görülür. (Braun ve ark., 1998; Pan ve Stauffer, 2000). Seryum anomalileri normalize La ve Pr değerlerinin interpolasyonu ile hesaplanan Ce'nun ölçülen (Ce) ve beklenen değerinin (Ce*) değerlerinin karşılaştırılması ile aşağıda belirtilen formül kullanılarak tahmin edilmiştir.

$$Ce/Ce^* = Ce_N / \sqrt{(La)_N \times (Pr)_N}$$

Eu/Eu*, anomalisi gibi Ce anomalisindeki profiller arasında değişim de çok sınırlı olmuştur. Profil 4'te negatif, diğer profillerde de çok küçük pozitif değer ($0.92<Ce/Ce^*<1.11$; Tablo 4.8.) gösteren ve profiller arasında neredeyse homojen dağılan CE anomalileri de profiller arasındaki farklılaşmanın sınırlı olduğuna ve ayrışmanın çok yoğun olmadığına işaret et mektedir.

Topraklarda ayrışmanın bir diğer göstergesi de ağır (HREE) veya hafif nadir toprak elementlerinin (LREE) zenginleşmesisin varlığıdır. LREE topraktaki kil

miktarı ve hareketi ile yakından ilişkilidir. Zira LREE önemli ölçüde killerin bünyesinde tutulmaktadır. Bu bağlamda topraklarda LREE/HREE nin bir göstergesi olan $La_{(N)}/Yb_{(N)}$ değerleri incelenmiştir. Tüm profillerde $La_{(N)}/Yb_{(N)}$oranı profil 4 hariç birbirine çok yakındır ve hepsinde pozitif bir dağılım gözlenmiştir. Profiller arasındaki bu homojen dağılım profillerde LREE'nin benzer olduğunu dolayısıyla benzer yıkanma etkenlerine maruz kaldığını işaret etmektedir. Öte yandan ortanadir toprak elementlerinin (MREE) zenginleşmesinin bir göstergesi olan $La_{(N)}/Sm_{(N)}$ oranının dağılımı oldukça homojendir. Bu durum da profillerin farklı teras seviyelerinde olmasına rağmen ayrışma derecelerinin benzer olduğuna işaret etmektedir. Her iki oran için profil 4'te görülen daha düşük değerler ise bu profilde killerin diğer profillere göre biraz daha fazla yıkandığını göstermektedir.

Sr killer tarafından oldukça güçlü bir şekilde tutulan bir elementtir ve kil sedimantasyonunun belirlenmesinde $Rb_{(N)}/Sr_{(N)}$ oranı faydalı bir parametredir. Çalışılan profillerde $Rb_{(N)}/Sr_{(N)}$ değerlerinin profiller arasındaki dağılımı da profil 1, 2 ve 3'te solumda oldukça tekdüzedir. $Rb_{(N)}/Sr_{(N)}$ oranının tüm profillerde pozitif olması, profiller arasında homojen bir dağılım göstermesi ayrışma şiddetinin benzer olduğunu göstermektedir. Sadece profil 4'te söz konusu değer diğer profillerden biraz daha yüksek çıkmıştır. Bunun nedeni söz konusu profilde ayrışmanın daha az olması değil muhtemelen daha yüksek kil içeriği nedeniyle killerde tutulan Rb nedeniyledir. Zira bilinmektedir ki K, Rb, Cs ve Ba bazı kil minerallerinde tutulmaktadır. Halbuki daha küçük iyon çapına sahip Ca, Mg ve Na'da bu durum söz konusu değildir Bowen (1979), Wakatsaki ve ark.(1978). K, Rb, Cs ve Ba killere güçlü ilgi gösteren elementlerdir. Na, Ca ve Sr ise perkolasyonla uzaklaşan (leachate) elementler olarak adlandırılmıştır.

Ba^{+1} iyonik potansiyeli 3'ün altında olan bir elementtir ve toprakta kolayca yıkanır. Nb ise yüksek iyonik potansiyele (>3) sahiptir ve topraktaki hareketliliği son derece sınırlıdır. Ba/Nb toprakların ayrışma derecesini sayısallaştırmada kullanılabilecek belirteçtir ve ayrışma derecesi arttıkça Ba/Nb oranı düşer. Çalışılan profillerde Ba/Nb oranın profiller arasındaki değişim ilk üç profilde oldukça sınırlı olmuş ve benzer değerler elde edilmiştir. Bu da profiller farklı yaşlarda olsalar bile benzer ayrışma şartlarının varlığına işaret etmektedir. Profil 4'te görülen nispeten düşük değerler ise nispeten daha yoğun bir kil yıkanmasına işaret etmektedir ve bu oranda $La_{(N)}/Yb_{(N)}$ ve $La_{(N)}/Sm_{(N)}$ oranları ile uyum içindedir.

La/Lu değerleri de ayrışmanın sayısal aştırılmasında kullanılacak bir başka orandır ve topraklarda kil sedimantasyonunun bir göstergesi olarak kullanılır. La/Lu değerinin profil 4 hariç diğer profiller arasındaki dağılımının homojen olması ayrışma şiddetinin de benzer olduğunu göstermektedir. Profil 4'te görülen düşük değerler ise kil yıkanmasının diğer bir işaretidir.

Çalışılan profillerde de Ti ve Zr kullanılarak ayrışmanın sayısallaştırılması amacıyla bazı oranlar incelenmiştir. Profil 1, 2 ve 3'te Ti/Nb ve Zr/Rb benzer ayrışma yoğunluğunu gösterecek şekilde çok dar bir aralıkta değişim göstermiştir. Benzer şekilde (Rb+Zr)/Sr farklı teras seviyelerinde oluşmuş olsalar bile profiller arasında oldukça homojen bir dağılım göstermiştir. Profil 4'te Zr/Rb ve (Rb+Zr)/Sr değerlerin diğerlerine göre daha düşük çıkması yukarıda açıklandığı gibi bu profildeki daha yüksek kil içeriği ve buna bağlı olarak Rb tutulmasından kaynaklanmıştır. Daha yüksek Ti/Nb oranları ise bu profilde yıkanmanın daha yüksek olduğunu göstermektedir.

Ayrışma derecesi aynı zamanda Th/U oranı kullanılarak da sayısallaştırılabilir. Artan ayrışma yoğunluğu ile bu oran artar ve volkanik kayaçlarda görülen 3.5 - 4.0 değerinin üzerine çıkar (McLennan ve ark., 1993). Çalışma alanındaki profillerde arasında en yüksek değer profil 1'de görülmüştür. Bu durum profilleri yaşı dikkate alındığında çelişkili görülmektedir. Ancak özellikle profil 1'de U için zenginleşme faktörü önemli kayıpların olduğunu göstermektedir. Bu durum sadece ayrışma yoğunluğu ile açıklamak mümkün görünmektedir. U'da meydana gelen kayıpların diğer sebeplerinin de araştırılması gerekmektedir. Diğer profiller arasında ise solumdaki oranlar ayrışmanın benzer olduğunu göstermektedir.

Ho ayrışma ile kolayca yıkanabilen bir elementtir ve buna bağlı olarak da Er/Ho oranı ayrışmış profillerde artma eğilimindedir. Er/Ho değerlerinin değişimi profillerde yaşa bağlı önemli bir değişimin olmadığını göstermektedir. Ancak profil 4 te özellikle yüzey horizonlarında en yüksek Er/Ho oranını görülmesi çok az da olsa daha yoğun ayrışma şartlarının olduğu anlamına gelmektedir.

Profillerde mineralojik özellikler belirlenmemiştir. Diğer fiziksel ve kimyasal özellikler ile morfolojik görünümlerin önemli ölçüde benzer olması değişim miktarının sınırlı kalması da jeokimyasal özellikler kullanılarak tespit edilen ayrışma indisleri ve genetik oranlarla saptanan düşük ve benzer ayrışma derecelerini desteklemektedir. Sadece bazı NTE kullanılarak elde edilen oranlar

Profil 4'te kil hareketinin biraz daha yoğun olduğunu dolayısıyla ayrışmanın çok az da olsa diğer profillerden daha ileri olduğunu göstermektedir.

Dolayısıyla söz konusu alanda birbirine geçişli şekilde farklı seriler üzerinde yer alan ve Eski Konya Gölünün çekilmesine bağlı olarak farklı teras seviyelerinde sert ve yumuşak kireçli materyal üzerinde oluşan topraklarda hem ayrışma derecesi hem de profil gelişimi dolayısıyla toprakların morfolojik özellikleri de benzer olmuştur. Bu durum yarı kurak iklim şartlarında Holosen boyunca meydana gelen pedolojik süreçlerin söz konusu bölgede bir chronosequence üzerinde oluşan toprakların farklılaşması için yeterli yoğunlukta olmadığını, toprakların mevcut şartlarda morfolojik, fiziksel ve kimyasal özelliklerinde önemli miktarda farklılaşma için yeterli zamanın geçmediğini göstermektedir.

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışmada Eski Konya Gölü çevresinde yer alan teraslar üzerinde farklı yaşlardaki profillerde toprak gelişimi incelenmiştir. Bu amaçla göl çevresinde Üst Kıyı terasları, Ana Kıyı terasları ve Alt Kıyı terasları ile üst kıyı teraslarının üzerinde Kuvarterner ve Neojen yaşlı teraslar üzerinde profiller açılmış ve toprakların jeokimyasal fiziksel ve kimyasal özellikleri saptanmış ve bulgular söz konusu profillerin zamana bağlı olarak ayrışma derecelerinin karşılaştırılmasında kullanılmıştır. Ayrışma derecelerinin sayısallaştırılmasında CIA, CIW, WIP, P, PIA, baz/R_2O_3, V gibi indeksler bazı majör ve iz elementlere ait genetik oranlar kullanılmıştır. Elde edilen bulgular topraklar farklı yaşlı teraslar üzerinde oluşmalarına rağmen pedokimyasal aktivitelerinin oldukça benzer olduğunu göstermektedir. Buna göre ayrışma dereceleri profiller arasında önemli farklılıklar göstermemekte, sadece bazı iz elementlere ait bazı genetik oranlar Profil 4'te çok az da olsa daha yoğun bir kil hareketi ve buna bağlı olarak nispi olarak daha yoğun bir ayrışma gerçekleşmiştir. Dolayısıyla toprak oluşumunu belirleyen ana faktörlerin ana materyalin tabiatı ile yıkanma rejimini ve ayrışmanın derecesini belirleyen iklim olduğu saptanmıştır.

Sonuç olarak Eski Konya Gölü'nün yer aldığı Konya Ovasındaki Holosen süresince devam etmekte olan klimatolojik faktörler Kuvarternerin son döneminde diğer toprak yapan faktörlerin etkisini önemli ölçüde değiştirecek miktarda etkili olamamıştır ya da söz konusu şartlarda profil farklılaşması için yeterli zaman geçmemiştir.

Ülkemiz hemen hemen tüm jeolojik çağlarda, oldukça çeşitli kayaç formasyonları, çok çeşitli iklim tipleri ve yine oldukça değişken ve çeşitli topografik yapıya sahiptir. Yine benzer şekilde Konya Havzası da toprak yapan faktörler açısından son derece zengin çeşide sahiptir. Bu nedenle içinde bulunduğumuz bu bölge, chronosequence, toposequence ve climosequence ile ilgili çalışmalara son derece uygundur ve gerekli materyallere sahiptir. Ancak bu konuda yeterli çalışma son derece azdır. Bu konularda yapılacak çalışmalar bölgemiz ve ülkemiz şartlarında toprak oluşum süreçlerinin aydınlatılması konusunda önemli verilerin elde edilmesine imkan sağlayacaktır.

7. KAYNAK LİSTESİ

Aiuppa, A., Allard, P., D'Alessandro, W., Michel, A., Papello, F., Treuil, M., and Valenza, M., 2000, Mobility and fluxes of major, minor and trace metals during basalt weathering and groundwater transport at Mt. Etna volcano (Sicily). Geochim. Cosmochim. Acta 64, 1827– 1841.

Akgül, M., 1995. Yarı kurak iklim koşullarında çayır örtüsü altında üç farklı teras düzeyinde oluşmuş toprakların genesisleri. toprak ilmi derneği ilhan Akalan toprak ve çevre sempozyumu,…s

Akman,Y., 1990. İklim ve Biyo İklim, Palme Yayınları, Ankara, 319s.

Allen, E.C., Darmody, G.R., Thorn, E.C., Dixon, C.J., and Schlyter, P., 2001, Clay Mineralogy, Chemical weathering and landscape evolution in Arctic-Alpine Sweden. Geoderma 99; 277-294.

Anonim, 1962 Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Türkiye Jeoloji Haritası

Anonim, 1992. Konya İli arazi varlığı. T.K.B. Köy Hizm. Gen. Md.lüğü Yay., 42, Ankara.

Anonim, 1994. Meteoroloji Bülteni. Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü Ortalama ve Ekstrem Kıymetler.

Ardos, Mehmet (1995) Türkiye ovalarının jeomorfolojisi-I, Çantay Kitabevi, İst. Aydın-Duzgoren, S.N., Malpas, J., Aydın, A., 2002 Re-assessment of chemical weathering indices: Case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. Engineering Geology 63,99-119

Bain, C.D., Roe, J.M., Duthie, L.M.D. and Thomson, M.C., 2001. The influence of mineralogy on weathering rates and processes in an Acid-Sensitive Granitic Catchment. Applied Geochemistry 16, 931-937.

Balashov, Y.A., Ronov, A.B., Migdisov, A.A. and Turanskaya, N.V., 1964. The effects of climate and facies environment on the fractionation of rare earths during sedimentation. Geochem. Int. 10, 951–969.

Banfield, J.F. and Eggleton, R.A., 1989. Apatite replacement and rare earth mobility, fractionation, and fixation during weathering. Clay Miner. 37, 113– 127

Baulun, B., Mayayo, J.M. Fernandez-Nieto, C. and Lopez, G.M.J., 2000, Geochemistry of Precambrian and Paleozoic Siliciclastic Rocks from the Iberian Range (NE Spain) : Implications for Source-Area Weathering, Sorting, Provenance, and tactonic Setting. Chemical Geology 168;135-150

Bilali, E.L., Rasmussen, E.P., Hall, M.E.G. and Fortin, D., 2002 Role of sediment composition in trance metal distribution in Lake sediments, Applied Geochemistry 17, 1171-1181

Birkeland, P.W., 1999. Soils and Geomorphology, 3rd ed. Oxford Univ. Press, New York.

Blake, G. R., Hartge, K. H., 1986. Bulk Density. in: Klute, A., (Ed.), Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods. Agronomy Monograph No: 9. SSSA, Madison, WI, Pp. 363-375. (S: 393).

Blakemore, L. C., Searle, P. L., Daly, B. K., 1987. Methods for Chemical Analysis of Soils. N.Z. Soil Bureau Scientific Report. Vol: 80. N.Z. Soil Bureau, Lower Hutt, New Zeland.

Borges, B.J., Huh, Y., Moon, S. and Noh., 2008 Provenance and Weathering Control on River Bed Sediments of the Eastern Tibetan Plateau and the Russian Far East. Chemical Geology 254;52-72

Borrego, J., Lopez-Gonzalez, N., Carro, B. and Soria-Lozano, O., 2004 Origin of the Anomalies in Ligth and Middle REE in Sediments of an Estuary Affected by Phosphogypsum Wastes (South-Western Spain). Marine Pollution Bulletin 49; 1045-1053

Boulange, B., Muller, J.P. and Sigolo, J.B., 1990. Behaviour of the rare earth elements in a laterite bauxite from syenite (Bresil). Chem. Geol. 84, 350–351.

Boulange, B. and Colin, F., 1994. Rare earth element mobility during conversion of nepheline syenite into lateritic bauxite at Passa Quatro, Minais Gerais, Brazil. Appl. Geochem. 9, 701– 711.

Bouyoucous, G.J., 1951. A Recalibration of the Hydrometer Method for Making Mechanical Analysis of Soils. agron S:43 434-438

Bowen, H.J.M. , 1979. Environmental Chemistry Of The Elements. Academic Pres, London, Pp. 49-62.

Bozyiğit, Recep (2000). Fethiye ve Konya'nın Kuraklık Yönünden Karşılaştırılması. Sel. Ün. Eğitim Fak. Derg. Sayı: 9, s.10-33. Konya.

Brantley, L.S., Bandstra, J., Moore, J. and White, F.A., 2008 Modelling Chemical Depletion Profiles in Regolith. Geoderma 145;494-504

Braun, J.J., Viers, J., Durpré, B., Polve, M., Ndam, J., Muller, J.P., 1998. Solid/liquid REE fractionation in the lateritic system of Goyoum, east Cameroon: the implication for the present dynamics of the soil covers of the humid tropical regions. Geochim. Cosmochim. Acta 62 (2), 273–299.

Braun, J.J., Pagel, M., Muller, J.P., Bilong, P., Michard, A. and Cuillet, B., 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. Geochim. Cosmochim. Acta 54, 781–795

.Braun, J.J., Pagel, M., Herbillon, A., Rosin, C., 1993. Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: a mass balance study. Geochim. Cosmochim. Acta 57, 4419– 4434.

Braun, J.J., Pagel, M., 1994. Geochemical and mineralogical behavior of REE, Th and U in the Akongo lateritic profile (SW Cameroon). Catena 21, 173–177

Buggle, B,. Glaser, B., Zöller, L., Hambach, U., Markovic, S., Glaser, I. and Gerasimenko, N., 2008 Geochemical Charaterization and Origin of Southeastern and Eastern European Loesses (Serbia, Romania, Gerasimenko). Quaternary Science Reviews 27; 1058-1075

Colero, J., Delgado, R., Delgado, G. and Garcia, M.M.J., 2008 Transformation of Categorical Field Soil Morphological Properties into Numerical Properties for the Study of Chronosequences. Geoderma 145; 278-287

Cao, X., Chen, Y., Wang, X., Deng, X., 2001. Effects of redox potential and pH value on the release of rare earth elements from soil. Chemosphere 44, 655–661

Carr, R.G., Rodgers, K.A. and Black, P.M., 1980. The chemical and mineralogical changes accompanying the laterization of basalt at Kerikeri, North Auckland. J. R. Soc. N.Z. 10, 247–258.

Caspari, T., Baumler, R., Norbu, C., Tshering, K. and Baillie, I., 2006 Geochemical Invertigation of Soils Developed in Different Lithologies in Bhutan, Eastern Himalayas. Geoderma 136; 436-458

Chang, Q., Mishima, T., Yabuki, S., Takahashi, Y. and Shimizu, H., 2000. Sr and Nd isotope ratios and REE abundances or moraines in the mountain areas

surrounding the Taklimakan Desert, NW China. Geochem. J. 34 (6), 407–427.

Chao, T. T., Sanzolone, R.F., 1992, Decomposition Techniques. Journal of Geochemical Exploration. 44-65/106

Chesworth, W., Dejou, J. and Larroque, P., 1981. The weathering of basalt and relative mobilities of the major elements at Belbex, France. Geochim. Cosmochim. Acta 45, 1235– 1243.

Chiarenzelli, J., Aspler, L., Dunn, C., Cousens, B., Ozarko, D., Powis, K., 2001. Multi-element and rare earth element composition of lichens, mosses, and vascular plants from the Central Barrenlands, Nunavut, Canada. App. Geochem. 16, 245– 270.

Compton, S.J., White, A.R., Smith, M. and 2003 Rare Earth Element Behavior in Soils and Pan Sediments of a Semi-Arid Granitic Terrain in the Western Cape, South Africa. Chemical Geology 201; 239-255

Cornu, S., Lucas, Y., Lebon, E., Ambrosi, P.J., Luizao, F., Rouiller, J., Bonnay, M. and Neal, C., 1999 Evidence of Titanium Mobility in Soil Profiles, Manaus, Central Amazonia. Geoderma 91; 281-295

Cortizas, A.M., Gayoso, E.G.R.,Munoz, J.C.N., Pombal, X. P.,Buurman, P.,Terribile, F., 2003. Distribution of Some Selected Major And Trace Elements in Four Italian Soils Developed From The Deposits of the Gauro And Vico Volcanoes. Geoderma 117, 215-224.

Dahlgren, R., Shoji , S., Nanzyo , M., 1993. Mineralogical Characteristic of Volcanic Ash Soils. in: Shoji , S. , Nanzyo , M. , Dahlgren , R.(Eds.) Volcanic Ash Soils. Developments in Soil Science. Elsvier , Amsterdam , Pp. 101-143.

Dahlgren, A.R., Ugolini, C.F. and Casfy, H.W., 1999 Field weathering rates of Mt. St. Helens Tephra. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol:63 No:5; 587-598

Das, B.K. and Haake, B.-G., 2003. Geochemistry of Rewalsar Lake sediment, Lesser Himalaya, India: implications for source-area weathering, provenance and tectonic setting. Geosci. J. 7 (4), 299–312.

de Meester, T. Ed.. 1970a. Soil Map of the Great Konya Basin, Turkey. Agricultural University, Wageningen,

de Meester, T. Ed.. 1970b. Soils of the Great Konya Basin, Turkey. Agric. Res. Rep. 740, Centre for Agricultural Publishing and Documentation. Wageningen, the Netherlands, 290 pp.

de Meester, T., 1971. Highly Calcareous Lacustrine Soils in the Great Konya Basin, Turkey. Agric. Res. Rep. 752, Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, 169 pp.

DMİ., 2010. Meteorolojik Bülten. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü

de Ridder, N.A., 1965. Sediments of the Konya Basin, Central Anatolia, Turkey. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1, 225–254

Driessen, P.M. and de Meester, T., 1969. Soils of the Çumra Area, Turkey. Agric. Res. Rep., 720, Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, 105 pp.

Driessen, P.M., 1970. Soil Salinity and Alkalinity in the Great Konya Basin, Turkey. Agric. Res. Rep., 743, Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, 99 pp.

Duan, L., Hao, J., Xie, S., Zhou, Z. and Ye, X., 2002 Determining Weathering Rates of Soils in China., 2002 Geoderma 110; 205-225

Egashira, K., Aramaki, K., Yoshimasa, M., Takeda, A. and Yamasaki, S., 2004. Rare earth elements and clay minerals of soils of the floodplains of three major rivers in Bangladesh. Geoderma 120 (1–2), 7–15.

Egli, M., Nater, M., Mirebella, A., Raimondi, S., Plötze, M. and Alioth, L., 2008 Clay Minerals, Oxyhydroxide Formation, Element Leaching and Humus Development in Volcanic Soils. Geoderma 143; 101-114

Egli, M., Mirabella, A. and Fitze, P., 2001 Clay Mineral Formation in Soils of Two Different Chronosequences in the Swiss Alps. Geoderma 104;145-175

Egli, M., Mirabella, A. and Sartori, G., Fitze, P., 2003 Weathering Rates as a Function of Climate: Results from a Climosequence of the Val Genova (Trentino, Italian Alps). Geoderma 111; 99-121

Eppes, C.M., Bierma, R., Vinson, D. and Pazzaglia, F., 2008 ASoil Chronosequence Study of the Reno Valley, Italy: Insights into the Relative Role of Climate Versus Anthropogenic Forcing on Hillslope proceses During the Mid-holocene. Geoderma 147;97-107

Eren, Y. 2000. Konya Bölgesi'nin Depremsellik Özellikleri, Geo-teknik İncelemelerin Mühendislikteki Önemi, Deprem ve Zemin Açısından Konya Paneli, Bildiriler, s. 54-65, Konya.

Erol, O., 1978. The Quaternary history of the lake basins of central and southern Anatolia. In: Brice, W.C. _Ed.., The Environmental History of the Near and Middle East Since the Last Ice Age. Academic Press, London, pp. 111–139.

Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta 42, 1199–1212.

Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. Geology 23, 921– 924.

Fox, T.R., 1995. The Influence of Low-Molecular-Weight Organic Acids on Properties and Processes in Forest Soils. in: Mcfee, W.W., Kelly, J.M.(Eds.), Carbon forms and Functions in Forest Soils. Soil Science Society of American, Madison, WI, Pp. 43-62.

Freyssinet, P. and Furah, S.A., Geochemical Mass Balance and Weathering Rates of Ultramafic Schists in Amazonia. Chemical Geology 170;133-151

Gallet, S., Jahn, B., Van Vliet Lanoe, B., Dia, A. and Rossello, E., 1998. Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. Earth Planet. Sci. Lett.156 (3–4), 157–172.

Godderis, Y., Donnadieu, Y., Tombozafy, M. and Dessert, C., 2008 Shield Effect on Continental Weathering: Implication for Climatic Evolution of the Earth at the Geological Timescale. Geoderma 145; 439-448

Gouveia, M.A., Prudenocio, M.I., Figueiredo, M.O., Pereira, L.C.J., Waerenborgh, J.C., Morgado, I., Pena, T. and Lopes, A., 1993. Behavior of REE and other trace and major elements during weathering of granitic rocks, Evora, Portugal. Chem. Geol. 107, 193–296.

Green, G.E., Dietrich, E.W. and Banfield, F.J., 2006, Quantification of Chemical Weathering Rates Across an Actively Eroding Hillslope. Earth and Planctary Science Letters 242;155-169

Guicharnaud, R. and Palon, I.G., 2006 An Evaluation of Acid Deposition on Cation Leaching and Weathering Rates of an Andosol and a Cambisol. Journal of Geochemical Exploration 88; 279-283

Harnois, L., 1988. The CIW index: a new Chemical Index of Weathering. Sedimentary Geology 55, 319– 322.

He, Y., Li, D.C., Velde, B., Yang, F.Y., Huang, M.C., Gong, T.Z. and Zhang, L.G., 2008 Clay Minerals in a Soil Chronosequence Derived from basalt on Hainan Island, China and its Implication for Pedogenesis. Geoderma 148; 206-212

Hızalan, E., Ünal, H., 1966. Toprakta Önemli Kimyasal Analizler. A.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları 278.

Hocaoğlu, Ö.L., 1966. Toprakta Organik Madde, Nitrojen Ve Nitrat Tayini. Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi Zirai Araştırma Enstitüsü Teknik Bülten No 9.

Hodson, E.M., Langan, J.S., 1999 The Influence of Soil Age on Calculated Mineral Weathering Rates. Applied Geochemistry 14; 387-394

Hodson, E.M., 2002a Comments on ‘’Calculations of Weathering rate and Soil Solution chemistry for Forest soils in the Norwegian-Russian Border

Hodson, E.M., 2002b Experimental Evidence for Mobility of Zr and Other Trace Elements in Soil. Geochimica et Cosmochimica Acta vol 66 no:5; 819-828

Honda, M., Yabuki, S. and Shimizu, H., 2004. Geochemical and isotopic studies of aeolian sediments in China. Sedimentology 51 (2), 211–230.Area with the Profile Model’’ by G. Koptsik, S. Tevedal, D. Aamlid and K.Venn. Applied Geochemistry 17; 117-121

Hradil, D. and Hostomsky, J., 2002 Effect of Composition and Physical Properties of Natural Kaolinitic Clays on Their Strong Acid Weathering Rates. Catena 49;171-181

Inoue, K., Saito, M. and Naruse, T., 1998 Physicochemical, Mineralogical, and Geochemical Characterstics of Lacustrine Sediments of the Konya Basin, Turkey, and their Significance in Relation to Climatic Change. Geomorphology 23;229-243

Jenkins, D.A. and Jones, R.G.W., 1980. Trace elements in rock, soil, plant and animal: introduction. In: Davies, B.E. (Ed.), Applied Soil Trace Elements. John Wiley and Son Ltd., pp. 1–20.

Jenny, H., 1941 Factors of Soil Formation. McGraw-Hill, Newyork:281.

Ji, H., Wang, S., Ouyang, Z., Zhang, S., Sun, C., Liu, X. and Zhou, D., 2004 Geochemistry of Red Residua Underlying Dolomites in Karst terrains of

Yunnan-Guizhou Plateau II. The Mobility of Rare Earth Elements During Weathering. Chemical Geology 203; 29-50

Jin, Z.D., Wang, S., Shen, J., Zhang, E., Ji, J., Li, F., Lu, X., 2001. Chemical weathering since the Little Ice Age recorded in lake sediments: a high-resolution proxy of past climate. Earth Surf. Process. Landf. 26, 775–782.

Jin, Z.,D., Li, F., Cao, J., Wang, S. and Yu, J., 2006 Geochemistry of Daihai Lake Sediments, Inner Mongolia, North China: Implications for Provenance, Sedimentary Sorting, and Catchment Weathering. Geomorphology 80; 147-163

Jongmans, A.G., Feijtel, T.C.S., Miedema, R., Van Breemen, N. and Veldkamp, A., 1991. Soil Formation in a Quaternary Terrace sequence of the Allier Limagne France. Macro and Micro morphology, particle size Distribution, Chemistry.

Kapur, S., Çavuşgil, V.S., Şenol, M., Gürel, N. and Fiztpatrick, E. A., 1990. Geomorphology and Pedojenik Evolution of Quaternary calcretes in the Northern Adana Basin of southern Turkey , Z. Geomorphy N. F. 34 1 45-59

Kazanzu, C., Maboko, A.H.M. and Manya, S., 2008 Geochemistry of Fine-Grained Clastic Sedimentary Rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: Implications Provenance and Source Wock Weathering. Precambrian Research 164; 201-213

Koptsik, G., Teveldal, S., Aamlid, D. and Venn, K., 1999 Calculations of Weathering Rate and Soil Solution Chemistry for Forest Soils in the Norwegian-Russian Border Area With the Profile model. Applied Geochemistry 14; 173-185

Krasilnikov, P. V., Calderon Garcia, N. E., Sedov, S. N., Gomez, E. and Ramos Bello, R., 2005 The relationship Between Pedojenik and Geomorphic Processes in Mountainous Forested Area in Sierra Madre Del Sur , Mexico. Catena….

Laird, K.R., Cumming, B.F., Wunsam, S., Rusak, J.A., Oglesby, R.J., Fritz, S.C., Leavitt, P.R., 2003. Lake sediments record large-scale shifts in moisture regimes across the northern prairies of North America during the past two millennia. Proc. Natl. Acad. Sci. 100, 2483–2488.

Land, M., O¨ hlander, B., Ingri, J. and Thunberg, J., 1999. Solid speciation and fractionation of rare earth elements in a spodosol profile from northern Sweden as revealed by sequential extraction. Chem. Geol. 160, 121– 138.

Last, W.M. and Smol, J.P. (Eds.), 2001. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.

Lee, S., Kim, J., Yang, D. and Kim, J,. 2008 Rare Earth Element Geochemistry and Nd Isotope Composition of Stream Sediments, South Han River Drainage Basin, Korea. Quaternary International 176-177; 121-134

Magaldi, D. and Tallini, M., 2000. A Micromorphological Index of Soil Development for the Quaternary Geolgy Research. Catena41, 261-276

Marques, U., Schulze, D.G., Curi, N. and Mertzman, S.A., 2004. Major Element Geochemistry and Geomorphic Relationship in Brazilian Cerrado Soils.

Mavris, C., Egli, M., Plötze, M., Blum, D.J., Mirabella, A., Giaccai, D. and Haeberli, W., 2010 Initial Stages of Weathering and Soil Formation in the Morteratsch proglacial Area (Upper Engadine, Switzerland). Geoderma 155;359-371

McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. Rev. Miner. 21, 170–199.

McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993.Geochemical approach to sedimentation, provenance, and tectonics. Spec. Pap.-Geol. Soc. Am. 284, 21–40.

Mermut. A.R., Jain, J.C., Song, L., Kerrich, R., Kozak, L., Jana, S., 1996. Trace Element Concentrations of Selected Soils and Fertilized in Saskatchewan, Canada. J. Environ. Qual. 25, 845-853

Mermut, A. 1975. Ankara Vadisinde Jeomorfolojik Geçmiş İle Toprak Oluşu ilişkileri Üzerinde Bir Çalışma A. Ü. Ziraat Fakültesi Yıllığı

Montagne, D., Cornu, S., Forestier, L.L., Hardy, M., Josiere, O., Caner, L. and Cousin, I., 2008 Impact of Drainage on Soil-forming mechanisms in a Frenc Albeluvisol: Input of Mineralogical Data in Mass-Balance Modelling. Geoderma 145; 426-438

Mourier, B., Poulenard, J., Chauvel, C., Faivre, P. and Carcaillet, C., 2008 Distinguishing Subalpine Soil Types Using Extractible Al and Fe fractions and REE Gechemistry. Geoderma145;107-120

Muller, G., Irion, G., Forstner, U., 1972. Formation and Diagenesis of Inorganic Ca–Mg Carbonates in the Lacustrine Environment. Naturwissenschaften 59, 158–164.

Munksgaard, C.N., Lim, K. and Parry, L.D., 2003 Rare Earth Elements as Provenance Indicators in North Australian Estuarine and Coastal Marine Sediments. Estuarine, Coastal and Shelf Science 57; 399-409

Mush, R.D., Bettis, A.E., Been, J. and McGeehin, P.J.,2001 Impact of Climate and Parent Material on Chemical Weathering in Loess-Derived Soils of the Mississippi River Valley. Division S-5 –Pedology

Nath, B.N., Kunzendorf, H. and Plüger, W.L., 2000. Influence of provenance, weathering, and sedimentary processes on the elemental ratios of the fine-grained fraction of the bedload sediments from the Vembanad Lake and the adjoining continental shelf, southwest coast of India. J. Sediment. Res. 70 (5), 1081–1094.

Nesbitt, H.W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. Nature 279, 206– 210.

Nesbitt, H.W., Markovics, G. and Price, R.C., 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. Geochim. Cosmochim. Acta 44, 1659–1666.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature 299 (5885), 715–717.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. J. Geol. 97, 129–147.

Nesbitt, H.W., Wilson, R.E., 1992. Recent chemical weathering of basalt. Am. J. Sci. 292, 740– 777.

Nesbitt, W.H. and Markovics, G., 1997 Weathering of Granodioritic Crust, Long-Term Stroge of Elements in Weathering Profiles, and Petrogenesis of Siliciclastic Sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 61 No:8; 1653-1670

Ohlander, B., Land, M., Ingri, J. and Widerlund, A., 1996. Mobility of rare earth elements during weathering of till in northern Sweden. Appl. Geochem. 11, 93–99.

Osher, J.L. and Buol, W.S., 1998 Relationship of Soil Properties to Parent Material and Landscape Position in Eastern Madre De Dios, Peru. Geoderma 83; 143-166

Quimet, R., 2008, Using Compositional Change Within Soil Profiles for Modelling Bese Cation Transport and Chemical Weathering. Geoderma 145; 410-418

Oyama, M., Takehra, H., 1967. Revised Standard Soil Color Charts Japan.

Özgüncü, Y., 1976. Torasların Tarsus Eteklerindeki Çeşitli Jeolojik Formasyonlar İle Bunların Üzerinde Oluşan Toprakların Genetiksel İlişkileri Doktora Tezi A.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü. Toprak İlmi Kürsüsü

Özulu, M., 2007. Konya havzasındaki bazı büyük toprak grupları ince fraksiyonlarının organik madde, besin maddeleri içeriği ve katyon değişim kapasitesi. Yüksek lisans tezi Selçuk Üni. Fen Bilimleri Enstitüsü Konya

Pan, Y. and Stauffer, M.R., 2000. Cerium anomaly and Th/U fractionation in the 1.85 Ga Flin Flon Paleosol: clues from REE- and U-rich accessory minerals and implications for paleoatmospheric reconstruction. Am. Mineral. 85, 898–911.

Parker, A., 1970. An index of weathering for silicate rocks. Geological Magazine 107, 501–504.

Peters, D.B., 1965. Water Availability. in: C.A. Black (Editor), Methods of Soil Analysis Part I, American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, USA, 279-285

Phillips, J.D., 1993, Progressive and regressive pedogenesis and complex soil evolution: Quaternary Research, 40, 169-176.

Phillips, R.D. and Rojstaczer, S., 2001. Chemical weathering in a region of active orogeny: Pescadero Creek Watershed, California. Glob. Biogeochem. Cycles 15, 383– 391.

Pillans, B., 1997 Soil Development at Snail's Pace: Evidence from a 6 Ma soil Chronosequence on Basalt in North Queensland, Australia. Geoderma 80; 117-128

Price, R.C., Gray, C.M., Wilson, R.E., Frey, F.A. and Taylor, S.R., 1991. The effects of weathering on rare-earth element, Y and Ba abundances in Tertiary basalts from southeastern Australia. Chem. Geol. 93, 245– 265.

Price, J. and Velbel, A.M., 2003 Chemical Weathering Indices Applied to Weathering Profiles Developed on Heterogeneous Felsic Metamorphic Parent Rocks. Chemical Geology 202; 397-416

Prudencio, M.I., Braga, M.A.S. and Gouveia, M.A., 1993. REE Mobilization, Fractionation and Precipitation During weathering of Basalts. Chem. Geol. 107, 251– 254.

Rajamanı, V., Singh, P., 2001 REE Geochemistry of Recent Clastic Sediments from the Kaveri Floodplains, Southern India: Implication to Source Area Weathering and Sedimentary Processes. Geochimica et Cosmochimica Acta vol 65. no:18; 3093-3108

Ramesh, S. and Ramasamy, S., 1997. Rare earth element geochemistry of a sediment core fromthe Lower Bengal Fan. J. Geol. Soc. India 50 (4), 399–406.

Reiche, R. 1950 Survey of weathering Processes and Products. University of New Mexico Publication in Geology. The University of New Mexico Press.

Riebe, S.C., Kirchner, W.C., Finkel, C.R., 2003 Long-Term Rates of Chemical Weathering and Physical Erosion from Cosmogenic Nuclides and Geochemical Mass Balance. Geochimica et Cosmochimica Acta Vol: 67 No:22; 4441-4427

Riebe, S.C., Kirchner, W.J. and Finkel, C.R., 2004 Sharp Decrease in Chemical Weathering Rates along an Altitudinal Transect. Earth and Planetary Science Letters 218; 421-434

Riebe, S.C., Kirchner, W.J. and Finkel, C.R., 2004 Erosional and Climatic Effects on Long-Term Chemical Weathering Rates in Granitic Landscapes Spanning Diverse Climate Regimes Earth and Planetary Science Letters 224; 547-562

Roberts, N., Erol, O., de Meester, T., Uerpmann, H.-P., 1979. Radiocarbon chronology of late Pleistocene Konya lake, Turkey. Nature 281, 662–664.

Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman, UK. 352 pp.

Ross, R. G., Depetris, J.P., Arribere, A.M., Guevara R.S. and Cuello, J.G.; 2002 Geochemical Variability Since the Late Pleistocene in Lake Mascardi Sediments, Northern Patagonia, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 15; 657-667

Ronov, A.B., Balashov, Y.A. and Migdisov, A.A., 1967. Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle. Geochem. Int. 4, 1– 17.

Rose, N.L., Boyle, J.F., Du, Y., Yi, C., Dai, X., Appleby, P.G., Bennion, H., Cai, S. and Yu, L., 2004. Sedimentary evidence for changes in the pollution status of Taihu in the Jiangsu region of eastern China. J. Paleolimnol. 32, 41–51.

Sawka, W.N., Banfield, J.F. and Chappell, B.W., 1986. A weatheringrelated origin of widespread monazite in S-type granites. Geochim. Cosmochim. Acta 50, 171– 175.

Schoetzl, R.J., Barrett, L.R., and Winkler, 1994, Choosing models for soil chronofunctions and fi tting them to data: European Journal of Soil Science, 45, 219-232.

Schwertman, U., Taylor, R.M., 1989. Iron Oxides. in Dixon, J.B., Weed, S.B.(Eds.), Minerals in Soil Environments 2nd Ed. Soil Science Society of America. Madison, WI. Pp. 379-438.

Singh, M., Sharma, M. and Tobschall, J.H., 2005 Weathering of the Ganga Alluvial Plain, Northern India: Implications from Fluvial Geochemistry of the Gomati River. Applied Geochemistry 20;1-21

Soil Survey Laboratory Methods Manual 2004. United States Department of AgricultureNatural Resources Conservation Service, Soil Survey Investigations ReportNo. 42.

Soil Survey Manual, 1993. Soil Survey Manual. USDA Handbokk No 18

Soil Survey Staff, 1999. Soil Taxonomy. a Basic System of Soil Classification for Making and interpreting Soil Survey. USDA agriculture Handbook No 436 Washington D.C.

Sparks, D.L. , 1995. Environmental Soil Chemistry. Academic Pres, New York. 265 pp.

Sterckeman, T., Douay, F., Baize, D., Fourrier, H., Proix, N. and Schvartz, C., 2006 Trace Elements in Soil Developed in Sedimentary Materials from Northern France. Geoderma 136; 912-929

Stewart, W.B., Capo, C.R. and Chadvıck, A.O., 2001 Effects of Rainfall on Weathering Rate, base Cation Provenance, and Sr Isotope Composition of Hawaiian Soils. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol:68;1087-1099

Tanaka, K. Akagawa, F., Yamamoto, K., Tani, Y., Kawabe, I. and Kawai, T., 2007 Rare Earth Element Geochemistry of Lake Baikal Sediment: its Implication for Response to Climate Change During the Last Glacial / Interglacial Tranition: Quaternary Science Reviews 26 1326-1368

Tapur, T., 2008. Kazımkarabekir İlçesinde (Karaman) Tarım ve Hayvancılık, *Selçuk Ün. Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi Sayı: 20 s.603-620,* Konya.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford.

Thanachit, S., Suddhiprakarn, A., Kheoruenromne, I. and Gilkes, J.R., 2006 The Geochemistry of Soils on a Catena on Basalt at Khon Buri, Northeast Thailand. Geoderma 135;81-96

Tripathi, K.J. and Rajamani, V., 1999 Geochemistry of the Loessic Sediments on Delhi Ridge, Eastern Thar Desert, Rajasthan: Implications for Exogenic Processes. Chemical Geology 155; 265-278

U.S. Salinity Lab. Staff, 1954. Diagnosis And Improvement Of Saline And Alkali Soils. Agricultural Handbook No 60 USDA.

Ulu, Ü., Öcal, H., Bulduk, A.K., Karakas, M., Arbas, A., Saçlı, L., Taskıran, M.A., Ekmekçi, E., Adır, M., Sözeri, S.,ve Karabıyıkoglu, M., 1994, Güneybatı Fç Anadolu'nun stratigrafisi ve yapısal evrimi, Türkiye Jeoloji

Vergouwen, L., 1981. Salt Minerals and Waters from Soils in Konya and Kenya. Wageningen, 140 pp.

Vital, H. and Stattegger, K., 2000 Major and Trace Elements of Stream Sediments from the Lowermost. Amazon River: Chemical Geology 168 151-168

Vogt, T., 1927. Sulitjelmafeltets geologi og petrografi. Norges Geologiske Undersokelse 121, 1– 560 (in Norwegian, with English abstract).

Wada , K., 1989. Allophane and Imogolite. in : Dixon , J.B. , Weed, S.B. (Eds.), Minerals in Soil Environment. Soil Sci. Soc. of America, Madison, WI, Pp.1051-1087.

Wada, K., 1977. Allophane and Imogolite. in: Dixon, J.B., Weed, S.B.(Eds.), Minerals in Soil Environments. SSSA, Madison, WI, Pp. 603-638.

Wakatsuki, T., Matsuo, Y., Katayama, Y., Ishida, N., 1978. Behaviors of Elements During Weathering of Transported Soil Meterials. (III) Soil Geochemical Classification of Elements. Jpn. J. Soil Sci. Plant Nutr. 49, 100-106 (in Japanese).

White, A.F., 1983. Surface chemistry and dissolution kinetic of glassy rocks. Geochim. Cosmochim. Acta 47, 805– 816.

Whitfield, J.C., Watmough, A.S., Aherne, J. and Dillon, J.P., 2006 A Comparison of Weathering Rates for Acid-Sensitive Catchments in Nova Scotia, Canada and their Impact on Critical Load Calculations. Geoderma136; 899-911

Wood, D.,A., tarney, J., Varet, J., Saunders, A., D., Bougault, H., Joron, J.,L., Treuil, M.Cann, J.R., 1979. Geochemistry of Bqasalts drilled in the North Atlantic by IPOD Lg 49: Implications for Mantle Heterogeneity. Earth Planet Sci. Lett.., 42,77-97

Worrall, F. and Pearson, D.G., 2001. Water – rock interaction in an acidic mine discharge as indicated by rare earth element patterns. Geochim. Cosmochim. Acta 65, 3027–3040.

Xing, B. and Dudas, M.J., 1993. Trace and rare earth element content of white clay soils of the three river plain, Heilongjiang Province, P.R. China. Geoderma 58 (3–4), 181–199.

Yang, S., Jung, H. and Li, C., 2004 Two Unique Weathering Regimes in the Changjiang and Huanghe drainage Basins: Geochemical Evidence from River Sediments. Sedimentary Geology 164;19-34

Yeşilsoy, M.Ş. and Kapur, S., 1982. Mineralogy of Two Non-calcic Brown Soils Formed in the Sub humid Climate Region of Thrace Turkey. Çukurova Üni. Ziraat Fakültesi Yıllığı Yıl 13 Sayı 2

Zhang, G., Pan, J., Huang, C. and Gong, Z., 2007 Geochemical Features of a Soil Chronosequence Developed on Basalt in Hainan Island, China. Revista Mexicana de Ciencias Geologicas vol:24 no:2 ; 261-269

Zielhofer, C., Espoje, R.M.J., Granados, N.A.M. and Faust, D., 2009 Durations of Soil Formation and Soil Development Indices in a Holocene Mediterranean Floodplain. Quaternary International xxx;1-22

Xiong, S., Sun, D. and Ding, Z., 2002. Aeolian origin of the red earth in southeast China. J. Quat. Sci. 17 (2), 181–191.