

**İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ**

**SAFAALAN KUZEYİ (SARAY, TEKİRDAĞ) BÖLGESİNDEKİ KAOLEN  
OLUŞUMUNUN MİNERALojİK, PETROGRAfİK VE JEOKİMYASAL  
İNCELEMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Deniz Cemre ÖZDEMİR**

**Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Jeoloji Mühendisliği Programı**

**ŞUBAT 2023**



**İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ**

**SAFAALAN KUZEYİ (SARAY, TEKİRDAĞ) BÖLGESİNDEKİ KAOLEN  
OLUŞUMUNUN MİNERALOJİK, PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL  
İNCELEMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Deniz Cemre ÖZDEMİR  
(505191307)**

**Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Jeoloji Mühendisliği Programı**

**Tez Danışmanı: Prof. Dr. Fahri ESENLİ**

**ŞUBAT 2023**



İTÜ, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü'nün 505191307 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi Deniz Cemre ÖZDEMİR, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “SAFAALAN KUZEYİ (SARAY, TEKİRDAĞ) BÖLGESİNDEKİ KAOLEN OLUŞUMUNUN MİNERALojİK, PETROGRAfİK VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

**Tez Danışmanı :** **Prof. Dr. Fahri ESENlİ** .....  
İstanbul Teknik Üniversitesi

**Jüri Üyeleri :** **Prof. Dr. Selahattin KADİR** .....  
Eskişehir Osmangazi Üniversitesi

**Doç. Dr. Şenel ÖZDAMAR** .....  
İstanbul Teknik Üniversitesi

**Teslim Tarihi** : 27 Aralık 2022  
**Savunma Tarihi** : 03 Şubat 2023





*Aileme,*



## ÖNSÖZ

Yüksek lisans eğitimim süresince danışmanlığımı büyük bir özveri ve anlayışla yürüten, benden ilgisini, sevgisini ve desteğini esirgemeyen, bilgisi, tecrübesi ve yönlendirmeleri ile yolumu aydınlatan, hayatımın geri kalanında her anlamda örnek alacağım ve öğrencisi olduğum için her daim gurur duyacağım çok değerli ve saygıdeğer hocam Prof. Dr. Fahri Esenli'ye,

İTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mineral Hazırlama Laboratuvarında çalışmama olanak sağlayan Doç. Dr. Şenel Özdamar'a ve tezimin gelişimine ve zenginleşmesine önemli katkılar sağlayan, XRD analizleri ve jeolojik yorumlar sürecinde desteklerini esirgemeyen, çok kıymetli hocam Dr. Bala Ekinci Şans'a,

İstanbul Teknik Üniversitesi, Kimya-Metalurji Fakültesi, Metalürji ve Malzeme Mühendisliği Bölümü, Biyomalzeme Araştırma ve Karakterizasyon Laboratuvarı'nda SEM çalışmaları için olanak sağlayan Prof. Dr. Gültekin Göller'e ve Laboratuvar Sorumlusu Hüseyin Sezer'e,

İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, X-Işınları Laboratuvarı'nda XRD analizlerinde yardımlarını esirgemeyen Yük. Müh. Mustafa Kaya'ya,

İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İnce Kesit Laboratuvarı'nda optik mikroskop incelemelerinin yapılabilmesi ince kesitleri titizlikle hazırlayan Mehmet Ali Oral'a,

Saha çalışmalarım sırasında ve akabinde katkılarını esirgemeyen Jeoloji Müh. Serhat Sezer'e, Şafak Köroğlu'na ve Can Küskü'ye,

Mesleki bilgi ve tecrübelerini aktaran, harita çizim aşamasında her zaman yönlendirmeleri ile desteğini hissettiğim, değerli dostum ve meslektaşım Jeoloji Müh. Enver Sürmeli'ye,

Varlığı ve bana olan inancı ile kendimde her konuyu başarabilecek gücü bulmamı sağlayan, manevi desteği ile beni yalnız bırakmayan ve sevgisini her zaman hissettiğim sevgili Köksal Kılıç'a,

Hayatım boyunca örnek aldığım, her zaman yanımda olduğunu hissettiğim çok sevgili ablam Melis Can Özdemir Yanık'a, bugünlere gelmemde tüm hayatım boyunca bana en büyük desteği ve emeği veren, sevgisini, şefkatini ve güvenini her daim hissettiğim çok değerli ve sevgili annem Nilüfer Yahşi'ye teşekkürü bir borç bilirim.

Aralık 2022

Deniz Cemre ÖZDEMİR  
(Jeoloji Mühendisi)



## İÇİNDEKİLER

### Sayfa

|                                                               |              |
|---------------------------------------------------------------|--------------|
| <b>KISALTMALAR .....</b>                                      | <b>xi</b>    |
| <b>SEMBOLLER .....</b>                                        | <b>xiii</b>  |
| <b>ÇİZELGE LİSTESİ.....</b>                                   | <b>xv</b>    |
| <b>ŞEKİL LİSTESİ.....</b>                                     | <b>xvii</b>  |
| <b>ÖZET .....</b>                                             | <b>xxiii</b> |
| <b>SUMMARY .....</b>                                          | <b>xxv</b>   |
| <b>1. GİRİŞ .....</b>                                         | <b>1</b>     |
| 1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı .....                         | 1            |
| 1.2 Çalışma Alanının Coğrafi Konumu ve Özellikleri.....       | 1            |
| 1.2.1 Yer ve ulaşım .....                                     | 1            |
| 1.2.2 Morfoloji .....                                         | 3            |
| 1.2.3. İklim ve bitki örtüsü.....                             | 3            |
| 1.3 Önceki Çalışmalar .....                                   | 4            |
| 1.4 Kaolinit, Halloysit; Kaolen ve Halloysit Oluşumları ..... | 7            |
| 1.4.1 Genel tanımlar .....                                    | 7            |
| 1.4.2 Kaolinitin yapısal ve kimyasal özellikleri.....         | 8            |
| 1.4.3 Kaolen oluşumları; kaolinit oluşumu .....               | 9            |
| 1.4.4 Halloysit, halloysit oluşumu .....                      | 12           |
| 1.4.5 Türkiye’de kaolen ve halloysit oluşumları.....          | 13           |
| 1.5 Çalışma Yöntemleri.....                                   | 14           |
| 1.5.1 Arazi çalışmaları .....                                 | 14           |
| 1.5.2 Laboratuvar çalışmaları.....                            | 15           |
| 1.5.3 Büro çalışmaları .....                                  | 16           |
| <b>2. JEOLojİ .....</b>                                       | <b>19</b>    |
| 2.1 Bölgesel Jeoloji .....                                    | 19           |
| 2.2 Çalışma Alanının Jeolojisi .....                          | 22           |
| 2.2.1 Istranca Masifi - Paleozoyik: Metagranit.....           | 22           |
| 2.2.2 Istranca Masifi – Mesozoyik: Kuvarsit .....             | 26           |
| 2.2.3 Istranca Masifi – Mesozoyik: Kuvarşist.....             | 29           |
| 2.2.4 Pliyosen-Kuvaterner: Çakıltaşı-Kumtaşı .....            | 31           |
| 2.2.5 Alüvyon.....                                            | 31           |
| 2.2.6 Kaolen oluşumu .....                                    | 32           |
| <b>3. MİNERALojİ-PETROGRAFi.....</b>                          | <b>39</b>    |
| 3.1 Metagranitler .....                                       | 39           |
| 3.1.1 Petrografik polarizan mikroskop incelemeleri .....      | 39           |
| 3.1.2 X-ışınları difraksiyonu (XRD) incelemeleri .....        | 44           |
| 3.2 Kuvarsitler .....                                         | 45           |
| 3.2.1 Petrografik polarizan mikroskop incelemeleri .....      | 45           |
| 3.2.2 X-ışınları difraksiyonu (XRD) incelemeleri .....        | 49           |
| 3.3 Kuvarşistler .....                                        | 50           |

|                                                                                         |            |
|-----------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 3.3.1 Petrografik polarizan mikroskop incelemeleri .....                                | 50         |
| 3.4 Kaolen Oluşumu .....                                                                | 51         |
| 3.4.1 X-ışınları difraksiyonu (XRD) incelemeleri .....                                  | 51         |
| 3.4.2 Kaolen örneklerinde kil fraksiyonu XRD analizi ve halloysit-kaolinit ayrımı ..... | 58         |
| 3.4.2.1. Kil fraksiyonu yüksek sıcaklık (550 °C; 2 saat) XRD değerlendirilmesi .....    | 58         |
| 3.4.2.2. Halloysit değerlendirmesi .....                                                | 60         |
| 3.4.3 Taramalı elektron mikroskop (SEM) incelemeleri.....                               | 63         |
| <b>4. JEOKİMYA.....</b>                                                                 | <b>71</b>  |
| <b>5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA .....</b>                                                    | <b>83</b>  |
| <b>KAYNAKLAR.....</b>                                                                   | <b>91</b>  |
| <b>ÖZGEÇMİŞ.....</b>                                                                    | <b>101</b> |



## KISALTMALAR

|                       |                                                                 |
|-----------------------|-----------------------------------------------------------------|
| <b>ağ.</b>            | : Ağırlık                                                       |
| <b>cm</b>             | : Santimetre                                                    |
| <b>GPS</b>            | : Global Positioning System (Küresel Konumlandırma Sistemi)     |
| <b>ICP-ES</b>         | : Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry              |
| <b>ICP-MS</b>         | : Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry                  |
| <b>km</b>             | : Kilometre                                                     |
| <b>km<sup>2</sup></b> | : Kilometrekare                                                 |
| <b>kN</b>             | : Kilonewton                                                    |
| <b>LOI</b>            | : Ateş Kaybı                                                    |
| <b>LREE</b>           | : Hafif Nadir Toprak Elementler                                 |
| <b>m</b>              | : Metre                                                         |
| <b>mm</b>             | : Milimetre                                                     |
| <b>Ör.</b>            | : Örnek No                                                      |
| <b>pH</b>             | : Hidrojen İyon Konsantrasyonu                                  |
| <b>ppm</b>            | : Parts per million (Milyonda bir)                              |
| <b>SEM</b>            | : Scanning Elektron Microscope (Taramalı Elektron Mikroskopisi) |
| <b>T</b>              | : Tetrahedron                                                   |
| <b>O</b>              | : Oktahedron                                                    |
| <b>XRD</b>            | : X-Ray Diffraction (X Işını Kırınımı)                          |



## SEMBOLLER

|                    |                       |
|--------------------|-----------------------|
| $\mu\text{m}$      | : Mikrometre          |
| %                  | : Yüzde               |
| <                  | : Küçüktür            |
| $^{\circ}\text{C}$ | : Celsius (Santigrad) |
| $\Theta$           | : Teta                |
| $\text{\AA}$       | : Angström            |
| $d_{001}$          | : Bazal Yansıma       |





## ÇİZELGE LİSTESİ

### Sayfa

|                                                                                                                                                                                             |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Çizelge 2.1:</b> Kaolen ocağı GD kesiminde (koordinatlar: 0590678 / 593685) kaolen oluşuma ait dikme kesit.....                                                                          | 37 |
| <b>Çizelge 2.2:</b> Kaolen ocağı K-KB kesiminde (koordinatlar: 0590696 / 593760) kaolen oluşuma ait dikme kesit.....                                                                        | 38 |
| <b>Çizelge 2.3:</b> Kaolen ocağı KB kesiminde (koordinatlar: 0590654 / 593757) kaolen oluşuma ait dikme kesit.....                                                                          | 38 |
| <b>Çizelge 3.1:</b> Metagranit örneklerinin X-ışınları difraksiyonu (XRD) analiz sonuçları ve minerallerin tahmin edilmiş yarı kantitatif oranı (% , ağırlıkça).....                        | 44 |
| <b>Çizelge 3.2:</b> Kuvarsit örneğinin X-ışınları difraksiyonu (XRD) analiz sonucu ve minerallerin tahmin edilmiş yarı kantitatif oranı (% , ağırlıkça). ....                               | 50 |
| <b>Çizelge 3.3:</b> Çalışma alanından derlenen kaolen örneklerinin X-ışınları difraksiyonu (XRD) analiz sonuçları ve minerallerin tahmin edilmiş yarı kantitatif oranı (% , ağırlıkça)..... | 52 |
| <b>Çizelge 4.1 :</b> Safaalan'a ait seçilmiş örneklerin major oksit (%) (LOI: Ateşte kayıp), iz ve nadir toprak element değerleri (ppm). ....                                               | 73 |
| <b>Çizelge 4.1 (devam) :</b> Safaalan'a ait seçilmiş örneklerin major oksit (%) (LOI: Ateşte kayıp), iz ve nadir toprak element değerleri (ppm). ....                                       | 74 |



## ŞEKİL LİSTESİ

### Sayfa

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Şekil 1.1 :</b> Çalışma alanının yer bulduru haritası.....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 1  |
| <b>Şekil 1.2 :</b> İnceleme alanı güneyinde yer alan Safaalan Köyü - İstanbul arası karayolu haritası. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 2  |
| <b>Şekil 1.3 :</b> Çalışma alanı içerisinde güneydoğudan kuzeybatıya doğru; kaolen ocağı ve iki adet kuvarsit ocağının lokasyonu.....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | 2  |
| <b>Şekil 1.4 :</b> İnceleme alanının bitki örtüsü genel görünümü.....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | 4  |
| <b>Şekil 1.5 :</b> Tetrahedron, oktahedron birim hücreleri ve tetrahedral, oktahedral tabakaların şematik diyagramı (Hillier, 2003). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 8  |
| <b>Şekil 1.6 :</b> Kaolinit yapısının şematik çizimi (Murray, 2007). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 9  |
| <b>Şekil 1.7 :</b> Sadeleştirilmiş kayaç döngüsü aşamaları (Eberl 1984'ten değiştirilerek alınmıştır). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 10 |
| <b>Şekil 1.8 :</b> Halloysit ve kaolinit yapısının karşılaştırmalı şematik görünümü (Lázaro, 2015). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 13 |
| <b>Şekil 2.1 :</b> Kuzey Trakya'da Istranca Masifi'nin tektonik birlikleri ve kaya birimlerini gösteren harita (ana kaynak Okay ve diğ., 2001; Ekinci-Şans, 2018' den alınmıştır). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | 19 |
| <b>Şekil 2.2 :</b> 1:250.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası'nda (MTA, 2017) kuzeybatı Trakya'da (Pınarhisar-Saray-Çerkezköy hattı) granitoyid (metagranitoyid) ve şistlerin yayılımları. Saray İlçesi'nin yakın doğusunda (kısmen doğu-kuzeyi) bulunan çalışma alanının çevresindeki birimlerin bu haritadaki açıklamaları şu şekilde verilmiştir: (γ2): Üst Paleozoyik metagranitoyidler, Ş: Triyas-Alt Jura şistler. Taralı açık mor birim (gşa) ise ayrılmamış gnays-migmatit-metagranit, şist, amfibolit olarak verilmektedir. Diğer çevre birimler Eosen ve Miyosen-Pliyosen karbonat ve kırıntılılardır..... | 20 |
| <b>Şekil 2.3 :</b> Çalışma alanının jeoloji haritası (kısmen değiştirilen ana kaynak: MTA, 2002: Umut, 1981 ve Yurtsever, 1987, 1:25000 ölçekli jeoloji haritası, Kırklareli F20-a1 paftası; MTA Genel Müdürlüğü) ve litostratigrafik kesiti. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 23 |
| <b>Şekil 2.4 :</b> Çalışma alanının güneyinde mostra veren metagranitlerin görünümü. Metagranitlerin dış yüzeyleri gri-kahve arası renklerdedir. Genelde masif, bazen sık çatlaklıdırlar. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 24 |
| <b>Şekil 2.5 :</b> Çalışma alanının güneyinde mostra veren metagranit. Genel rengi beyaz-gri. Mikalı zonlarda oksitlenme ile renklenme gözlenmektedir (Kırklareli F20a1: 88595 / 90975). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 24 |
| <b>Şekil 2.6 :</b> Çalışma alanının güneyinde mostra veren metagranitlerin açık kahverengi ayrılmış yüzey ile geçişli görünümü (Kırklareli F20a1: 88165 / 90566). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | 25 |
| <b>Şekil 2.7 :</b> Metagranitlerin sık çatlaklı mostra görünümü. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | 25 |
| <b>Şekil 2.8 :</b> Metagranitin makro görünümü. Açık renkli minerallerin baskın olması sebebiyle lökokratik olarak sınıflandırılmıştır. Tane boyutu ince-ortadır. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | 26 |

|                     |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |    |
|---------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Şekil 2.9 :</b>  | İnceleme alanı içerisinde kuvarsitlerin üretim amaçlı açılmış olan ocaklardaki görünümü (Sırasıyla Kırklareli F20a1: 90453 / 94001, Kırklareli F20a1: 90395 / 94077).....                                                                                                                                                                                                                                               | 27 |
| <b>Şekil 2.10 :</b> | Beyazımsı renkli, tane ve doku açısından homojen özellikte olan kuvarsitler ve birim içinde muhtemel eski tabakalanmanın izleri ayrıca kırık-çatlak yapılarının durumu.....                                                                                                                                                                                                                                             | 28 |
| <b>Şekil 2.11 :</b> | Kuvarsitlerin yer yer demir oksit geçişli görüntüleri. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 28 |
| <b>Şekil 2.12 :</b> | Kuvarşistlerin bej (a) ve kırmızımsı turuncu litolojik renkte (b) gözlenen mostra görünümleri (Çalışma alanının kuzeybatısı; Kırklareli F20a1: 89538 / 94608). ....                                                                                                                                                                                                                                                     | 30 |
| <b>Şekil 2.13 :</b> | Pliyosen-Kuvaterner yaşlı çakıl ve kum mostralarının görünümleri. Genelde altere toprağımsı alüvyon altında beyazımsı, sarımsı ve grimsi renklerde; ince kum seviyeleri az tutturulmuş özelliktedir. ....                                                                                                                                                                                                               | 31 |
| <b>Şekil 2.14 :</b> | Metagranitlerin kaolenleşme zonu üzerinde alüvyon ve toprak örtüsü..                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 32 |
| <b>Şekil 2.15 :</b> | Çalışma alanı içerisinde kaolen oluşumunun genel görünümü. Yaklaşık 180 x 100m genişlikte kaolen ocağı. Güney-güneydoğudan kuzey-kuzeybatıya bakış. ....                                                                                                                                                                                                                                                                | 32 |
| <b>Şekil 2.16 :</b> | Kaolen oluşumunda bej-beyaz renkli taze ve gri renkli kirli mostra yüzeylerinin görünümü, aşınmalardan oluşan yüzey şekilleri, demir oksit getirimli renk değişimli geçişleri.....                                                                                                                                                                                                                                      | 33 |
| <b>Şekil 2.17 :</b> | Kaolen birimine ait bazı mostra görünümleri. Beyaz, yer yer sarı ve oksitlenme gözlenen kaolenler (a); kolay dağılan yapıda kahverengi-boz renkli gözlenen kaolenler (b); yaklaşık 1 metre yüksekliğinde açık kahverengi-beyaz kaolen seviyeleri (c).....                                                                                                                                                               | 34 |
| <b>Şekil 2.18 :</b> | Çalışma alanında gözlenen kaolen zonunun yerel olarak alüvyon / toprak düzeyi altındaki durumu.....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 35 |
| <b>Şekil 2.19 :</b> | Çalışma sahasında kaolen ocağı içerisinde gözlenen yaklaşık 7 metre yüksekliğinde beyaz-gri-yer yer sarı-kahve-pembemsi renkli kaolen seviyelerinin görünümü.....                                                                                                                                                                                                                                                       | 35 |
| <b>Şekil 2.20 :</b> | Kaolen oluşumunun demir oksit/hidroksit getirimli geçişleri. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 36 |
| <b>Şekil 2.21 :</b> | Çalışma alanında kaolen en üst ayrışma zonu. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 36 |
| <b>Şekil 2.22 :</b> | Kaolen ocağı kuzeydoğusunda, alttan üste doğru beyazımsı ve sarımsı açık kiremit renklerinde farklılıklarda olabilen kaolen oluşumu. En üst seviye (toprak örtü ve koyu kiremit renkli alterasyon zonu altındaki beyazımsı seviye) mostrada devamlı olarak izlenemeyen kuvarsittir. ....                                                                                                                                | 37 |
| <b>Şekil 3.1 :</b>  | Granitlerin (örnek: 18) petrografik-polarizan çapraz nikol görünümleri. İri taneli muskovitler (mu), ikincil klorit minerali, farklı boyutlarda kuvars (ku) oluşumları (a). İnce pulcuklar halinde serisitleşmiş plajioklaz (plj) mineralleri (b).....                                                                                                                                                                  | 40 |
| <b>Şekil 3.2 :</b>  | Granitlerin (örnek: 19) petrografik-polarizan çapraz nikol görünümleri. Farklı tane boyutlu kuvars (ku) oluşumları, iri taneli ortoklaz türü alkali feldspatta muhtemel kaolen oluşumu (a). İnce pulcuklar halinde serisitleşmiş plajioklaz (plj) mineralleri, muskovit (mu) diziliminde yoğunlaşma (b). ....                                                                                                           | 40 |
| <b>Şekil 3.3 :</b>  | Granitlerin (örnek: 20) petrografik-polarizan çapraz nikol görünümleri. Kafes ikizlenmesi gösteren mikroklinler (mik), pertitik ortoklazlar, albit-polisintetik ikizlenmeli plajoklazlar (albit), kuvarslar (ku) ve muskovitler (mu) (a). İri taneli ortoklaz türü feldspatta muhtemel killeşme (kaolinit dönüşümü), plajioklazlarda serisit oluşumları, feldspatlara göre çok daha temiz görünümlü kuvarslar (b). .... | 41 |

- Şekil 3.4 :** Granitlerin (sondaj karot örnekleri; K1 ve K2) petrografik-polarizan çapraz nikol görünüşleri. Ortoklazlarda, mikroklinlerde ve plajioklazlarda dönüşümler; pertit ve dilinim düzlemlerinde ve bazen gelişigüzel dönüşümler, muhtemelen killeşme (kaolinit) (a ve b). ..... 42
- Şekil 3.5 :** Granitlerin petrografik-polarizan çapraz nikol görünüşleri. 20 no'lu örnekte ortoklaz, mikroklin (mik), kuvars (ku), muskovit (mu), epidotlaşma ve killeşme (a). İri ortoklaz taneleri (b ve c). Pertitik feldspatlar ve temiz görünümlü kuvarslar (d). K1 no'lu örnekte kuvarşça zengin kesim, iri plajioklaz (albit) tanesi (e). K2 no'lu örnekte pertitik zonlarda gelişen killeşme (kaolinit) (f). ..... 43
- Şekil 3.6 :** 20 ve K-2 numaralı metagranit örneklerine ait XRD paternleri (Mi: Mika, Fld: Feldspat, Ku: Kuvars). ..... 44
- Şekil 3.7 :** Kuvarsitlerde petrografik-polarizan mikroskop görünüşleri. Kuvars tanelerinin mozaik benzeri dokusu; öz şekilsiz veya yarı öz şekilli kuvarslar ile gelişigüzel veya çizgisel dizilimler şeklinde bulunabilen ince uzun muskovit taneleri (Örnek No: 9; çapraz nikol). ..... 46
- Şekil 3.8 :** Kuvarsitlerde çapraz nikolde petrografik-polarizan mikroskop görünüşleri. Muskovitin yüksek oranda olduğu örnekte homojen tane boyutlu kuvarslar (a) ile farklı tane boyutlu kuvarsların olduğu alanlar (b) ve kuvarslarda kısmen boylanma ve muskovitlerde yönü görünüşler (Örnek No: 14; çapraz nikol). ..... 47
- Şekil 3.9 :** Kuvarsitlerde paralel ve çapraz nikolde petrografik-polarizan mikroskop görünüşleri. Düşük oranda muskovit içeren örneğin kuvarslarında farklı boyutlu taneler (a ve b: örnek: 9; paralel ve çapraz nikol). İnce-uzun muskovitlerde mineral tanelerinin çizgisel dizilimleri, kuvars minerallerinde mozaik doku ve farklı boyutlu taneler (c ve d: örnek: 15; paralel ve çapraz nikol). ..... 48
- Şekil 3.10 :** Kuvarsitlerde petrografik-polarizan mikroskop görünüşleri. Kuvars tane boylarında farklılaşma gözlenmektedir. Muskovitler temiz görünümlüdür. (a ve b: Örnek No: 16; paralel ve çapraz nikol). ..... 49
- Şekil 3.11 :** Kuvarsitlerde petrografik-polarizan mikroskop görünüşleri. İri opak mineralleri bulunmaktadır. Opak minerallerin oranı diğer örneklerle kıyasla daha fazla görülmektedir. Muskovitler kısmen kirli görünümlüdür. (a ve b: Örnek No: 17; paralel ve çapraz nikol). ..... 49
- Şekil 3.12 :** 13 numaralı örneğe ait XRD paterni (Sm: Smektit, Mi: Mika, Ku: Kuvars). ..... 50
- Şekil 3.13 :** Kuvarşistlerin paralel ve çapraz nikolde mikroskop görüntüleri. Eş boyutlu kuvars mineralleri, lineasyon gösteren muskovitler ve kayaç boşluklarında muhtemel demir oksit getirimleri (Örnek No: 21, paralel ve çapraz nikol). ..... 51
- Şekil 3.14 :** Çalışma alanında kaolen ocağının güneydoğusunda alttan üst seviyelere doğru sırasıyla alınan 1 ve 2 numaralı örneklerle ait XRD paternleri (Sm: Smektit, Hal: Halloysit, Mi: Mika, Kao: Kaolinit, Fld: Feldspat, Ku: Kuvars). ..... 54
- Şekil 3.15 :** Çalışma alanında kaolen ocağının güneydoğusunda alttan üst seviyelere doğru sırasıyla alınan 3 ve 4 numaralı örneklerle ait XRD paternleri (Sm: Smektit, KK: Karışık Katman, Hal: Halloysit, Mi: Mika, Kao: Kaolinit, Fld: Feldspat, Ku: Kuvars). ..... 55
- Şekil 3.16 :** Çalışma alanında kaolen ocağının kuzeydoğusunda alttan üst seviyelere doğru sırasıyla alınan 5 ve 6 numaralı örneklerle ait XRD paternleri (KK:

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Karışık Katman, Hal: Halloysit, Mi: Mika, Kao: Kaolinit, Fld: Feldspat, Ku: Kuvars).....                                                                                                                                                                                                                                                              | 56 |
| <b>Şekil 3.17</b> : Çalışma alanında kaolen ocağının kuzeydoğusunda alttan üst seviyelere doğru sırasıyla alınan 7 ve 8 numaralı örneklerle ait XRD paternleri (Hal: Halloysit, Mi: Mika, Kao: Kaolinit, Ku: Kuvars). ....                                                                                                                            | 57 |
| <b>Şekil 3.18</b> : Altan üste doğru sırasıyla 11 ve 12 numaralı örneklerle ait XRD paternleri (Hal: Halloysit, Mi: Mika, Kao: Kaolinit, Fld: Feldspat, Ku: Kuvars). ..                                                                                                                                                                               | 58 |
| <b>Şekil 3.19</b> : Örnek-5'in tüm kaya XRD paterni (a); kil fraksiyonunda 550 °C – 2 saat süreli fırınlanmış XRD paterni (b). ....                                                                                                                                                                                                                   | 59 |
| <b>Şekil 3.20</b> : Örnek-11'in tüm kaya XRD paterni (a); kil fraksiyonunda 550 °C – 2 saat süreli fırınlanmış XRD paterni (b). ....                                                                                                                                                                                                                  | 60 |
| <b>Şekil 3.21</b> : Örnek-5'in tüm kaya (a) ve 100 °C sonrası (b) XRD paternleri.....                                                                                                                                                                                                                                                                 | 61 |
| <b>Şekil 3.22</b> : Örnek-5'in tüm kaya (a) ve kil fraksiyonu 100 °C sonrası (b) XRD paternleri.....                                                                                                                                                                                                                                                  | 62 |
| <b>Şekil 3.23</b> : Örnek-11'in tüm kaya (a) ve kil fraksiyonu 100 °C sonrası (b) XRD paternleri.....                                                                                                                                                                                                                                                 | 63 |
| <b>Şekil 3.24</b> : Örnek-7'den alınan (a); Örnek-11'den alınan (b) SEM görüntüleri. Kaolinit kümelerinin muhtemelen bir feldspat tanesinden itibaren oluştuğu ve halloysitlerin de kaolinitten dönüştüğü görülmektedir. ....                                                                                                                         | 64 |
| <b>Şekil 3.25</b> : 7 ve 11 kodlu örneklerle ait kaolinitçe zengin alanlarda alınmış SEM görüntüleri. 10-30 µm uzunlukta eğrisel kümeler halinde (akordeon görünümlü) kaolinitler (a,b,c,d,e); farklı düzlemlerde kümelenmiş yarı öz şekilli levhalardan oluşan kitap görünümlü kaolinitler (f,g); yarı öz şekilli kaolinit görünümü (h).....         | 65 |
| <b>Şekil 3.25 (devam)</b> : 7 ve 11 kodlu örneklerle ait kaolinitçe zengin alanlarda alınmış SEM görüntüleri. 10-30 µm uzunlukta eğrisel kümeler halinde (akordeon görünümlü) kaolinitler (a,b,c,d,e); farklı düzlemlerde kümelenmiş yarı öz şekilli levhalardan oluşan kitap görünümlü kaolinitler (f,g); yarı öz şekilli kaolinit görünümü (h)..... | 66 |
| <b>Şekil 3.26</b> : Kaolinit-halloysit ilişkisinin net görüntülediği SEM fotoğrafları. Halloysitlerin kaolinit levha kenarlarından ve yüzeyinden oluşumu (a,b); halloysitlerin kaolinit levha kenarlarındaki oluşumunun yakın mercekli görünümü (c,d,e). ....                                                                                         | 67 |
| <b>Şekil 3.27</b> : Halloysit tüplerinin/çubuklarının yoğun görüntülediği SEM görüntüleri. Halloysit çubuklarının kaolinit levhalarını örtmesi (a,b,c); Halloysitlerin yakından SEM görünümü (d). ....                                                                                                                                                | 67 |
| <b>Şekil 3.27 (devam)</b> : Halloysit tüplerinin/çubuklarının yoğun görüntülediği SEM görüntüleri. Halloysit çubuklarının kaolinit levhalarını örtmesi (a,b,c); Halloysitlerin yakından SEM görünümü (d). ....                                                                                                                                        | 68 |
| <b>Şekil 3.28</b> : Kaolinit ve halloysit dağılımlarının SEM görüntüleri. Tüme yakını kaolinit levhalarından oluşan SEM görünümü (a); Halloysit çubukları ve altında kaolinit kümeleri (b); Kaolinit ve halloysitlerin iç içe görüntüleri (c,d). ....                                                                                                 | 68 |
| <b>Şekil 3.28 (devam)</b> : Kaolinit ve halloysit dağılımlarının SEM görüntüleri. Tüme yakını kaolinit levhalarından oluşan SEM görünümü (a); Halloysit çubukları ve altında kaolinit kümeleri (b); Kaolinit ve halloysitlerin iç içe görüntüleri (c,d).....                                                                                          | 69 |
| <b>Şekil 3.29</b> : Örneklerde gözlenen kuvars oluşumları ve ipliksi-iğnemsî şekilde büyümüş muhtemel illit taneciklerinin SEM görünümü. 50-90 µm arasında değişen kuvars tanelerinin genel görünümü (a); 1-5 µm arasında muhtemel                                                                                                                    |    |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| illit oluşumları ve kuvars tanelerinin yakın görünümü (b); Köşeli ve çukurlara sahip kuvars ile birlikte muhtemel illit oluşumu (c). ....                                                                                                                                                                          | 69 |
| <b>Şekil 4.1 :</b> Örneklerin SiO <sub>2</sub> 'ye karşı Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> major oksit (%) değişim grafiği.....                                                                                                                                                                                       | 72 |
| <b>Şekil 4.2 :</b> Örneklerin SiO <sub>2</sub> (%) 'ye karşı -Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O (%) (TAS) diyagramı içerisindeki dağılımı (Middlemost, 1994) (Alkali-Subalkali eğrisi Miyashiro, 1978'den alınmıştır). ....                                                                                       | 75 |
| <b>Şekil 4.3 :</b> K <sub>2</sub> O (%ağ.)-SiO <sub>2</sub> (%ağ.) diyagramında örneklerin dağılımı (Peccerillo ve Taylor, 1976).....                                                                                                                                                                              | 75 |
| <b>Şekil 4.4 :</b> Örneklere ait CIA değerlerinin üçgen diyagramda gösterimi (Işık, 2019'dan uyarlanmıştır). ....                                                                                                                                                                                                  | 77 |
| <b>Şekil 4.5 :</b> Örneklerin TiO <sub>2</sub> (%) - Zr (ppm) diyagramındaki gösterimi (Dill ve diğ, 1997'den alınmıştır). ....                                                                                                                                                                                    | 78 |
| <b>Örnek 4.6 :</b> Örneklerin Cr+Nb (ppm) - Ti+Fe (ppm) diyagramındaki gösterimi (Dill ve diğ, 1997'den alınmıştır). ....                                                                                                                                                                                          | 79 |
| <b>Örnek 4.7 :</b> (a) Örneklerin Ce+Y+La (ppm) - Pb (ppm) - Ba+Sr (ppm) üçgen diyagramında gösterimi (Dill ve diğ, 1997'den uyarlanmıştır). (b) Örneklerin Ce+Y+La (ppm) - Ba+Sr (ppm) diyagramında gösterimi (Dill ve diğ, 1997'den uyarlanmıştır, kesikli çizgi ayrımı Dominguez vd. 2008'den alınmıştır). .... | 80 |
| <b>Şekil 4.8 :</b> Örneklerin kondrite göre normalize edilmiş Boynton (1984) tarafından önerilen nadir toprak element (REE) dağılımları. ....                                                                                                                                                                      | 81 |



# SAFAALAN KUZEYİ (SARAY, TEKİRDAĞ) BÖLGESİNDEKİ KAOLEN OLUŞUMUNUN MİNERALOJİK, PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

## ÖZET

Tekirdağ ili Saray ilçesi sınırları içerisinde yer alan Safaalan yerleşim merkezinin kuzeyindeki kaolen oluşumları bu tez çalışmasının ana konusunu oluşturmaktadır. Çalışma kapsamında kaolen oluşumunun jeolojik, jeokimyasal ve mineralojik özellikleri açıklanmaya çalışılmıştır. Çalışma alanında dört jeolojik birim gözlenmiştir. Altan üste doğru granit, kaolen, kuvarsit ve kuvarşist şeklinde sınıflanabilir. Literatür araştırmaları da göz önüne alındığında bölge granitleri Kızılağaç Metagraniti, kuvarşitler, Şermat Kuvarşiti, kuvarşistler ise Çiftlik Kuvarşisti içerisinde yer almaktadır. Kaolenler, metagranit-kuvarşit dokanağında bir alanda gözlenmiş olup haritalanabilir ölçekte bulunmamaktadır. Jeolojik haritada işaretlenmiş ve kaolen oluşumu olarak tanımlanmıştır. Petrografik olarak bakıldığında granitler, kuvars, plajiolaz (albit), ortoz ve mikroklin türü feldspat mineralleri ve mika (muskovit) minerali ve de düşük oranlarda opak ve ikincil bazı mineralleri içermektedir. Kaolenlerde feldspat oranı granitlere göre oldukça düşmektedir. Kaolen oluşumları granitlerin ayrışma (weathering) ürünleridir. SEM analizlerinde kaolinitler, yarı özşekilli ve özşekilsiz levhaların kümelenmesi ile kitap-akordeon şeklinde gözlenmektedir. tipik hekzagonal görünümü yoktur. Kaolinit levhalarının kenarlarından ise tüp- çubuk şekilli halloysitler meydana gelmiştir. Kaolinitlerin oluşum zamanının halloysitlerin oluşumundan önce olduğu anlaşılmıştır. XRD çalışmaları ve kil fraksiyonu ile kaolenlerin mineral bileşimleri kaolinit, sulu halloysit, mika, kuvars ve bazı örneklerde feldspat, smektit, karışık katmanlı kil mineralleri olarak tespit edilmiştir. Kil fraksiyonu ile 550 °C'de 2 saat fırınlanan kaolinitçe zengin iki örnekte kaolinit piklerinin kaybolduğu görülmüştür. Buradan da 7 Å pikinin klorite değil kaolinit mineraline ait olduğu doğrulanmıştır. Diğer bir husus ise sulu ve susuz halloysit ayrımını görebilmek, halloysit piklerinin mika (10 Å) veya kaolinit-klorit (7 Å) pikleri ile örtüşüp örtüşmediği ayrımını yapabilmek için etüvde 100 °C'de 2 saat bekletilen iki örneğe XRD çalışması yapılması olmuştur. Burada 10 Å şiddetinde azalma, 7 Å şiddetinde ise artış gözlenmiştir ve halloysitlerin sulu halloysit olduğu anlaşılmıştır. Aynı zamanda 10 Å paterninin düşük şiddette hala mevcut olması mika varlığına işaret etmiştir. Jeokimyasal incelemelerde granitlerin yüksek K'lu kalkalkalen granit olduğu görülmüştür. Hafif nadir toprak elementlerinin (LREE) ağır toprak elementlerine göre (HREE) daha zenginleşmiş olduğu, ağır toprak elementlerinin ise kondrit seviyesine daha yakın olduğu görülmektedir. Örnekler genelinde pozitif Ce ve negatif Eu anomalileri dikkat çekmektedir. Alterasyon derecelerini anlayabilmek adına kimyasal alterasyon indeksi (CIA) ve plajiolaz alterasyon indeksi (PIA) hesaplanmıştır. Granitlerde CIA değerleri 57.87-58.67 arasında iken kaolen örneklerinde 89.45-98.12 aralığında, PIA değerleri ise granitlerde 65.38-66.45 arasında iken ve kaolen örneklerinde PIA 100'e yakın (99.82-99.97) sonuç vermektedir. CIA ve PIA değerlerindeki bu dağılım çalışma alanındaki

granitlerin yüksek derecede alterasyona maruz kalmaları sonucu kaolenleştiklerini göstermektedir. Süperjen-hipojen oluşum kökeni değerlendirmelerinde kaolenlerin her iki alanda da bulunuyor olması iki farklı alterasyon aşaması söz konusu olduğunu göstermektedir. Bunlar (1) ayrışma-aşınma (weathering) (2) hidrotermal alterasyon olmak üzere iki aşamada özetlenebilir. İlk olarak granitlerde yer alan feldspatların ayrışması ile oluşmuş kaolinitler ve gömülme ile birlikte sıcaklığın da düşmesi sonucu kaolinitlerden dönüşen halloysitler kaolen birimlerini temsil oluşturmaktadır.

**Anahtar kelimeler:** Kaolen, kaolinit, halloysit, mineraloji, Safaalan (Tekirdağ), Türkiye.



# **MINERALOGICAL, PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL EXAMINATION OF KAOLIN OCCURRENCE IN NORTHERN SAFAALAN (SARAY, TEKİRDAĞ)**

## **SUMMARY**

Kaolin occurrence in the north of Safaalan settlement located within the borders of Saray district of Tekirdağ province constitute the main subject of this thesis. Within the scope of the study aim to explained about the geological, geochemical and mineralogical features of kaolin. Four geological units were observed in the study area. It can be classified as granite, kaolin, quartzite and quartz schist from bottom to top. Considering the literature researches, the granites of the region are included in the Kızılağaç Metagranite, the quartzites are included in the Şermat Quartzite, and the quartz schists are included in the Çiftlik Quartz Schist. Kaolins were observed in an area at the metagranite-quartzite contact and are not found on a mappable scale. It is marked on the geological map and defined as a kaolin occurrence. Petrographically, granites contain quartz, plagioclase (albite), orthoclase and microcline type feldspar minerals and mica (muscovite) minerals, as well as some opaque and secondary minerals in low proportions. The feldspar ratio in kaolins is quite low compared to granites. Kaolins were formed by weathering of granites. In SEM analysis, kaolinites are observed as book-accordion-shaped clusters consisting of subhedral and euhedral plates and the layers do not have a typical hexagonal appearance. It is understood that the occurrence of kaolinite is earlier than halloysite. Mineral compositions of kaolins were determined as kaolinite, hydrated halloysite, mica, quartz and in some samples feldspar, smectite, mixed-layered clay minerals due to XRD studies and clay fraction. It was observed that the kaolinite peaks disappeared in two kaolinite-rich samples that were fired at 550 °C for 2 hours with the clay fraction. Thus, it was confirmed that the 7 Å peak does not belong to chlorite, but to kaolinite. Another issue is XRD study on two samples that were kept in an oven at 100 °C for 2 hours in order to distinguish between hydrated and anhydrated halloysite whether the halloysite peaks overlap with mica (10 Å) or kaolinite-chlorite (7 Å). After XRD examination, a decrease in the intensity of 10 Å and an increase in the intensity of 7 Å were observed and it is understood that the halloysites were hydrated form. At the same time, the 10 Å pattern was still present at low intensity, indicating the presence of mica. The results of geochemical analyses revealed that the granites are high-K calc-alkaline granites. According to the chondrite, light rare earth elements (LREE) are more enriched than heavy earth elements (HREE), while heavy earth elements are closer to the chondrite level. Additionally, remarkable positive Ce and negative Eu anomalies are observed in samples. Chemical alteration index (CIA) and plagioclase alteration index (PIA) of the samples were calculated in order to present the degree of alteration. While CIA values are between 57.87-58.67 in granites, 89.45-98.12 in kaolin samples, PIA values are between 65.38-66.45 in granites and PIA is close to 100 (99.82-99.97) in kaolin samples. The distribution in CIA and PIA values shows that granites in the study area are kaolinized as a result of exposure to high degree of alteration. The presence of

kaolins in both areas in the supergene-hypogene origin assessments indicates that there are two different alteration stages. These can be summarized in two stages as (1) weathering and (2) hydrothermal alteration. Firstly, kaolinites formed by the decomposition of feldspars in granites and halloysites transformed from kaolinites as a result of the decrease in temperature with burial constitute kaolin units.

**Keywords:** Kaolin, kaolinite, halloysite, mineralogy, Safaalan (Tekirdağ), Turkey.



## 1. GİRİŞ

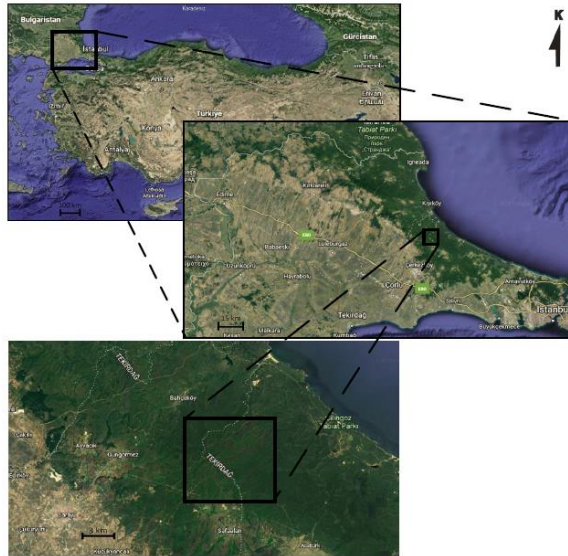
### 1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Bu çalışma İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Tez çalışması olarak tamamlanmıştır. Çalışmanın amacı, Tekirdağ ili Saray ilçesi sınırları içerisinde yer alan Safaalan yerleşim merkezi kuzeyindeki kaolen oluşumunun jeolojik, jeokimyasal ve mineralojik özelliklerinin incelenmesidir. Bölgedeki kaolen oluşumu granitik kayaç birimi ile ilişkilidir ve literatürde bu oluşum ile ilgili veri bulunmamaktadır. Bu çalışma ile granitlere bağlı kaolen oluşumlarının bir örneğinin incelenmesi ve Safaalan Bölgesindeki bu kaolen oluşumunun yerbilimleri literatürüne kazandırılması amaçlanmıştır.

### 1.2 Çalışma Alanının Coğrafi Konumu ve Özellikleri

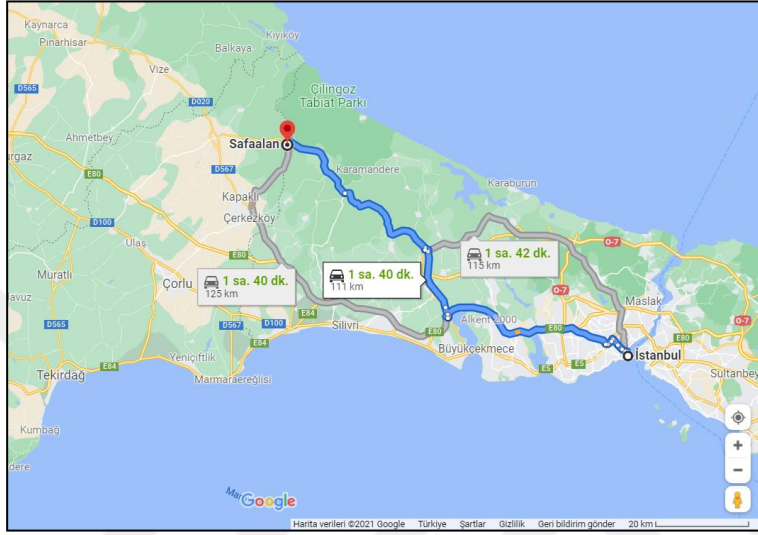
#### 1.2.1 Yer ve ulaşım

Çalışma alanı, Trakya Yarımadası'nın kuzeyinde; Tekirdağ ili, Saray ilçesi, Safaalan Köyü'nün yaklaşık 15 km kuzeyindedir ve Tekirdağ-İstanbul il sınırının iki tarafında da yer almaktadır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 : Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Çalışma alanının batısında Güngörmez, güneyinde Safaalan, güneybatısında Saray, kuzeybatısında Bahçeköy yer almaktadır. Safaalan Köyüne Avrupa Otoyolu/O-3 ve Eski İstanbul Kırklareli Yolu/D020 (~111km), Avrupa Otoyolu/O-3 (~125 km) veya D020 ve Eski İstanbul Kırklareli Yolu/D020 (~115 km) üzerinden ulaşım sağlanabilir (Şekil 1.2). Çalışma alanına ise Safaalan Köyü üzerinden stabilize edilmiş yollar ile ulaşım sağlanabilmektedir.



**Şekil 1.2 :** İnceleme alanı güneyinde yer alan Safaalan Köyü - İstanbul arası karayolu haritası.

Çalışma bölgesi Türkiye 1/25.000 ölçekli E20d4 ve F20a1 topografya paftalarında yer almaktadır. Çalışma alanı içerisinde yaklaşık 180 m uzunlukta KB-GD istikametli ve genişliği yaklaşık 100 m olan kaolen üretim amaçlı bir açık işletme ocağı bulunmaktadır. Kaolen ocağının kuzeybatısında iki adet kuvarsit üretim amaçlı açık ocak daha bulunur (Şekil 1.3). Bu üç ocak birbirleriyle yaklaşık 100'er m aralıklıdır.



**Şekil 1.3 :** Çalışma alanı içerisinde güneydoğudan kuzeybatıya doğru; kaolen ocağı ve iki adet kuvarsit ocağının lokasyonu.

### **1.2.2 Morfoloji**

Bölge topoğrafyası hafif engebeli düzlüklerden oluşur, Istranca Dağları'nın uzantıları ile arazi engebelenir. Bölgenin denizden yüksekliği ortalama 400 m'dir.

Çalışma alanının orta kesiminde; kaolen ve kuvarsit ocaklarının güneybatısındaki Kara Tepe (473 m) ve kuzeydoğusundaki Küçük Kara Tepe (481 m), çalışma alanının batısında Hisar Tepe (417 m) ve doğuda isimsiz bazı tepeler (362 m, 391 m) önemli yükseltileri oluşturmaktadır.

Çalışma alanındaki sulu ve kuru dereler çoğunlukla GB-KD gidişlidirler. Çalışma alanının güneybatısı ve batısında; Sarp Dere, Değirmen Dere yaklaşık 300-350 m kotundadırlar. Kaolen ocağının yakın kuzeyinde Manastır Dere yaklaşık 300-350 m kotları arasındadır. Doğuda Çavdar Dere ise 250-300 m kotları arasındadır.

### **1.2.3. İklim ve bitki örtüsü**

Çalışma bölgesinde Marmara ve Karadeniz iklim tipleri hakimdir; kışlar soğuk ve yağışlı, yaz ayları ise sıcak ve ılımandır. İnceleme alanının iklim özellikleri değerlendirilirken alınan sayısal veriler Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nün İllere Ait Mevsim Normalleri, Tekirdağ ili ölçümleri baz alınarak yapılmıştır. 1939 ve 2020 yılları arasında bölgedeki en yüksek sıcaklık değeri 40.2 °C, en düşük sıcaklık değeri ise -13.5 °C olarak ölçülmüştür. Bölge genelinde yıllık ortalama sıcaklık değeri 14.1 °C 'dir. Yıllık ortalama yağış miktarı ise 583.1 mm olup yağışın en fazla olduğu dönem Kasım, Aralık ve Ocak aylarıdır (mgm.gov.tr).

Çalışma alanı çevresini sık ağaçlarla örtülü orman arazileri kaplamaktadır (Şekil 1.3). Ormanlık alanlardaki örtü çoğunlukla meşe ağacı ve yaygın olarak çam topluluklarından oluşmaktadır (Şekil 1.4).



**Şekil 1.4 :** İnceleme alanının bitki örtüsü genel görünümü

### 1.3 Önceki Çalışmalar

Trakya'nın kuzey kısmında, Tekirdağ ve İstanbul illeri sınırında yer alan inceleme alanı ve çevresi jeolojik olarak Trakya Tersiyer Havzası'nın kuzeyinde, Paleozoik Istranca Metamorfik Masifi içinde bulunmaktadır.

Çalışma bölgesi ve çevresi hem genel jeolojik amaçlı hem de endüstriyel hammaddelere yönelik çeşitli jeolojik çalışmalara konu olmuştur. Bu bölümde, literatür çalışmaları kronolojik olarak verilmiş olup sadece çalışma alanı ile sınırlı kalınmamış yakın bölgedeki çalışmalardan da bahsedilmiştir.

**Pamir ve Baykal (1947)** çalışmalarında Istranca Masifi'ni stratigrafik açıdan “Metamorfik Formasyonlar” ve “Fosilli Formasyonlar” olmak üzere iki formasyon grubuna ayırmışlardır. Metamorfik formasyonları da kendi içerisinde “Kırklareli Gnaysları”, “Fatmakaya Gnaysları”, “Fillatlar, Kuvarsitler, Mikaşistler” ve

“Mermerler” olarak 4 seviyede toplamışlardır. Bu çalışma ile hem hala kullanılmakta olan formasyonlara isimlerini vermişler hem de petrografik ve fosil içeriklerinden bahsetmişlerdir.

**Bürküt (1966)** Istranca Masifi'nin alt seviyelerini oluşturan gnaysik karakterdeki formasyonların İstanbul bölgesindeki Arkoz serisi olarak bilinen çeşitli grovak ve konglomeralardan oluşan serilere benzediğini ifade etmiştir. Kristalen kayaları parajenezlerine göre “anatektik, migmatitik ve barroviyen tip fasiyes serileri” olarak ifade etmiş, çeşitli kayaç örneklerinin petrografik özelliklerini incelemiştir.

**Aydın (1974)** Kırklareli – Dereköy bölgesinde yaptığı çalışmada birimleri “Metamorfik Kayaçlar” ve “Magmatik Kayaçlar” olarak iki sınıfa ayırmıştır. Metamorfik kayaları da kendi içinde “Amfibolit Şistler”, “Kırklareli Metagraniti”, “Fillonitler” ve “Kapaklı Formasyonu” olarak dört grupta sınıflandırmış ve metamorfik kayaç grubundaki Kırklareli metagranitinden yaş tayini yaparak birimin soğuma yaşını  $244 \pm 11$  My bulmuştur. Masifin temelinde yer alan metagranitik kayalara ilk yaş tayininin Aydın (1974) tarafından yapıldığı söylenebilir.

**Umut ve diğ. (1983)** Istranca Masifi metamorfiklerinin (Paleozoyik) yeşilşist ve amfibolit fasiyeslerinde metamorfizma geçirdiklerini rapor etmişlerdir. Gnays ve gnaysik granitin masifin çekirdeğini oluşturduğunu, bunlar üzerinde Triyas yaşlı kuvarsit, mermer ve kalkşist mercekli şistler yer aldığını açıklamışlardır.

**Taner ve Çağatay (1983)** Istranca Masifi'nin genel jeolojisini, temel kristalin kayaçlar üzerine uyumsuzlukla gelen örtü kayaçları, bunlara sokulan Üst Kretase granodiyoritler dokanağında gelişen cevherleşmeleri ve parajenezlerini çalışmışlardır. Gnaysların, amfibolitlerin ve örtü kayaçların yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını belirtmişlerdir.

**Okay ve diğ. (2001)** Istranca Masifi'nin jeolojisini, Geç Varisken ve Orta Mesozoyik deformasyon ve metamorfizmasını detaylı incelemişlerdir. Granitik gnayslarca baskın az miktarda amfibolit ve migmatit içeren birimlerden oluşan bir temel ve temelde yer alan metamorfikleri kesen granitik damar, stok, dayk ve plütonlardan bahsetmişlerdir. Metagranit, gnays ve migmatitlerden zirkon yaşları elde etmişler, bölgedeki metagranitlerin gnaysik temele Erken Permiyen – Karbonifer arasında sokulduğunu tespit etmişlerdir. Ayrıca temel üzerine uyumsuzluk ile Erken Triyas - Orta Jura yaşlı karasal ve sığ denizel nitelikli metasedimanter üzerlediğini söylemişler ve Geç Jura -

Erken Kretase sırasında alt Mesozoyik örtü ve temel, muhtemelen bir kıta çarpışması nedeniyle sıkışmalı deformasyon geçirdiğini ve yeşilist fasiyesinde bölgesel olarak metamorfizmaya uğradığını belirtmişlerdir.

**Okay ve Yurtsever (2006)** MTA Genel Müdürlüğü Stratigrafi Komitesi'nin yürüttüğü 'Trakya Havzası Litostratigrafi Birimleri' adlı çalışmada Istranca Masifi'nin metamorfik kayaları ve metamorfizma sonrası Kretase yaşlı kaya birimlerini litostratigrafik birlikteliği sağlamak amacıyla tüm çalışmaları derleyerek incelemişler ve bölgenin stratigrafisini sistematik bir şekilde sunmuşlardır.

**Sunal ve diğ. (2006)** Istranca Masifi'nin büyük oranda ortognaylardan oluşan metamorfik kayaları hornblend-biyotit, biyotit-muskovit ve lökokratik gnays olarak sınıflandırıp haritalamışlardır. Masifin Paleozoyik tarihini, kesin veriler bulunmadığı için, Jeokimyasal açıdan incelemişler ve tek zirkon buharlaşma metodu ile yaşlandırmada ortognayların Karbonifer döneminde kısa bir zaman aralığında  $312 \pm 2$  ve  $315 \pm 5$  yerleştiğini söylemişlerdir.

**Natalin'in ve diğ. (2012)** Istranca Masifi'nin temelini, temeli üzerleyen Triyas yaşlı metasedimanterleri incelemişler bu birimleri üzerleyen Geç Jura – Erken Kretase deformasyonlarının son aşamasında meydana gelen metamorfik olmayan karbonat ve dolomit napı bulunduğunu ve napın yerleşiminin Jura yaşında olduğunu belirtmişlerdir. Jeokimyasal verilere dayanarak Karbonifer ve Permian magmatik kayalarının dalma-batma ile ilgili bir tektonik ortamı gösterdiğini ifade etmişlerdir.

**Okay ve diğ. (2019)** Biyostratigrafik, jeokronolojik ve jeolojik veriler ile Trakya Havzasının Batı Karadeniz Havzası ile bağlantısını incelemişlerdir. Erken - Orta Eosen döneminde Trakya Havzasının, Pontidlerin ve Karadeniz'in kıvrımlı çökme alanı olduğunu, çökmenin Geç Orta Eosen sırasında Pontidlerde sıkışmalı deformasyon sonucu sonlanıp çökellerin geniş alanlar üzerinde aşınmaya uğradığını belirtmişlerdir. Çalışmacılar ayrıca Üst Eosen'de Trakya Havzası ile Karadeniz arasında Çatalca koridoru ile denizel bağlantı kurulduğu ve bu durumun Trakya Havzasında geniş alanlarda transgresyona neden olduğunu ifade etmişlerdir. Aralarında deniz bağlantısı olmasına rağmen Trakya Havzası ve Karadeniz arasında kıvrımlı kayaların değişimi olmadığını belirtmişler ve bu bağlantının Erken Orta Oligosen döneminde Karadeniz kenarı boyunca bindirme yoluyla kapandığını açıklamışlardır.

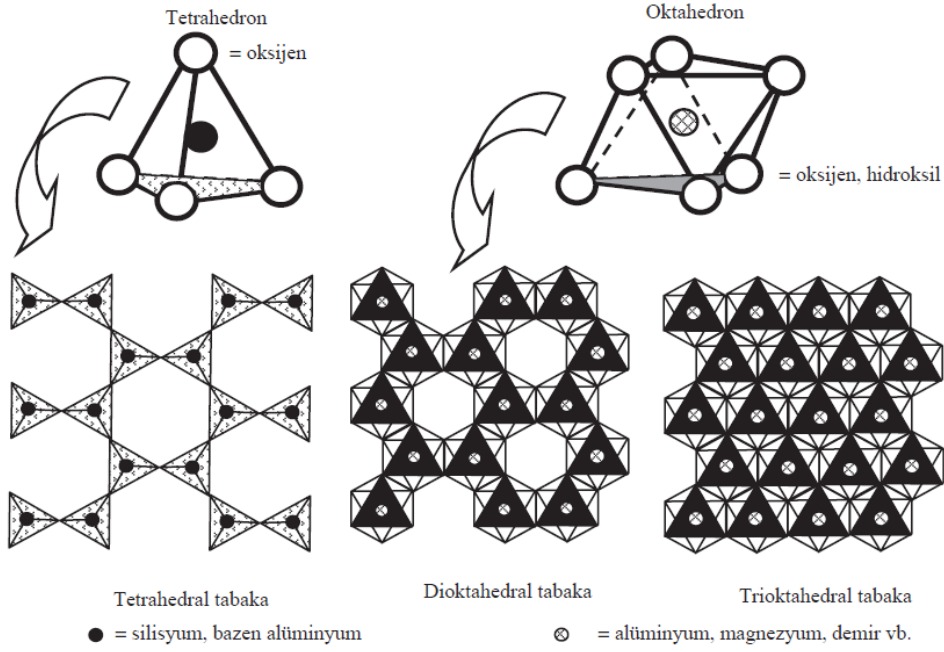
**Yılmaz ve diğ. (2021)** hem yeni hem de önceden var olan jeokimyasal ve jeokronolojik verileri kullanarak Istranca Masifi'ndeki Kadomiyen (Ediakaran – Erken Kambriyen) magmatik kayaçlarının tektonik yerleşimini ve magma evrim tarihini araştırmışlardır. Yeni jeokimyasal ve jeokronolojik verilerin Geç Prekambriyen - Erken Paleozoyik döneminde Proto-Tetis Okyanusunun güneye doğru yitimiyle ilişkili olarak bir magmatik yay ortamında bir magma oluşumuna işaret ettiğini açıklamışlardır.

#### **1.4 Kaolinit, Halloysit; Kaolen ve Halloysit Oluşumları**

##### **1.4.1 Genel tanımlar**

Kil, ıslandığında kalıplanabilen, sert, yapışkan, ince taneli kayaç veya toprak türü olarak tanımlanabilir. Boyut açısından standart bir kavramdır ve 2 µm (0,002 mm) 'den daha küçük tane boyuna sahip malzemeleri ifade eder (Murray, 2007). Kil, kilaşı ve kil minerali kavramları arasında fark vardır; kil, malzemeyi; kilaşı, kil boyutlu malzemelerden oluşan diyajenez geçirmiş kayaç türünü; kil minerali ise mineralojik olarak açıklanmış bir kil mineral türünü kapsamaktadır (Esenli, 2019).

Kil mineralleri başlıca Tetrahedron (T) ve Oktahedron (O) olmak üzere iki yapı biriminden (katmandan) oluşurlar. Tetrahedron, tabanları aynı düzlemde yer alan merkezinde Si veya Al atomu köşelerinde ise eşit uzaklıkta O atomu yer almasıyla genel formülü  $[\text{SiO}_4]^{-4}$  olan düzgün dört yüzlü katmandır (Al-Ani ve Sarapää, 2008). Oktahedron ise düzgün sekiz yüzlüdür, merkezinde Al, Mg veya Fe atomu köşelerinde ise O veya OH iyonları bulunan yapı birimine denir ve genel kimyasal formülü  $[\text{AlO}_3(\text{OH})_3]^{-6}$  olarak tanımlanır (Al-Ani ve Sarapää, 2008). Oktahedron katmanlar elektriksel nötrlük için gerekli olan farklı katyon-anyon oranları ile dioktahedral ve trioktahedral olmak üzere iki şekilde sınıflanır, yük denkleğinin sağlanabilmesi için oktahedronların 2/3'ünde merkezinde  $\text{Al}^{+3}$  atomu olursa dioktahedral, 3/3'ünde merkezde  $\text{Mg}^{+2}$  iyonu bulunursa trioktahedral olarak adlandırılır (Şekil 1.5) (Hillier, 2003).



**Şekil 1.5 :** Tetrahedron, oktahedron birim hücreleri ve tetrahedral, oktahedral tabakaların şematik diyagramı (Hillier, 2003).

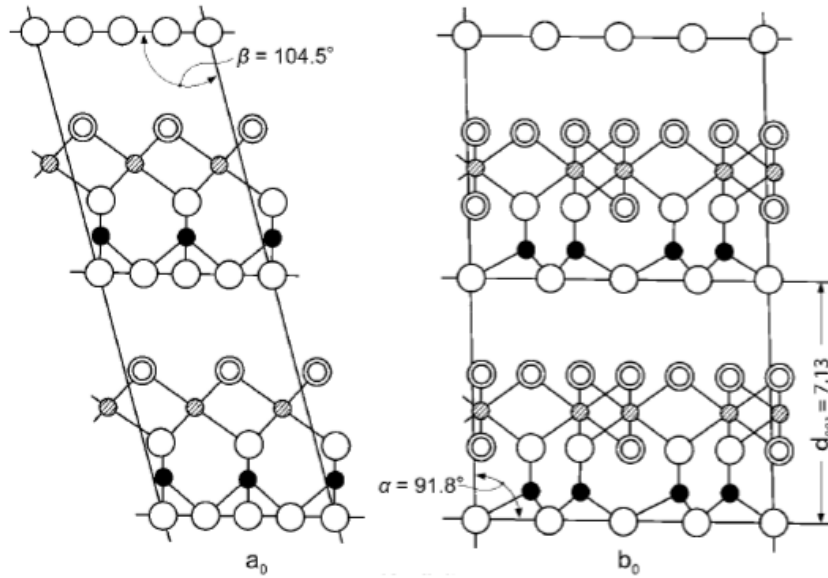
Tetrahedron ve oktahedron tabakalarının değişik oryantasyonlarda bir araya gelmesi ve oksijen iyonlarıyla birbirlerine bağlanmaları ile kil tabakaları oluşur.

Bu tez çalışmasında elde edilen sonuçlara göre, kaolinit minerali çalışma alanındaki baskın kil mineralidir, yanı sıra halloysit bulunmaktadır. Bu nedenle, bu bahiste kaolen oluşumları, kaolinit ve halloysit minerallerinin genel özellikleri, yapıları hakkında bilgi verilecektir. Kaolinit, dikit, nakrit ve halloysit mineralleri kaolen grubu kil mineralleri olarak sınıflandırılmıştır (Ross ve Keller; 1930; 1934). Kaolinit,  $2,62 \text{ g/cm}^3$  yoğunluğa, 1,5-2,0 arasında Mohs sertlik derecesine sahip bir mineraldir ve genel fiziksel özellikleri beyaz-beyaza yakın renkte, diğer kil minerallerine kıyasla yüzey alanı düşük ve elektrik iletkenliği de düşük olarak tanımlanabilir (Murray, 2007).

#### 1.4.2 Kaolinitin yapısal ve kimyasal özellikleri

Kaolinit, bir oktahedral ve bir tetrahedral (1:1) tabakalarından oluşan fillosilikat (tabaka silikat) yapıda bir kil mineralidir (Silva ve diğ, 2017). Tabakalar a- ve b-yönlerinde süreklidir, c eksen yönünde üst üste istiflenir ve tabaka kalınlığı  $7.13 \text{ Å}$  olması ile karakterize edilmiştir (Şekil 1.6) (Murray, 2007). Kaolinitin genelleştirilmiş ideal kimyasal bileşimi  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  şeklindedir ve teorik kompozisyonda  $\text{SiO}_2$ , % 46.54;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , % 39.50; ve  $\text{H}_2\text{O}$ , % 13.96 oranındadır, diğer kil minerallerinden (nakrit

ve dikit) 1:1 katmanların istiflenme biçimi ile farklılık gösterir (Al-Ani ve Sarapää, 2008).



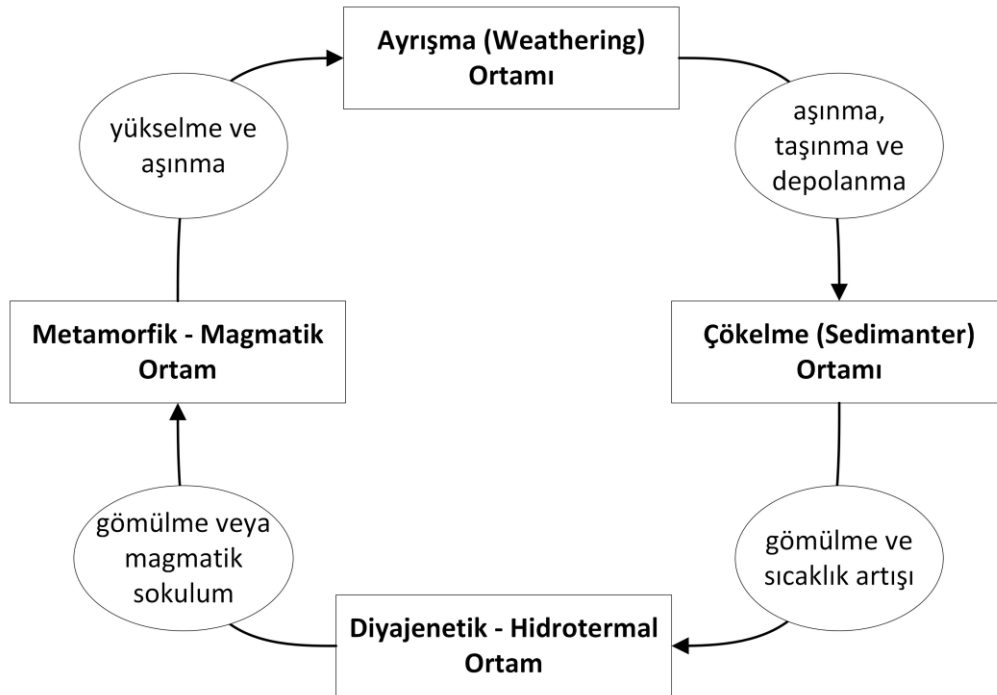
Şekil 1.6 : Kaolinit yapısının şematik çizimi (Murray, 2007).

#### 1.4.3 Kaolen oluşumları; kaolinit oluşumu

Kaolenlerin oluşum faktörleri ile ilgili farklı araştırmacılar tarafından yapılmış sınıflamalar mevcuttur ancak bu sınıflamaların birbirinden bağımsız olmadığı, kaolenlerin oluşum ortamı ve faktörlerinin bir ilişki içerisinde olduğu söylenebilir. Seyhan (1971) kaolenlerin oluşumu için magmatik ve volkanik olaylar sırasında feldspatların kaolenleşmesinin şart olduğunu söylemiş ve kaolenleşmenin  $Al_2O_3$  ve  $Fe_2O_3$  bileşiklerinin ayrılmasına bağlı olarak geliştiğini açıklamıştır. Diğer bir tanımlamaya göre kaolen oluşum koşulları yüzeysel ayrışma (weathering), sedimanter ve diyajenetik-hidrotermal ortam olmak üzere Esquevin (1958) ve Millot (1970) tarafından üç farklı jeolojik ortamda sınıflanmış (Eberl, 1984'te atıfta bulunduğu gibi); kalıtım (inheritance), neoformasyon ve transformasyon olmak üzere üç farklı oluşum mekanizmasının getirisi ile birbirleri ile ilişkili olarak doğada dokuz farklı olasılık ile meydana geldiği belirtilmiştir (Eberl, 1984). Murray ve Keller (1993) ise oluşum ortamlarını kalıntı (residüel), sedimanter ve hidrotermal yataklarda olmak üzere üç ayrı şekilde sınıflandırmış ve hemen hemen her durumda kaolenlerin farklı özellikleri olduğu için detaylı testler uygulanması gerektiğini önermişlerdir.

Bu bilgiler doğrultusunda kaolinitlerin nasıl oluştuğu sorusunun cevabı kalıtım, neoformasyon ve transformasyon olmak üzere üç faktörle açıklanabilir. Kalıtım kökenli oluşan killer doğada kaya döngüsünde (Şekil 1.7), bir önceki aşamada oluştuğu ve mevcut ortamına kadar yavaş reaksiyon hızı ve kimyasal dengede olması sebebiyle duraylı kalabilmesi olarak açıklanır (Eberl, 1984). Neoformasyon yoluyla oluşan kil mineralleri bir çözeltiden veya amorf materyallerden tamamen dönüşerek meydana gelirken transformasyon ile oluşan killerde ise birincil mineralin yapısı korunarak katmanların dönüşümü söz konusudur (Eberl, 1984; Wilson, 2013).

Kaolinitlerin hangi koşullarda altında oluştuğu ise bulunduğu ortamın iklim koşullarına, bitki örtüsüne, basınca, ana kayacın kimyasal bileşimi ve reaksiyon süresine, tektonik etmenlere ve drenaj kapasitesi gibi çeşitli faktörlere göre değişebilmektedir (Oberhardt, 2013). Barshad (1966), California’da yer alan Sierra Nevada dağları eteklerinde yapmış olduğu araştırmasında asidik ve bazik magmatik kayaların ayrışmasında (weathering) yağışın önemli bir faktör olduğunu; kuru iklimde smektit formlarının, yağışlı iklimde gibsit, orta tip iklim şartlarında ise kaolinit oluşumunu neoformasyon paternleri ile açıklamıştır ancak bu durum kalıtım veya transformasyon mekanizmalarında da söz konusu olabilir (Eberl, 1984’te atıfta bulunulduğu gibi).



**Şekil 1.7 :** Sadeleştirilmiş kayaç döngüsü aşamaları (Eberl 1984'ten değiştirilerek alınmıştır).

Murray ve Keller (1993) tarafından kaolenlerin oluştuğu fiziksel ve kimyasal koşullar nispeten düşük sıcaklık ve basınç ortamları olarak tanımlanmış ve en yaygın ana kayaçları granit ve riolitler, en yaygın ana mineralleri ise feldspatlar ve muskovitler olarak belirtilmiştir. Devlet Planlama Teşkilatı tarafından hazırlanmış toprak sanayii hammaddeleri raporunda (DPT, 2001) kaolenlerin ana kayacından tüfler veya granitler olarak bahsedilmiştir. Ana kayaç içerisinde kaolenleşmeyi sağlayan sular, ana kayaca ait parçalarla birlikte silikat bünyesindeki  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , S, CaO, MgO kısmen orijinal bünyeden uzaklaşmakta ya da suların tesiri sonucu çeşitli bileşenlere dönüşmektedir (DPT, 2001).

Asidik koşullarda  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ve  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  yüksek çözünme göstererek ortamdan uzaklaşırken  $\text{SiO}_2$  düşük çözünürlük gösterir ve pH 9-10 üzerine çıkıp bazik karakter kazandıkça  $\text{SiO}_2$  yüksek çözünürlüğe sahip olur (Seyhan, 1971). Asidik ortamda gerçekleşen kayaç ayrışması sonucu  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  oranı 1/2 oluyorsa kaolinit, bazik ortamda ayrışma meydana geliyorsa  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  oranı 1/3 veya 1/4 olan montmorillonit minerali oluşur (Seyhan, 1971). Kaolenleşmenin sağlanabilmesi için ortamın asidik veya nötr özellikli olması ve ortamda bulunan alkalilerin uzaklaşmış olması gerekir (DPT, 2001). Seyhan (1971) asidik ortamın karbonik asit, sülfürik asit ve humus asidi ile sağlandığını, ortam koşullarını nötr ve bazik hale getiren koşulların ise  $\text{CO}_2$ 'nin uçması,  $\text{H}_2\text{O}$  miktarının artması, çevrede bazik kayaçlar ve kalker bulunması ve feldspatlardan  $\text{Na}^+$  ve  $\text{K}^+$  iyonlarının eriyiğe geçmesi şeklinde açıklamıştır.

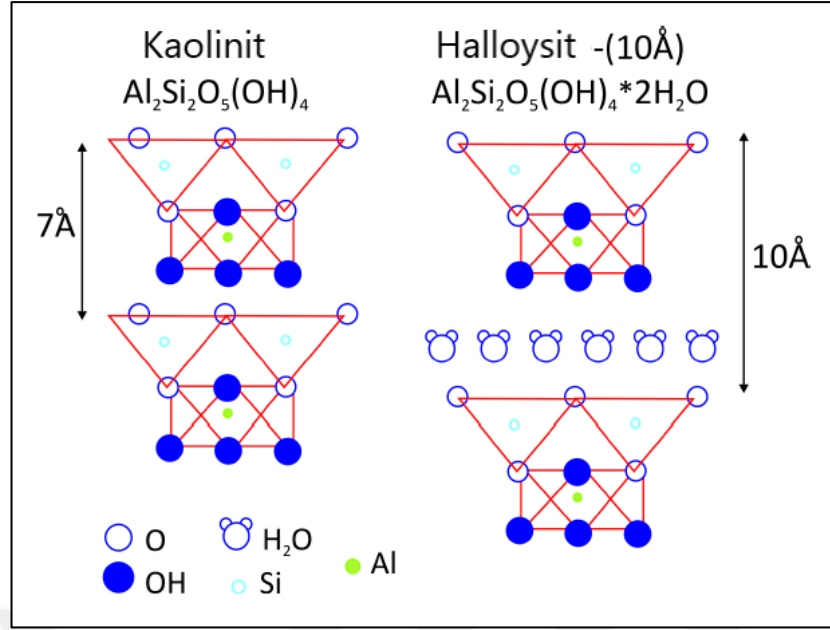
Eriyiğin aşırı doygun hale gelmesi, buharlaşması veya çökmesi gibi durumlar pH değışikliklerine neden olabilir. Bu durumda pH hızı yavaş yükseliyorsa asitli eriyiklerin çözdüğü demir bileşikleri kaolinitlere yanında küçük demir yatakları; eğer pH hızlı yükselmişse kaolenler içerisinde eklemler halinde bulunabilir (Seyhan, 1971). Benzer şekilde, orijinal kayaç içerisinde yer alan  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ile birleşerek kaoliniti meydana getiren  $\text{SiO}_2$ 'nin fazlası dışarı atılmakta olup demirli-silisli şapkalar halinde kalabilirken atılamayanlar cevher içerisinde silis taneleri şeklinde veya kaolenleşme içerisinde silis bantları olarak yer almaktadır (DPT, 2001). Burada pH'ın giderek yükselmesi ile alkalitenin artması halinde, silis ortamdan uzaklaşarak saf kaolen zonları oluşturabilir (Seyhan, 1971).

Feldspatlar bünyelerinde yer alan potasyum veya sodyumun tamamını ve silisyumun bir kısmını kaybedip bünyelerine bir miktar su alarak kaolinit mineraline dönüşebilmektedirler ve feldspat ne kadar fazla bozunursa ortamdan o kadar potasyum

ve sodyum uzaklaştırılır bu da kaolenleşmeyi etkileyen alüminyum oksit oranının artmasını sağlar. (Seyhan, 1971; DPT, 2001). Feldspatlarla beraber kuvars, mika ve demirce zengin yan bazı mineraller kaolen oluşumuna katılabilir. Ana kayaç kuvarsça zenginse, kaolen de kuvars içeriği bakımından zengin olur. Ortoklaz ve muskovitten gelen  $K^+$  ve plajiyoklazdan gelen  $Ca^{+2}$  ve  $Na^+$  kaolen kimyasal bileşimine büyük bir etki yapmaz ancak kaolen bileşimine demir oksit katılırsa bu endüstriyel anlamda kaolenin kalitesini düşüren bir faktör sayılır ve istenmeyen bir durumdur (Seyhan, 1971).

#### **1.4.4 Halloysit, halloysit oluşumu**

Halloysitler kaolinit minerallerine benzemektedir ancak kaolinitten hem kimyasal bileşiminde yer alan su içerikleri nedeniyle hem de kristallenme formu ile ayrılmaktadırlar. Halloysit mineralleri doğada sulu halloysit ve susuz halloysit olmak üzere iki şekilde bulunurlar. Susuz halloysitin  $[Al_2Si_2O_5(OH)_4]$  bazal (001) mesafesi yaklaşık 7 Å'dur ve sulu halloysitin  $[Al_2Si_2O_5(OH)_4 \cdot 2H_2O]$  bazal (001) mesafesi ise yaklaşık 10 Å'dur (JCPDS, 1974). XRD paternlerinde; 10 Å pikleri illit-mika gibi minerallerin, 7 Å piki ise kaolinit-klorit gibi minerallerin bazal pikleri ile örtüşebileceği için halloysitlerin ayırdını yapmak adına çeşitli analizlerden yardım alınabilmektedir. Kaolinit (yaklaşık 7 Å) ile sulu halloysit (yaklaşık 10 Å) arasındaki fark (yaklaşık 3 Å) tabakalar arasındaki  $H_2O$  moleküllerinden kaynaklanmaktadır (Şekil 1.8). Halloysitlerde tabakalar arasında yer alan su molekülleri, tabakaların düzensiz istiflenmesine, tabakalar arasındaki zayıf bağa ve aynı zamanda tabakalarda eğrilik gelişmesine neden olmaktadır (Murray, 2007). Halloysitler genellikle tüp şeklinde bir kristal yapıya sahiptir ancak küresel şekilli morfolojide de gözlemlenmektedirler (Joussein ve diğ, 2005; Al-Ani ve Sarapää, 2008).



**Şekil 1.8 :** Halloysit ve kaolinit yapısının karşılaştırmalı şematik görünümü (Lázaro, 2015).

Halloysitler ayrışma (weathering) veya hidrotermal alterasyon ile kayalardan, saprolitlerden ve topraktan oluşabilirler ve köken kayaları granit, granodiyorit, amfibolit gibi magmatik veya magmatik olmayan kayalar olabilir (Joussein ve diğ, 2005). Bates (1952, 1962), halloysit oluşumu için nem oranı yüksek, suya doymun ayrışma ortamı gerektiğini belirtmiştir (Joussein ve diğ, 2005'te atıfta bulunduğu gibi). Joussein ve diğ. (2005) ise ayrışma profillerinde derinlere doğru suyun uzun süreli kalıcılığı sebebiyle bu profillerde derinlere doğru halloysit oluşumu eğiliminin kaolinite göre daha büyük olduğunu açıklamıştır. Lázaro (2015) artan ayrışma ve hidrotermal alterasyonda halloysitin kaolinite göre nispeten bolluğunun azaldığını ifade etmiştir.

#### 1.4.5 Türkiye’de kaolen ve halloysit oluşumları

Ülkemizde çok sayıda kaolen oluşumu bulunmaktadır. Bunların bazıları ekonomik öneme de sahiptir ve işletilmektedir. Bu çalışmalar aşağıda üç grup bazında verilmiştir. Bunlar genelde volkaniklerle ilişkili çoğunluğu hidrotermal kökenli olanlar, magmatik ve metamorfik kayalarla ilişkili olanlar ve ikincil çökelme sonucu olanlardır.

Ülkemizdeki kaolen (+ halloysit) oluşumlarının çoğu Tersiyer yaşlı riyolit-andezit arası karakterde volkanik kayalar (lav ve piroklastik) içerisinde bulunurlar, tektonizma ile ilişkili oluşumlardır ve büyük çoğunluğu jeotermal alanlarda hidrotermal kökenli olarak, bazıları da hidrotermal ve yüzeysel kimyasal ayrışma

(weathering) etkisindeki veya sadece ayrışma kökenli oluşumlar şeklinde de açıklanmıştır (Seyhan, 1978 / Genel bölgeler; Şener ve Gevrek, 2000 / Konya; Kadir ve Karakaş, 2002 / Konya; Yalçın ve Bozkaya, 2003 / Sivas; Sayın, 2004 / Balıkesir; Sayın, 2007 / Kütahya; Arslan vd., 2006 / Trabzon; Ece vd., 2008 / Çanakkale-Balıkesir; Ece vd., 2013 / Balıkesir; Karakaya, 2009 / Konya; Kadir vd., 2011 / Kütahya; Kadir vd., 2014 / Aksaray; Kadir vd., 2022 / Bursa; Kadir ve Erkoyun, 2013 / Uşak; Ünal Ercan vd., 2016 ve 2022 / Çanakkale; Yanık vd., 2018 / Kütahya; Çiflikli, 2020 / Niğde; Çelik Karakaya vd., 2021 / Aksaray; Laçın vd., 2021 / Çanakkale-Balıkesir).

Bazı kaolen oluşumları da Paleozoyik-Tersiyer yaşlı metamorfikler ve magmatiklerle ilişkilidirler ve hidrotermal ve/veya yüzeysel kimyasal ayrışma kökenlidirler (Gençoğlu vd., 1989 / Bilecik; Kadir ve Akbulut, 2009 / Afyonkarahisar; Kadir ve Kart, 2009 / Bilecik; Ömeroğlu Sayıt vd., 2018 / Eskişehir; Başbüyük ve Yalçın, 2019 / Sivas).

Diğer taraftan Şile (İstanbul) Bölgesi için sedimanter kaolen yatakları da bildirilmiştir (Özdamar, 1998; Çoban vd., 2002; Ece vd., 2003).

## **1.5 Çalışma Yöntemleri**

### **1.5.1 Arazi çalışmaları**

Çalışma alanının jeolojisi, morfolojisi ve coğrafik özelliklerinin (konumu, ulaşımı vb.) incelenmesi ve tez kapsamında yapılacak incelemelerin yürütülebilmesi için farklı litolojik birimlerden örnekler alınabilmesi amacıyla arazi çalışmaları yapılmıştır. Tekirdağ E20d4 ve F20a1 topografya paftalarından yararlanılarak bölgenin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmış, GPS yardımıyla inceleme yapılan tüm lokasyonlar haritaya işaretlenmiştir. Arazi çalışması neticesinde mineralojik, petrografik ve jeokimyasal çalışmaların yapılabilmesi için jeolog çekici kullanılarak düşey ve yanal ölçeklerde temsili sistematik örneklemler yapılmıştır. Alınan örnekler numaralandırılmış ve plastik poşetlerde muhafaza edilmiştir. Çalışmaya ait gözlemler, örneklere ait tanımlamalar ve mostra çizimleri saha defterine kaydedilmiş olup fotoğraflar ile desteklenmiştir.

### 1.5.2 Laboratuvar alışmaları

Mineralojik-petrografik çalışmalar için optik mikroskop incelemeleri, mineralojik analizler için X-ışınları difraksiyonu (XRD), kaolen örneklerinin morfolojik incelemesi için taramalı elektron mikroskobu (SEM), ana element analizi için ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry), iz ve nadir toprak element analizlerinde ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemleri kullanılmıştır. Tüm laboratuvar alışmaları, İstanbul Teknik Üniversitesi (İT) bünyesinde gerçekleştirilmiştir.

Arazi çalışmalarından alınan rnekler İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İnce Kesit Atölyesi'nde 0.5x2.5x4 cm boyutlarında cam lameller üzerine kanada balzamı ile yapıştırılarak hazırlanmıştır. Hazırlanan ince kesitler, İTÜ Maden Fakültesi, Mehmet Kemal Dedeman Optik Mineraloji Laboratuvarında Leica DM 750P marka polarizan mikroskop kullanılarak incelenmiş ve fotoğraflar ile görüntüler elde edilmiştir.

X-ışınları difraksiyonu (XRD) analizi İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği XRD laboratuvarında sahadan derlenen 13 adet örnek için gerçekleştirilmiştir. Analizler, rnekler toz boyutuna indirildikten sonra Bruker D8 Advance marka X-ışınları difraktometresinde, CuK(alfa) radyasyon ve Ni filtre kullanılarak, 2Theta: 2-45° aralığında ve çekim hızı 2°/dakika/cm olacak şekilde, 40kV voltaj ve 40 mA akım şartlarında yapılmıştır. The American Society for Testing and Materials (A.S.T.M) tarafından oluşturulmuş standart kartlar yardımıyla bu parametreler kontrol edilmektedir ve bu sayede mineraller nitel ve nicel olarak tayin edilebilmektedir. Minerallerin oranları, minerallerin en şiddetli pikleri kullanılarak ve kalibrasyon katsayıları için Ekinci-şans ve diğ. (2015)'de verilen değerler dikkate alınarak tahmin edilmiştir.

Kaolinit ve halloysit içeren iki örnek için yaklaşık 2 mikron altı fraksiyonu suda askıda kalan malzemeden tekrarlanarak alınmış ve yüksek sıcaklık XRD alışması yapılmıştır. Cam lam üzerine sürülen bu fraksiyonlar kurutulmuş ve 550 °C de 2 saat fırınlanmıştır. Fırından ıkarılan cam lam üzerindeki örnek 10 dk desikatörde tutulmuş ve sonra analiz (XRD) edilmiştir. Ayrıca, halloysit tanımı için hem ham örneğin hem de kil fraksiyonundan ayrı bir cam lamda hazırlanmış rneğin 100 °C' de 2 saat etüvde bekletilerek XRD analizi yapılmıştır.

Taramalı elektron mikroskop (SEM, Scanning Electron Microscope) analizi iki adet kaolen örneği üzerinde, İTÜ Kimya Metalurji Fakültesi, Malzeme Mühendisliği Bölümü, Elektron Mikroskop Laboratuvarında JEOL JSM-7000F marka FESEM (Field Emission Scanning Electron Microscope) cihazı kullanılarak tamamlanmıştır. Bu çalışma ile analizi yapılan örneklerin elementer boyutta yakından incelemesi ile minerallerin birbiri ile ilişkisi, morfolojisi ve boyutları hakkında detaylı gözlem yapılabilmektedir.

Granit, kuvarsit ve kaolen oluşumdan derlenen örneklerden 9 tanesinde major oksit (X-ışınları flüoresans yöntemi: X-Ray Fluorescence, XRF) ve iz element (indüklenerek birleşmiş plazma kütle spektrometresi yöntemi: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry; ICP-MS) kimyasal analizler yapılmıştır. Analizler İTÜ, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Jeokimya Analiz Laboratuvarı'nda (JAL) gerçekleştirilmiştir. XRF analizinde Bruker S8 Tiger model cihaz kullanılmış ve 6 g örnek, 0.6 g bağlayıcı malzeme ile karıştırılmış, bunun 5,5 gramı borik asidin bulunduğu alüminyum kaba konmuş ve hidrolik preste, 180 kN basınç ve 20-30 sn şartlarında sıkıştırılarak pastil yapılmış ve analiz edilmiştir. İz element analizlerinde ise Perkin Elmer Elan DRC-e 6100 marka cihaz kullanılmıştır. 0.1 g örnekler hacimce 3:1:1 oranında HCl:HNO<sub>3</sub>:HF asit karışımıyla muamele edilmiştir. Mikrodalgada 220 °C sıcaklıkta, 40 bar basınç altında, 5 kademeli olarak 1 saat süreyle çözdürülmüş, çıkan çözeltilere % 5 oranında H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> çözeltisi ilave edilip çözdürme tekrarlanmış çözeltiler polipropilen test tüplerine alınmıştır.

### **1.5.3 Büro çalışmaları**

Çalışma alanı ve konusu ile ilgili literatür araştırmalarının yapılması, arazi gözlemleri ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen verilerin yorumlanması, bilgisayar ortamında çizimlerin oluşturulması ve İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Klavuzu kurallarına göre yüksek lisans tezi yazımının tamamlanması büro çalışmalarını kapsamaktadır. Jeoloji haritası CorelDrawX7 programı yardımıyla oluşturulmuştur. XRD analiz sonuçları üzerinde Microsoft Paint ve Microsoft Visio programları kullanılarak düzenlemeler yapılmıştır. Kimyasal analiz tabloları ve diyagramların oluşturulmasında GCDKit, CorelDrawX7 ve Microsoft Excel programlarından yararlanılmıştır. Literatür araştırmaları sırasında yabancı dilde

yazılmış makalelerden referans alınan görsellerin düzenlenmesinde ve Türkçeleştirilmesinde Adobe Acrobat Pro DC programı kullanılmıştır.

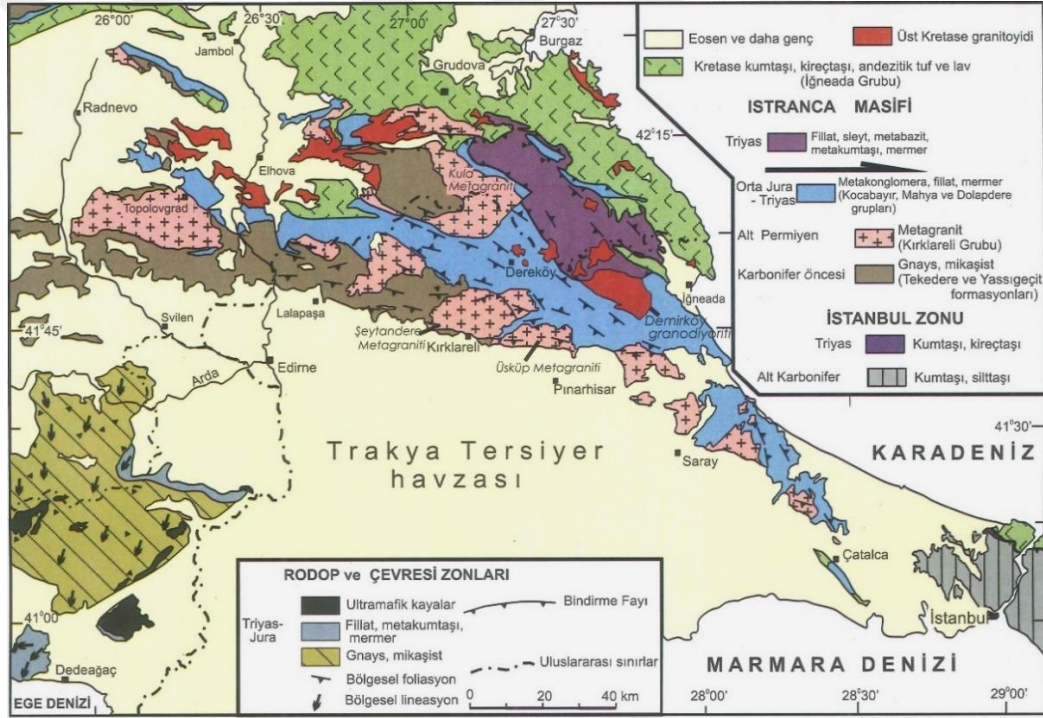




## 2. JEOLojİ

### 2.1 Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanı, Trakya Bölgesinin kuzeydoğusunda yer almaktadır. Trakya Bölgesi esas olarak iki ana başlıkta sınıflandırılmıştır. Bölgenin kuzeydoğusunda Karadeniz'e paralel bir dağ kuşağı oluşturan Istranca Masifi (Yıldız Dağları/Istranca Dağları) ve nispeten güneybatısında ise Trakya Tersiyer Havzası (Ergene Havzası) bulunmaktadır (Şekil 2.1).

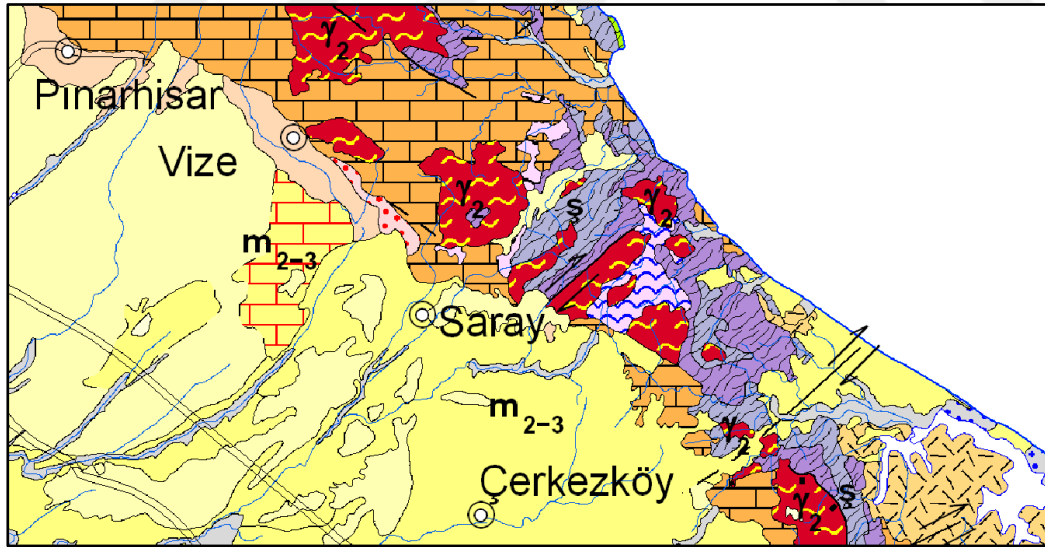


**Şekil 2.1 :** Kuzey Trakya'da Istranca Masifi'nin tektonik birlikleri ve kaya birimlerini gösteren harita (ana kaynak Okay ve diğ., 2001; Ekinci-Şans, 2018' den alınmıştır).

Istranca Masifi Türkiye sınırları içerisinde, Bulgaristan'da başlayıp Edirne ilinden ülkemiz sınırlarına giren Tunca Nehri ile İstanbul ili Çatalca ilçesi arasında yaklaşık 200 km uzunlukta ve 25-30 km genişlikte bir alanı kapsamaktadır. Masif, Paleozoyik yaşlı metamorfik bir temel ve bunları kesen meta-magmatikler, Triyas-Jura yaşlı açılal uyumsuzluk ile üzerleyen meta-sedimanter bir örtü, üzerine uyumsuzlukla gelen Kretase yaşlı volkanosedimanter istif ve bunları kesen üst Kretase yaşlı sokulum

kayalarından oluşur. (Çağlayan ve Yurtsever, 1998; Okay ve diğ., 2001; Okay ve Yurtsever, 2006; Natal'in ve diğ., 2012). Istranca Masifi'nin Permiyen öncesi birimleri 'Tekedere Grubu' ve 'Tekedere Formasyonu' olarak tanımlanmıştır (Şekil 2.1; Çağlayan ve Yurtsever, 1998; Okay ve diğ., 2001; Okay ve Yurtsever, 2006). Paleozoyik temel, geniş monzonitik metagranitlerin sokulduğu çeşitli granit gnayslar, paragneyslar ve şistlerden oluşmaktadır ve geniş monzonitik metagranitlerin yerleşiminden önce deforme olmuş ve metamorfizmaya uğramışlardır (Natalin'in ve diğ., 2012). Gnays ve granitlerden elde edilen yeni tek zirkon buharlaşma yaşları, yüksek dereceli metamorfizma ve plütonizmanın Erken Permiyen (-271 My) yaşında olduğunu göstermektedir (Okay ve diğ., 2001). Umut ve diğ. (1983) ve Arkoç (2005), çalışmalarında Paleozoyik yaşlı kayaların yeşilşist fasiyesi ile amfibolit şist fasiyesi arasında metamorfizma geçirdiğini belirtmişlerdir.

Çalışma alanını içerisine alan geniş bölgenin 1:250.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasındaki (MTA, 2017) konumu Şekil 2.2' de görülmektedir. Kızılağaç Metagraniti olarak 'Çalışma Alanının Jeolojisi' başlığında tanımlanmış olan birim ilgili haritada 'Üst Paleozoyik metagranitoidler' olarak tanımlanmıştır. Şermat kuvarsitini de içine alan metamorfikler ise 'Triyas-Alt Jura şistler' olarak verilmiştir.



**Şekil 2.2 :** 1:250.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası'nda (MTA, 2017) kuzeybatı Trakya'da (Pınarhisar-Saray-Çerkezköy hattı) granitoid (metagranitoid) ve şistlerin yayılımları. Saray İlçesi'nin yakın doğusunda (kısmen doğu-kuzeyi) bulunan çalışma alanının çevresindeki birimlerin bu haritadaki açıklamaları şu şekilde verilmiştir: (γ2): Üst Paleozoyik metagranitoidler, Ş: Triyas-Alt Jura şistler. Taralı açık mor birim (gşa) ise ayrılmamış gnays-migmatit-metagranit, şist, amfibolit olarak verilmektedir. Diğer çevre birimleri Eosen ve Miyosen-Pliyosen karbonat ve kırıntılılardır.

Temel üzerine uyumsuzluk ile Erken Triyas - Orta Jura yaşlı karasal ve sığ denizel nitelikli sedimanter kayalar gelmektedir ve Geç Jura - Erken Kretase sırasında alt Mesozoyik örtü ve temel, muhtemelen bir kıta çarpışması nedeniyle sıkışmalı deformasyon geçirmiş ve yeşilşist fasiyesinde bölgesel olarak metamorfizmaya uğramıştır (Okay ve diğ, 2001). Bu birimler üzerine uyumsuzlukla Kretase (Senomaniyen) ile başlayan volkanosedimanter istif gelir ve Üst Kretase'de intrüzif kayalar tarafından kesilmiştir (Okay ve diğ, 2001; Okay ve Yurtsever, 2006; Sunal ve diğ, 2011). Istranca Masifi, Trakya Havzasının temelinin çoğunu oluşturmaktadır (Okay ve diğ, 2020).

Trakya Tersiyer Havzası, Türkiye, Yunanistan ve Bulgaristan sınırları içerisinde yer almakta olup Istranca Masifinin güneybatısında bulunmaktadır. 300 km'ye 300 km yüzölçümüne sahip üçgen şekilli havza, Eosen-Oligosen yaşlı ve merkezde 9 km kalınlığa kadar ulaşan silisli-kırıntılı çökellerden oluşmaktadır (Kopp ve diğ, 1969; Doust ve Arıkan, 1974; Turgut ve diğ, 1991; aktaran Okay ve diğ, 2019). Trakya havzası kuzeyde Istranca Masifi, güneyde Pontid-içi kenedinin ofiyolitik melanjı üzerine uyumsuzlukla çökelmiştir (Görür ve Okay, 1996). Trakya Havzası'nın genel jeolojisi, stratigrafisi ve tektonik evrimi hakkında günümüze kadar pek çok çalışma yapılmıştır. Havza kökeni hakkında tek bir tanımlama mevcut olmayıp farklı görüşler bulunmaktadır. Görür ve Okay (1996), Orta Eosen ile Oligosen arasında, kuzeye doğru dalan Pontid İçi Okyanusu ile bağlantılı bir yay önü havzası olarak geliştiğini açıklamışlardır. Sakıncı ve diğ. (2000), havza gelişimini iki ayrı dönemde denetlenmiş olarak tanımlamışlardır, bu dönemler; Geç Oligosen – Erken Miyosen başında kuzeybatı Anadolu'da sona eren kıta-kıta çarpışması ardından Trakya-Eskişehir fay zonu denetiminde ve erken Miyosen sonunda batıda akarsu göl ortamı, kuzeydoğuda Paratetis etkisinde denizel karakterde başlaması şeklindedir. Siyako ve Huvaz (2007), Geç Kretase - Paleosen'de Sakarya Kıtası'nın Rodop-Pontid parçası ile çarpışmasından sonra başlayan sıkışma rejiminin transtansiyonel bir gerilmeye sebep olması sonucu ve havzanın kuzey ve doğu kesiminde ilk çökellerin Alt-Orta Eosen yaşlı, doğuya doğru derinleşmekte olan parmak biçimli paleo-yükseltiiler arasında çökelmeye başladığını belirtmişlerdir.

Trakya Havzası'nın Senozoyik istifi, en geç Orta Miyosen-Geç Miyosen uyumsuzluğu ile iki istifte sınıflandırılmıştır ve ilk çökелmenin Alt Eosen döneminde başladığı belirtilmiştir (Elmas 2003, 2012; Siyako ve Huvaz 2007). Alt Eosen - Alt Orta

Miyosen çökellerinden oluşan alt istifte, Orta Eosen - Erken Oligosen transgresif çevrimini orta Oligosen - Erken Miyosen regresyonu izlemiştir (Keskin 1974; Turgut ve diğ. 1983; Saner 1985; aktaran Elmas 2012). Trakya Tersiyerinin Oligosen, Miyosen ve Pliyosen yaşlı çökelleri; genelde Eosen yaşlı birimleri Ergene Havzasında uyumsuz olarak üzerler ve diğer tüm birimler arasında ilişkiler ise uyumsuzdur (Çevik-Üner ve diğ. 2012). Trakya Havzası'nda erken Oligosen döneminde karbonattan kırıntılı çökelmeye geçiş ve sedimantasyon hızında keskin bir artış olmuştur ve sedimantasyon geç Oligosen'de sona ermiş, bunu En Geç Oligosen - Erken Miyosen'de kısalma izlemiştir (Okay ve diğ. 2019). Erbil ve diğ. (2021), kısalma ve transpresyonel deformasyonun kıvrımların ve fayların oluşmasına neden olduğunu belirterek iki evrede sınıflandırmışlardır, ilk evre Geç Oligosen – Erken Miyosen dönemi, kuzey-kuzeybatı kısalması ile karakterize edilmiştir ve sedimantasyonun sona ermesine ve büyük ölçekli kıvrımların oluşumuna sebep olmuştur; ikinci evre ise Kuzey Anadolu Fayı'nın Geç Miyosen ve daha genç aktivitesi ile ilgilidir.

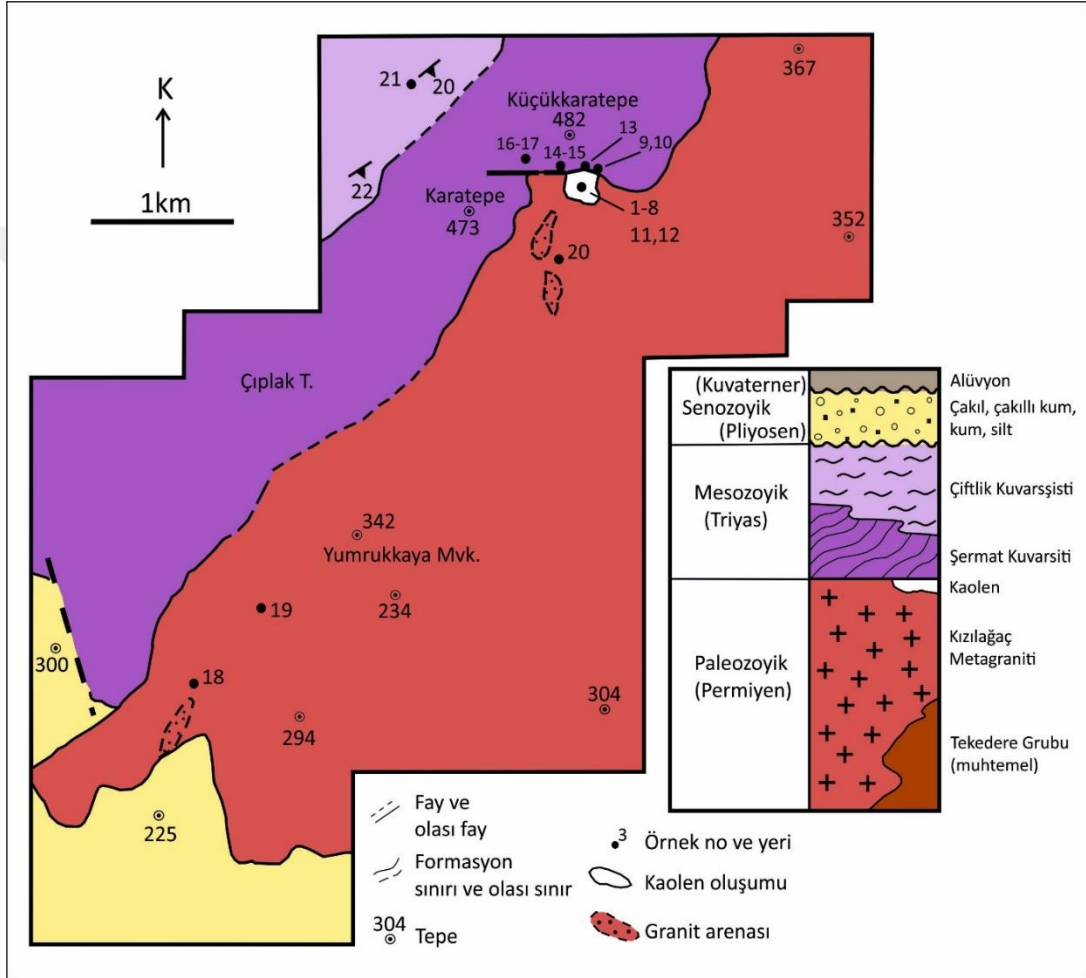
## **2.2 Çalışma Alanının Jeolojisi**

Çalışma alanındaki en yaşlı birim, Istranca Masifi'nin Permiyen (Paleozoik) yaşlı olduğu düşünülen metagranitleridir (Şekil 2.3). Metagranitler, çalışma alanında bulunmayan ama bölgesel kapsamda biliniyor olan Permiyen öncesi metamorfik kaya birimlerini (Tekedere Grubu) kesmiş olmalıdır (Şekil 2.3). Metagranitler üzerinde uyumsuzlukla bulunan ve Triyas yaşlı oldukları düşünülen kuvarsitler ile kuvarsitlerin üzerinde, muhtemelen dereceli geçişli yer alan ve yine Triyas yaşlı olduğu düşünülen kuvarsitler ise diğer iki birimdir. Istranca Masifi'nin metagranitleri ile ilişkili olduğu saha gözlemlerinde görülen kaolen oluşumu ise sahada metagranit-kuvarsit dokanağında bir alanda gözlemlenmektedir. Haritalanabilir ölçekte olmasa da jeolojik haritada işaretlenmiş ve kaolen oluşumu olarak tanımlanmıştır (Şekil 2.3).

### **2.2.1 Istranca Masifi - Paleozoyik: Metagranit**

Çalışma alanındaki granitler, Çağlayan ve Yurtsever (1998) tarafından Kızılağaç Metagraniti olarak adlanmıştır ve Okay ve Yurtsever (2006) tarafından da Istranca Masifi'nin Üst Paleozoik yaşlı Kırklareli Grubu içerisinde tanımlanmıştır. Okay ve Yurtsever (2006), Kızılağaç Metagraniti'nin Şermat Kuvarsitleri ile uyumsuz olarak örtülmüş olduğunu ve dolayısıyla metagranitlerin Triyas öncesi yaşlı olabileceğini

belirtmişlerdir. Aynı zamanda açık renkli; pembemsi, grimsi beyaz renkli olduklarını ve bazı porfiroblastik taneler içerdiklerini, gnaysik granit olduklarını ifade etmişlerdir. Aydın (1988) ise granitleri Kırklareli Metagraniti olarak vermiştir ve Istranca Masifi'ndeki Şeytandere Metagraniti'ne göre, daha eş boyutlu tanelerden oluştuklarını belirtmiştir. Modal mineralojik bileşiminde kuvarsın % 30-50 aralığında bulunduğu, alkali feldspatların ise (ortoklaz ve mikroklin) toplam feldspatın % 80'ini kapsadığı gözlenmiştir (Zinet, 1996).



**Şekil 2.3 :** Çalışma alanının jeoloji haritası (kısmen değiştirilen ana kaynak: MTA, 2002: Umut, 1981 ve Yurtsever, 1987, 1:25000 ölçekli jeoloji haritası, Kırklareli F20-a1 paftası; MTA Genel Müdürlüğü) ve litostratigrafik kesiti.

Metagranitler çalışma alanında yaklaşık 330-430 m kotları arasında yayılımlıdır ve bölge oldukça yoğun bitki örtülü (orman) durumdadır. Çalışma alanı içerisinde granitlerin gözlenmesi de orman örtü nedeniyle oldukça zor olmuştur. Kısmen ayrılmış durumda olarak, kaolen amaçlı üretim ocağında ve dere yamaçlarında bazı mostralarda saptanmıştır. Bazı noktalarda taşınmış granit blok ve iri blokları bulunsa da granit mostrası gözlemlemek zordur. Sahanın güneyinde granitin yüzlek verdiği dar

alanlar daha çoktur. Bu alanlarda, bitki örtüsü yoğun noktalarda ve yaklaşık 2 metre yüksekliğinde mostralar gözlenmiştir (Şekil 2.4).



**Şekil 2.4 :** Çalışma alanının güneyinde mostra veren metagranitlerin görünümü. Metagranitlerin dış yüzeyleri gri-kahve arası renklere sahiptir. Genelde masif, bazen sık çatlaklıdır.

Metagranit mostralarına genel bakıldığında zaman, dış yüzeylerinde hem gri renkli hem de açık kahverengi ayrılmış yüzey ile geçişli görünmektedirler (Şekil 2.5 ve Şekil 2.6). Metagranitler çoğunlukla sağlam ve masif yapıdadır, buna karşın sık çatlaklı geçişleri de bulunmaktadır (Şekil 2.7).



**Şekil 2.5 :** Çalışma alanının güneyinde mostra veren metagranit. Genel rengi beyaz-gri. Mikali zonlarda oksitlenme ile renklenme gözlenmektedir (Kırklareli F20a1: 88595 / 90975).

Metagranitler üst seviyelerinde, özellikle alüvyon geçişlerine yakın zonlarda belirginleşen demirce zenginleşmiş ve daha kolay dağılan bir yapıda gözlenirken alt kesimlerde daha beyaz ve temiz mostralar olarak görülmüştür (Şekil 2.6). Kısmen ayrışmaya uğramış yüzeylerde granitin sağlamlığı doğru orantılı olarak azalmaktadır,

kaolenleşme de granitin ayrışmasıyla ilişkilidir. Metagranitlerin taze yüzeylerindeki makro görünümü beyazımsı-gri, açık pembe renklerindedir. Genel makro dokuda tanelerin görünümünde oldukça açık bir renk hakim olması ve koyu renkli minerallerin azlığı dikkat çekmektedir. Renk indisi bakımından açık renkli minerallerin baskın olması sebebiyle lökokratik olarak adlandırılabilir (Şekil 2.8).



**Şekil 2.6 :** Çalışma alanının güneyinde mostra veren metagranitlerin açık kahverengi ayrışmış yüzey ile geçişli görünümü (Kırklareli F20a1: 88165 / 90566).



**Şekil 2.7 :** Metagranitlerin sık çatlaklı mostra görünümü.

Metagranitlerin taze yüzeyine bakıldığında kuvars, feldspat ve nadiren mika taneleri gözle görülebilmektedir. Kuvars ve feldspatlar belirgin taneler halinde bulunur ve tane boyutu açısından ince-orta taneli gözlenmektedir (Şekil 2.8). Kuvarslar çoğunlukla donuk grimsi-beyazımsı renklerde. Feldspat taneleri ise beyazdan pembeye, sarı-koyu sarıya değişen renklerde. Plajioklaz türü feldspatlar muhtemelen daha açık beyazımsı olanlardır. Az oranda gözlenen muskovitler renksiz, beyazımsı, sarımsı renklerde, ince ve bazen çok ince pulcuklar halindedir.



**Şekil 2.8 :** Metagranitin makro görünümü. Açık renkli minerallerin baskın olması sebebiyle lökokratik olarak sınıflandırılmıştır. Tane boyutu ince-ortadır.

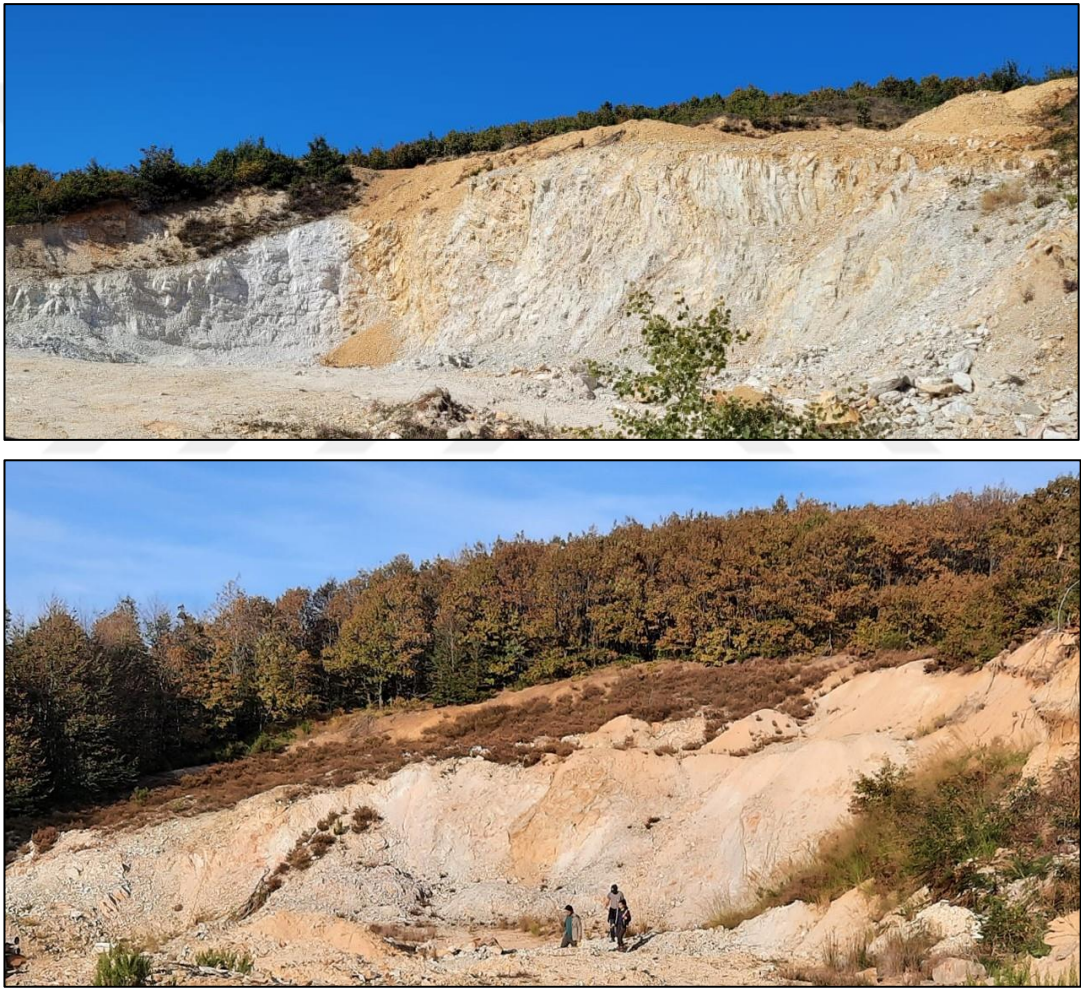
Metagranitlerin gözlenebilen mostralarında foliasyon izlerine nadir rastlanmıştır. Bunlar genelde koyu renkli ve açık renkli minerallerin değil, bazen kuvarsların ve feldspatların göreceli yoğun olduğu düzlemlerin görünümüdür. Metagranit mostralarında belirgin şisti yapı da görülmemiştir.

### **2.2.2 Istranca Masifi – Mesozoyik: Kuvarsit**

Çalışma alanındaki kuvarsitler, Çağlayan ve Yurtsever (1998) tarafından Şermat Kuvarsiti olarak adlanmıştır ve Okay ve Yurtsever (2006) tarafından Istranca Masifi'nin Mesozoyik Örtü Birimleri içerisinde tanımlanmıştır. Trakya litostratigrafisi içinde; Şermat Kuvarsiti Tekedere Grubu'nun veya Kırklareli Grubu'na ait Kızılağaç Metagraniti'nin üzerine uyumsuzlukla gelmektedir (Okay ve Yurtsever, 2006). Üste doğru ise kuvarşistlere (Çiftlik Kuvarşisti ve bunun üzerindeki Rampana Kuvarşisti) geçiş göstermektedirler ve bu kuvarşistlerin bulunmadığı durumda ise doğrudan klorit-serisit şistlere (Mahya Grubu) geçiş göstermektedirler. Çağlayan ve Yurtsever (1998), Şermat Kuvarsitini 3-25 m arası kalınlıkta gözlemlemişlerdir ve bunların Kızılağaç Metagranitinden genç olduğunu ve muhtemelen Erken Triyas yaşlı olduğunu açıklamışlardır. Bayraktar (2010), Şermat Kuvarsitinin Yalıköy (Çatalca) çevresindeki kalınlığını 70-80 m arasında rapor etmiştir. Çalışmacı tarafından, kuvarsitlerin 30-40 cm (nadiren 1 m) kalınlıkta katmanlı (tabaka) olduğu, çok farklı renklerde bulunabildiği (beyaz, bej, gri, pembe, açık kahve, bordonsu) belirtilmiştir. Zinet (1996), Şermat Kuvarsiti ve Kızılağaç Metagraniti bindirme zonlarındaki

kataklastik kesimlerde kayacın şistleşme gösterdiğini ve kuvarsların ufalanma ile kumsu, dağınık özellik göstermesi sonucu Eosen veya daha genç kuvars kumlarının oluşmasına sebep olduğunu açıklamıştır.

İnceleme alanında kuvarsitlerin bulunduğu lokasyonlar, granitlere ve granitle ilişkili kaolen oluşumlarına göre daha yüksek kottadır. Çalışma alanının kuzey ve kuzeybatısında yer almaktadırlar ve çalışma alanının dışında; Safaalanı kuzey-kuzey batısında geniş alanlarda izlenmektedirler. Çalışma alanında görünür kalınlıkları 4 ile 13 metre arasında değişmektedir. Çalışma alanı içinde bulunan kuvarsit ocaklarında kuvarsitten oluşan 10 metre üzerinde yükseklikte ocak aynaları bulunur (Şekil 2.9).



**Şekil 2.9 :** İnceleme alanı içerisinde kuvarsitlerin üretim amaçlı açılmış olan ocaklardaki görünümü (Sırasıyla Kırklareli F20a1: 90453 / 94001, Kırklareli F20a1: 90395 / 94077).

Kuvarsitler bazı noktalarda granitlere bağlı kaolenleşme zonları ile geçişli bulundukları gözlenmiştir. Örneğin, çalışma alanındaki kaolen ocağının kuzeybatı

aynasında alttan üste doğru (11, 12, 13 numaralı örnekler) kaolen ve kuvarsit geçişi bulunmaktadır.

Makro görünümünde beyaz-açık gri renkte gözlenen kuvarsitlerin çoğu el örneğinde tüme yakın olarak homojen kuvarstan oluştuğu gözlenmiş olup, kuvars haricinde ince ara seviyelerde muskovit-serisitler ve nadir siyah renkli tanecikler bulunur. Kuvarsitler yüksek sertlikte ve kırıklı çatlaklı yapıdadır (Şekil 2.10). Yer yer tektonik etkiler nedeniyle belirli eğimler gösteren kuvarsitlerde, 2-3 metreye varan devamlılıkta demir oksitli geçişli zonlarına rastlanmıştır (Şekil 2.9 ve Şekil 2.11).



**Şekil 2.10 :** Beyazımsı renkli, tane ve doku açısından homojen özellikte olan kuvarsitler ve birim içinde muhtemel eski tabakalanmanın izleri ayrıca kırık-çatlak yapılarının durumu.



**Şekil 2.11 :** Kuvarsitlerin yer yer demir oksit geçişli görüntüleri.

Şermat Kuvarsiti'nin kataklastik olduklarında daha az kuvarslı, daha yüksek feldspatlı oldukları bildirilmiştir (Çağlayan ve Yurtsever, 1998). Kuvarsitlerin çalışma alanı içerisindeki yüzeylemelerinde genellikle masif, yerel olarak kataklastik oldukları, çoğunlukla homojen tane-doku özellikli oldukları, tanelerinin sınırlarının genelde belli olmadığı görülmüştür. Masif görünümlü olduklarında daha yüksek kuvars içeriklidir. Çalışma alanı içinde açılmış bulunan kuvarsit ocaklarının kaya özellikleri de daha çok masif ve homojendir. Muhtemelen bu kesimler kuvarsitlerin bölgedeki kuvarsça en zengin kesimleridir. Ancak kuvarsit ocak aynalarında renk değişimi olduğu gibi, kırıklıklarda, çatlak sıklığında da değişimler vardır ve kataklastik geçişler bulunur. Bazen muskovitlerin yoğun olduğu kaya kırık-çatlak düzlemlerinde kuvarşşist görünümü ortaya çıkar ancak tipik kuvarşşist görülmemiştir. Kuvarsit ocak aynasında yaklaşık üst seviyelerde kuvarsitlerdeki renk değişimi muhtemel Şermat Kuvarsitinin Çiftlik Kuvarşşistine geçişleri olabilir.

### **2.2.3 Istranca Masifi – Mesozoyik: Kuvarşşist**

Çalışma alanında kuvarsitlerin üzerine gelen birim kuvarşşistler olarak gözlenmiştir. Bölgesel ölçekte kuvarsitler üzerinde kuvarşşistlerin geldiği de ayrıca bilinmektedir (Permien-Triyas Kuvarsit ve Kuvarşşistleri - MTA, 2002; Çiftlik ve Rampana Kuvarşşistleri - Çağlayan ve Yurtsever, 1998). İnceleme alanında gözlenen kuvarşşistler ilk kez Çağlayan ve Yurtsever (1998) tarafından Çiftlik Kuvarşşisti olarak adlandırılmıştır. Okay ve Yurtsever (2006) Çiftlik Kuvarşşistlerinin, üzerine geldiği Şermat Kuvarsitleri ile dereceli geçişli bulunduğunu söylemişlerdir. Saha gözlemleri sırasında, kuvarsit ocak aynasının üst seviyelerinde yer alan kuvarsitlerdeki renk değişimi, muhtemel Şermat Kuvarsitinin Çiftlik Kuvarşşistine geçişleri olarak yorumlanmıştır. Okay ve Yurtsever (2006) Çiftlik Kuvarşşistini Rampana Kuvarşşistlerinin üzerlediğini, bu birimin oluşmadığı kesimlerde ise Mahya Grubu şistleri ile düşey ve yanal geçişli bulunduğu belirtilmişler ve birimin yaşını muhtemel Triyas yaşlı olarak açıklamışlardır. Metamorfik ve deforme bir birim olması sebebiyle ilksel kalınlığı hakkında bir tespit yapılamamıştır. Zinet (1996), birimin kırmızılı, turunculu, morumsu-yeşilimsi gri gibi alacalı renklerde gözlendiğini not etmiş, alacalı renkte gözlenmesini ise karasal ve denizel geçiş ortamında sık koşullar altında zaman zaman suyun etkisinden kurtularak oksidasyona uğraması ile açıklamıştır.

Kuvarşistler inceleme alanının kuzeybatısında, kuvarsit oluşumlarından daha yüksek kotta gözlenmektedir. Alınan GPS ölçümlerine istinaden 480-490 metre kotlarından itibaren kuvarşist oluşumlarına rastlanıldığı söylenebilir. Çalışma alanı içerisinde orman sıklığının artması ile yol kenarlarında gözlenen kuvarşistlerin mostraları 2 metreden fazla kalınlıkta görülememiştir. Kuvarşistler, kuvarsitlere kıyasla daha kirli bir mostra görünümüne sahiplerdir. Genel olarak bej renkli ve kırıklı-çatlaklı yapıda bir mostra görünümü hakimdir. Renk her yerde homojen olmayıp daha taze yüzeylerde bej renklerinde incelenirken nispeten altere yüzeylerde pembemsi, kırmızımsı, turuncu renklerde gözlenmiştir (Şekil 2.12). Taze yüzeylerinin makro görünümünde ise beyazımsı gri tonları egemen renktir. Litolojik olarak çok ince taneli yapıda gözlenen kuvarşistler, ince kristalli kuvars tanelerinden ve aynı zamanda muskovitlerden oluşmaktadır. Şisti yapı belirgin olmakla beraber şistozite ayırım düzlemleri mevcut değildir. Muskovitlerin kirli görünümü kayadaki şistoziteyi belirgin kılmaktadır.



**Şekil 2.12 :** Kuvarşistlerin bej (a) ve kırmızımsı turuncu litolojik renkte (b) gözlenen mostra görünüşleri (Çalışma alanının kuzeybatısı; Kırklareli F20a1: 89538 / 94608).

#### 2.2.4 Pliyosen-Kuvaterner: Çakıltası-Kumtaşı

Çalışma alanı güneybatısında orta-az tutturulmuş, bazen tutturulmamış kum ve çakıl bileşenli birim yayılım gösterir. Genelde örtülü olup, mostraları devamlılıkla izlenmemiştir. Bazı orman yollarında kenar şevlerde ve insan eliyle açılmış bazı çukurlarda görülmüştür (Şekil 2.13). Bu birim MTA (2002) tarafından tanımlanan Pliyosen-Kuvaterner çakıl-kum birimi olarak düşünülmüştür. Mostralarda tane boylanması ve dağılımı düzensizdir. Bölgedeki kalınlığı anlaşılmamıştır. Çakıl (+ blok) ve kum bileşenler başlıca kuvarsit kayaç parçası ve kuvars mineral parçasıdır. Özellikle kum bileşenler tüme yakın kuvars içerir. Bazı mostralarda beyaza yakın renkte kuvars kumu görünümündedirler (Şekil 2.13).



**Şekil 2.13 :** Pliyosen-Kuvaterner yaşlı çakıl ve kum mostralarının görünümü. Genelde altere toprağımsı alüvyon altında beyazımsı, sarımsı ve grimsi renklerde; ince kum seviyeleri az tutturulmuş özelliktedir.

#### 2.2.5 Alüvyon

Çalışma alanında haritalanacak ölçekte, alüvyon çökel olarak tanımlanacak ayrı bir grup bulunmamaktadır. Toprak örtü altında alüvyon geçişleri bulunur. Bu geçişler blok, çakıl ve kum boyutlu malzemelerdir. Birimleri yaklaşık 1 metre kalınlığında örten güncel çökellerdir (Şekil 2.14). Bir tabaka halinde olmayıp gerek tane boylanması gerekse dağılımı çok düzensizdir.



**Şekil 2.14 :** Metagranitlerin kaolenleşme zonu üzerinde alüvyon ve toprak örtüsü.

#### 2.2.6 Kaolen oluşumu

Çalışma alanında örtülü alanlarda görülemeyen ancak yarma, yamaç ve özellikle ocaklarda görünür olan, metagranitlerin üst kenar zonunda yerel kaolenleşme meydana gelmiştir. Çalışma alanının orta kesiminde, metagranitlerle kuvarsitlerin arasında olacak şekilde görülen kaolenleşme küçük bir alanda da olsa haritalanabilir bir ölçekte ortaya çıkmıştır. Dolayısıyla çalışma alanının kaolenleşmesi en ideal olarak bu alanda anlaşılmaktadır ve ayrıntılı çalışmalar bu alandan derlenen örnekler üzerinden yapılmıştır.

Kaolen oluşumu ocak içerisinde açıkça izlenebilmektedir (Şekil 2.15), kaolen oluşumun genel durumu KD-GB devamlılıktadır ve ocak içindeki yönelme de bu şekildedir. Kaolen oluşumunun renk açısından ve makro özellik olarak dokunum açısından (kil-kum oran farklılığına bağlı) sahadaki durumu hem yanal hem de düşey farklılaşmalar göstermektedir.



**Şekil 2.15 :** Çalışma alanı içerisinde kaolen oluşumunun genel görünümü. Yaklaşık 180 x 100m genişlikte kaolen ocağı. Güney-güneydoğudan kuzey-kuzeybatıya bakış.

Kaolen mostraları genellikle 2-5 metre, ocak aynalarındaki görünür kalınlıkları ise genellikle 5-15 metre arasındadır. Kaolen tabakasız, masif bir görünümündedir (Şekil 2.16). Genel olarak tüm mostralarda kaolenlerin yapısı kolay parçalanır-dağılır özelliğindedir (Şekil 2.17).



**Şekil 2.16 :** Kaolen oluşumunda bej-beyaz renkli taze ve gri renkli kirli mostra yüzeylerinin görünümü, aşınmalardan oluşan yüzey şekilleri, demir oksit getirimli renk değişimli geçişleri.

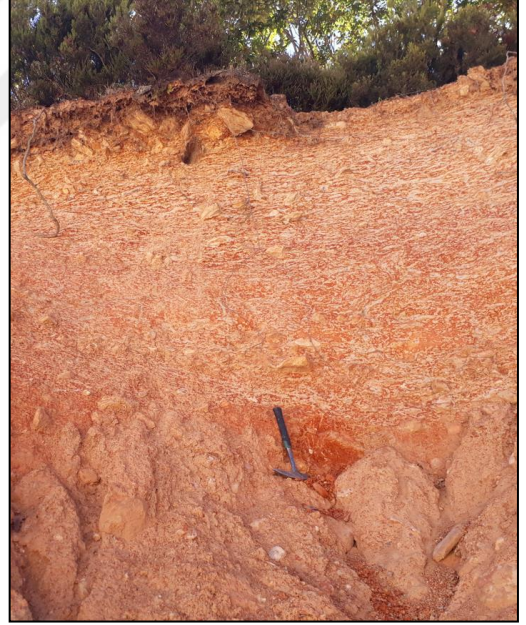
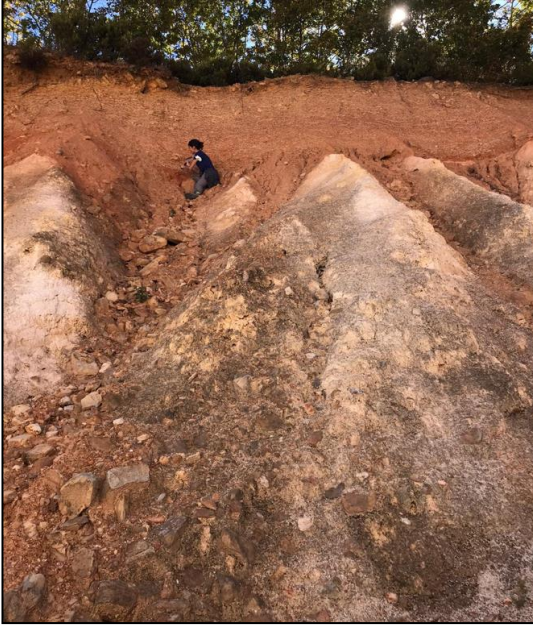


**Şekil 2.17 :** Kaolen birimine ait bazı mostra görünümleri. Beyaz, yer yer sarı ve oksitlenme gözlenen kaolenler (a); kolay dağılan yapıda kahverengi-boz renkli gözlenen kaolenler (b); yaklaşık 1 metre yüksekliğinde açık kahverengi-beyaz kaolen seviyeleri (c).

Renk değişimi sahada takip edilebilir görünümde dir. Açık renkli (krem-beyaz) ve sarı-turuncu-kahverengi-kiremit renklerinde değişimler gözlenmiştir (Şekil 2.18). Bazı seviyelerde demir oksit ve/veya hidroksit getirimlerinin sonucu olarak renk koyulaşması yaygındır (Şekil 2.17, Şekil 2.19 ve Şekil 2.20). Bazı ayrışma zonlarında renk yanı sıra tane iriliklerinde de farklılıklar bulunur (Şekil 2.21). Tüm bu değişimler yanal veya düşey olarak izlenebilmektedir. Örneğin, Şekil 2.16’da bej-beyaz renkli taze ve gri renkli kirli yüzey görünümüne sahip yaklaşık 4 metre yükseklikte kaolen seviyelerinin yanal ilişkisi gözlenmekte, Şekil 2.22’de kahverengi toprak örtüsü, alüvyon ve beyaz renkli taze kaolen seviyelerinin düşeyde ilişkisi belirgin şekilde görülebilmektedir.



**Şekil 2.18 :** Çalışma alanında gözlenen kaolen zonunun yerel olarak alüvyon / toprak düzeyi altındaki durumu.



**Şekil 2.19 :** Çalışma sahasında kaolen ocağı içerisinde gözlenen yaklaşık 7 metre yüksekliğinde beyaz-gri-yeşil sarı-kahve-pembemsi renkli kaolen seviyelerinin görünümü.



**Şekil 2.20 :** Kaolen oluşumunun demir oksit/hidroksit getirimli geçişleri.



**Şekil 2.21 :** Çalışma alanında kaolen en üst ayrışma zonu.



**Şekil 2.22 :** Kaolen ocağı kuzeydoğusunda, alttan üste doğru beyazımsı ve sarımsı açık kiremit renklerinde farklılıklarda olabilen kaolen oluşumu. En üst seviye (toprak örtü ve koyu kiremit renkli alterasyon zonu altındaki beyazımsı seviye) mostrada devamlı olarak izlenemeyen kuvarsittir.

Kaolen ocağı içerisinde tabandan tavana doğru ölçekli dikme kesitler alınmıştır. Çizelge 2.1, Çizelge 2.2 ve Çizelge 2.3'te bu kesitlere ait litolojik özellikler, kalınlıklar ve seviyelere ait örnek numaraları verilmiştir. Kesitlerden görüldüğü üzere yaklaşık 10-20 metre arasındaki kaolen zonu takip edilebilmektedir. Bu zonun 2-10 metre arası kalınlıktaki kısmı beyaz-bej-gri renklindedir. Bu seviyelerdeki kaolinit mineral oranı % 50 üzerinde belirlenmiştir (Mineraloji-Petrografi Bölümü).

**Çizelge 2.1:** Kaolen ocağı GD kesiminde (koordinatlar: 0590678 / 593685) kaolen oluşuma ait dikme kesit

| <b>Litoloji</b>                                                     | <b>Kalınlık (m)</b> | <b>Örnek No</b> |
|---------------------------------------------------------------------|---------------------|-----------------|
| Alüvyon                                                             | 1                   | -               |
| Turuncu-sarı renk geçişli, demir oksit - hidroksit getirimli kaolen | 5.5                 | 4               |
| Beyaz-bej renk geçişli kaolen                                       | 1.9                 | 3               |
| Pembemsi sarı renkli kaolen                                         | 4.4                 | 2               |
| Açık turuncu renkli kaolen / kaolinitik granit                      | 1.3                 | 1               |

**Çizelge 2.2:** Kaolen ocağı K-KB kesiminde (koordinatlar: 0590696 / 593760) kaolen oluşuma ait dikme kesit.

| <b>Litoloji</b>                                                                                                               | <b>Kalınlık (m)</b> | <b>Örnek No</b> |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------|-----------------|
| Alüvyon                                                                                                                       | 0.5                 | -               |
| Turuncu-sarı renk geçişli, demir oksit - hidroksit getirimli kaolen ve bu düzeyin KB yanasında faylı sınırla bulunan kuvarsit | 4.1                 | 10<br>9         |
| Beyaz-bej ve sarı renk geçişli kaolen                                                                                         | 2.1                 | 8               |
| Beyaz-bej renkli ince seviyeler ile pembe-turuncu-kiremit renkli; demir oksit - hidroksitli geçişler gösteren kaolen          | 7.1                 | 6, 7            |
| Beyazımsı gri renkli kaolen (açılmış kuyuda yaklaşık 2 m alt kota kadar benzer özellikteki litoloji devam etmektedir)         | 2.25                | 5               |

**Çizelge 2.3:** Kaolen ocağı KB kesiminde (koordinatlar: 0590654 / 593757) kaolen oluşuma ait dikme kesit.

| <b>Litoloji</b>                                           | <b>Kalınlık (m)</b> | <b>Örnek No</b> |
|-----------------------------------------------------------|---------------------|-----------------|
| Alüvyon                                                   | 0.8                 | -               |
| Kırmızımsı bordo renkli kuvarsit                          | 3.1                 | 13              |
| Sarı-turuncu renkli, demir oksit – hidroksitli kaolen     | 1.5                 | -               |
| Beyaz renkli, oldukça homojen görünüm ve özellikte kaolen | 2.4                 | 12              |
| Bej-gri renkli kaolen                                     | 4.9                 | 11              |

Bölgede özel bir şirket tarafından yapılan sondajların verileri de incelenmiştir. Loglardan anlaşıldığı üzere kaolen oluşumu metagranitin üst zonunda metagranit kuvarsit arasındadır. Sondajlar yaklaşık 400-420 m kotlarından açılmış ve genellikle 350-370 m kotlarına kadar kaolen geçilerek bu metrelerden sonra taze metagranite girilmiştir. Kuvarsit üzerinden açılan sondajlarda ise belli bir kalınlıkta kuvarsit geçildikten sonra daha ince kaolen seviyesi geçilerek yine taze metagranite girilmiştir. Kaolen kalınlığı kabaca 40-80 m arasında değişmektedir. Sondaj verilerine göre hesaplanan rezerv 60-90 milyon m<sup>3</sup> arasında beklenmektedir.

### **3. MİNERALojİ-PETROGRAFI**

Bu bölümde, çalışma alanının kayaç birimlerinden derlenen örneklerin mineralojik-petrografik incelemelerinin ve analizlerinin sonuçları verilmektedir. Mineralojik-petrografik incelemeler; kaolenleşmenin ana kayacı olan metagranitler için ve metagranitler ile sınır ilişkisinde olan kuvarsitler ve kuvarşistler için mikroskop çalışmaları şeklinde gerçekleştirilmiştir. Kaolenleşme zonlarından derlenen örnekler için ise X-ışınları difraksiyon (XRD) analizleri yapılmıştır.

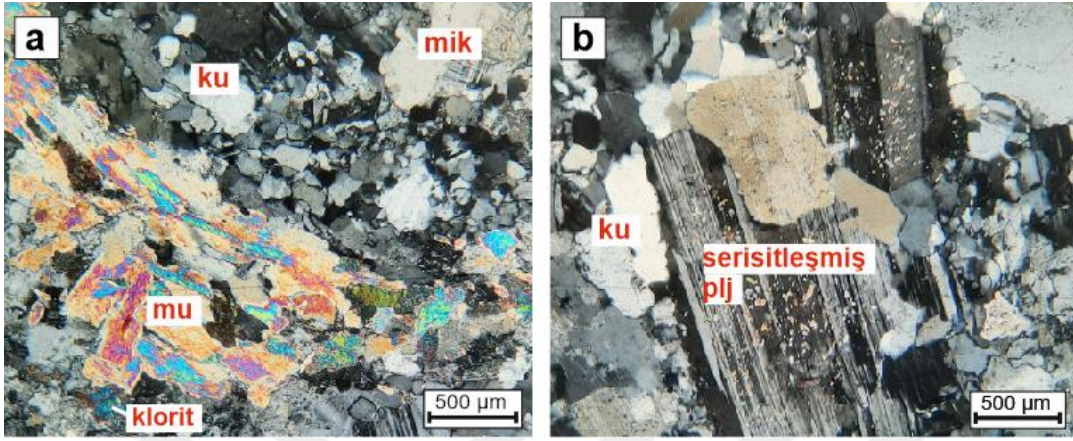
#### **3.1 Metagranitler**

##### **3.1.1 Petrografik polarizan mikroskop incelemeleri**

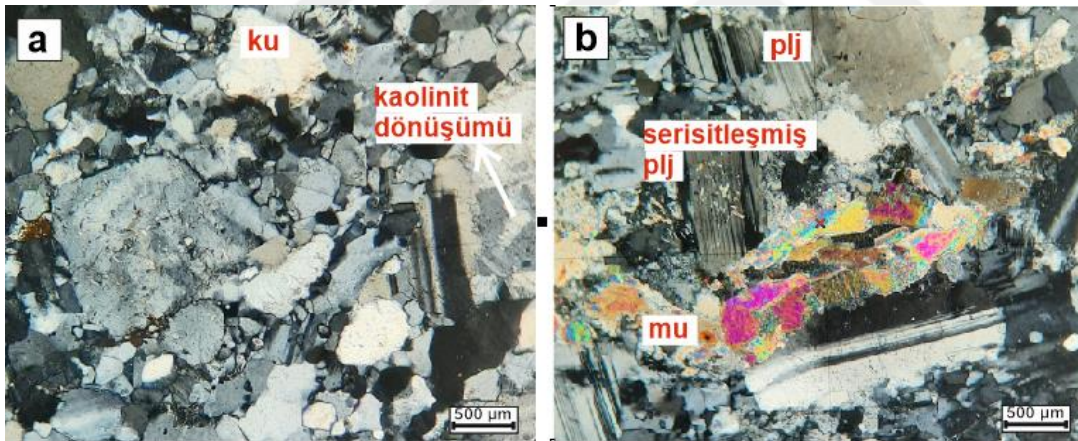
Metagranitler başlıca K-feldspat (ortoklaz ve mikroklin), plajiolaz (albit) ve kuvarş mineralleri ile az oranda muskovit (+serisit) ve opak mineraller ve ilaveten az oranlarda ikincil epidot, kil ve silis minerallerini içerirler. Örnekler genelinde (saha örnekleri ve sondaj karot örnekleri), ortoklazlar % 10-25, mikroklinler % 15-25, plajiolazlar % 5-20, kuvarşlar % 20-40, muskovitler % 1-4, opak mineraller % 1-3, epidot ve serisit türü ikincil mineraller % 1-5 ve ikincil mikro silis mineralleri % 1-5 oranlarındadırlar. İnce kesitlerin incelenmesinden hakim dokunun porfiroblastik olduğu ve kısmi lepidoblastik geçişler bulunduğu anlaşılmıştır. Minerallerde yönelme genelde belirgin olarak bulunmaz ve bazı muskovitlerin dizilimi ile kuvarşlarda alan yoğunlaşmaları hariç magmatik dokunun korunmuş olduğu söylenebilir (Şekil 3.1a, Şekil 3.2b).

K-feldspatlar, özellikle de ortoklaz türü K-feldspatlar kayacın en iri bileşenleridirler (Şekil 3.3b ve Şekil 3.5c). Genellikle karlsbad türü basit ikizlenme gösterirler. Ortoklazlarda pertitleşme yaygındır ikizli tanelerde iki parçanın pertitik düzlemleri de farklı yönlerdedir (Şekil 3.5a, c ve d). Mikroklinler kafes ikizlenmesi gösterirler ve ikiz düzlemleri çok incedir (Şekil 3.3a). Mikroklinlerde de pertitik yapı vardır ama bu dönüşüm ortoklazlardaki gibi çok yaygın değildir. Pertitleşme ve dilinim zonlarında ikincil dönüşümler bulunur ve tanelerin çok iri olmaları dolayısıyla bu dönüşümler

polarizan mikroskopta da anlaşılabilir (Şekil 3.3b, Şekil 3.4b ve Şekil 3.5d). Bunların granitin maruz kaldığı kaolenleşme olması olasıdır ve dolayısıyla kaolenleşmenin, özellikle feldspatların dilinim düzlemlerinde ve pertitik zonlarında başladığı-geliştiği söylenebilir.



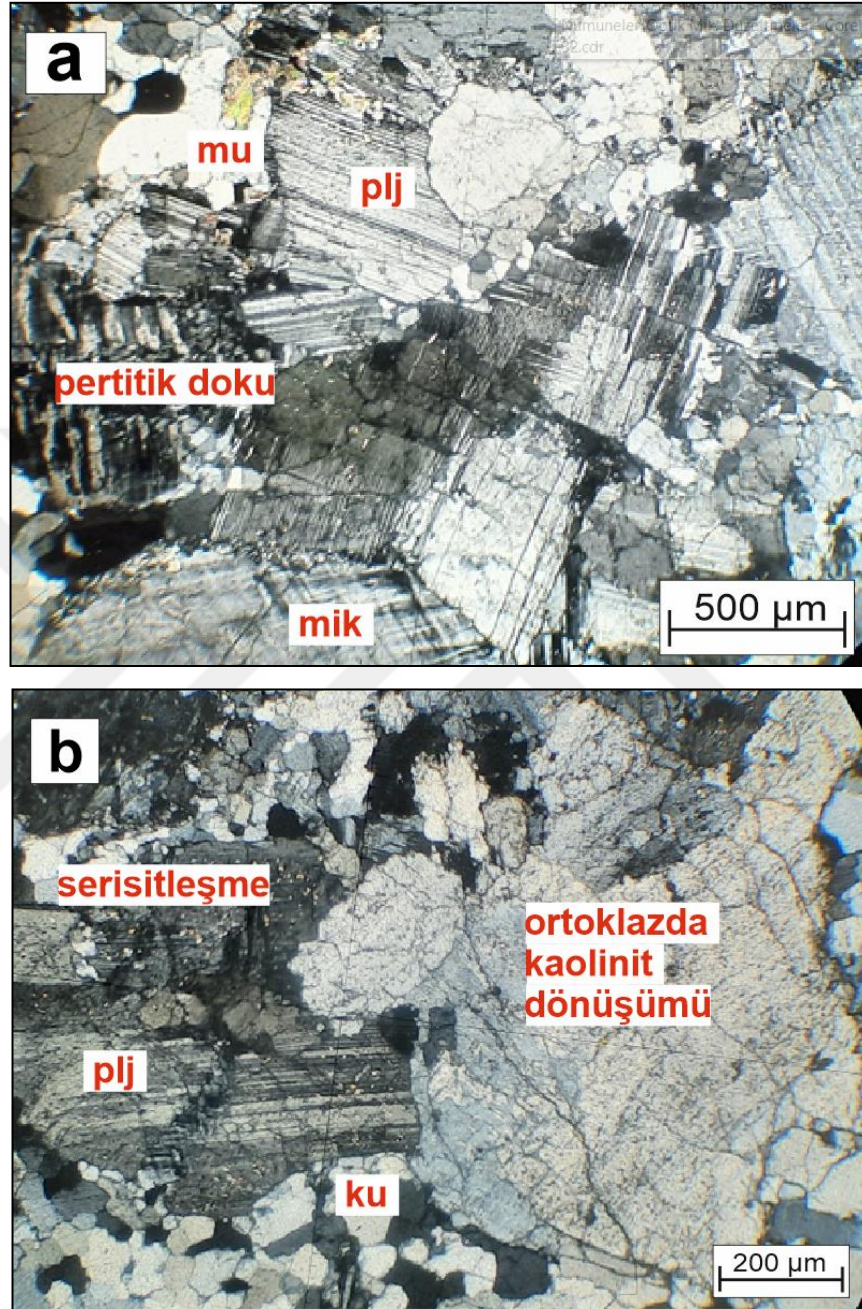
**Şekil 3.1 :** Granitlerin (örnek: 18) petrografik-polarizan çapraz nikol görünüşleri. İri taneli muskovitler (mu), ikincil klorit minerali, farklı boyutlarda kuvars (ku) oluşumları (a). İnce pulcuklar halinde serisitleşmiş plajiolaz (plj) mineralleri (b).



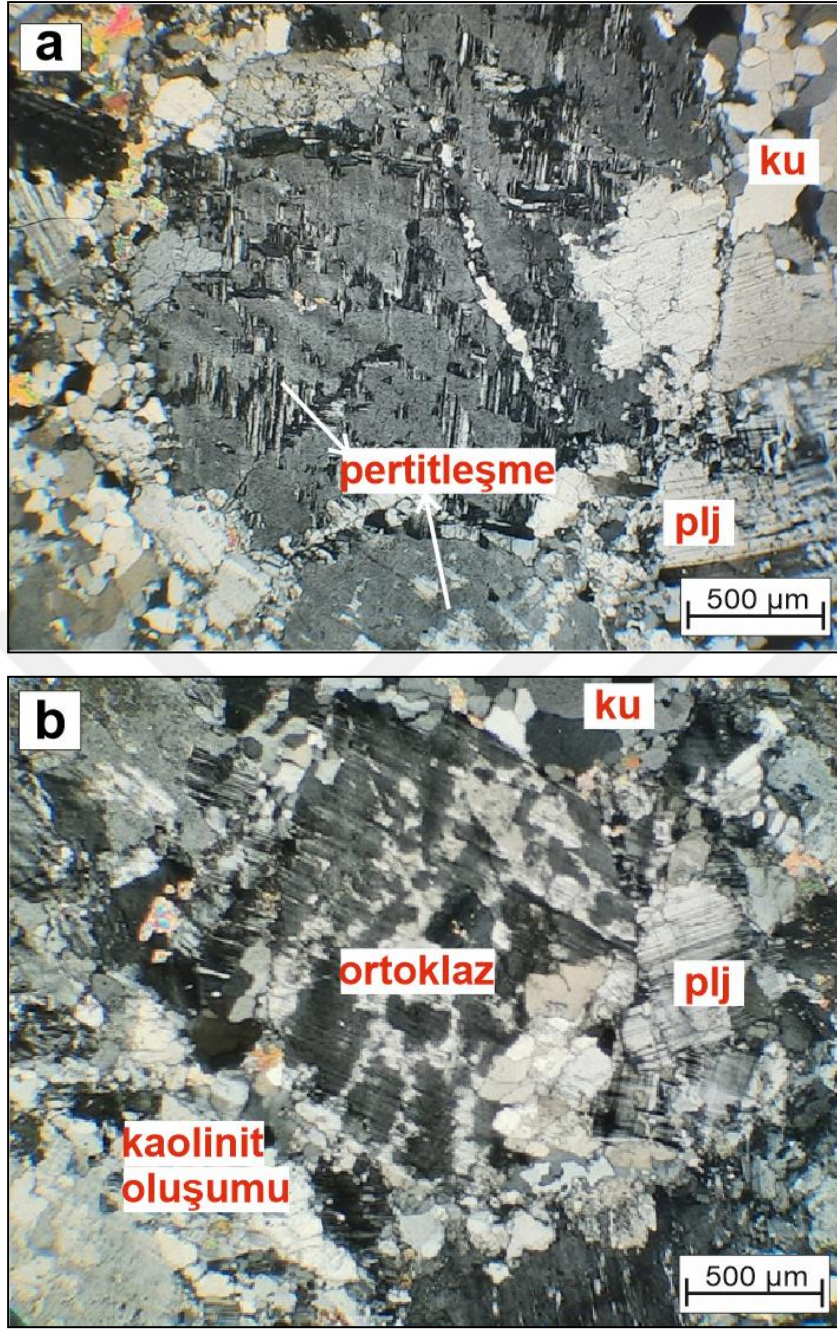
**Şekil 3.2 :** Granitlerin (örnek: 19) petrografik-polarizan çapraz nikol görünüşleri. Farklı tane boyutlu kuvars (ku) oluşumları, iri taneli ortoklaz türü alkali feldspatta muhtemel kaolen oluşumu (a). İnce pulcuklar halinde serisitleşmiş plajiolaz (plj) mineralleri, muskovit (mu) diziliminde yoğunlaşma (b).

Plajiolazlar ortoklaz ve mikroklinlere göre daha ince tanelidirler, çoğunlukla albit ikizlenmesi gösterirler ve ikiz düzlemlerine göre sönme açıları 12-18° arasında ölçülmüştür (albit) (Şekil 3.5a, c ve d). Plajiolazlar paralel nikolde oldukça temiz görünümlüdürler ancak bazı tanelerde, tane içlerinde serisit pulcuklarını içerirler (Şekil 3.1b ve Şekil 3.5b). Muskovitler oldukça ince lameller şeklinde taneciklerdir, tek yönde iyi dilinim gösterirler ve paralel nikol altında renksiz olup çapraz nikol

altında parlak polarizasyon renklerine sahiplerdir (Şekil 3.1a ve Şekil 3.2b). Bazı muskovitler, muhtemelen yüksek demir içerikli olduklarından tek nikol altında kirli görünümlüdürler.



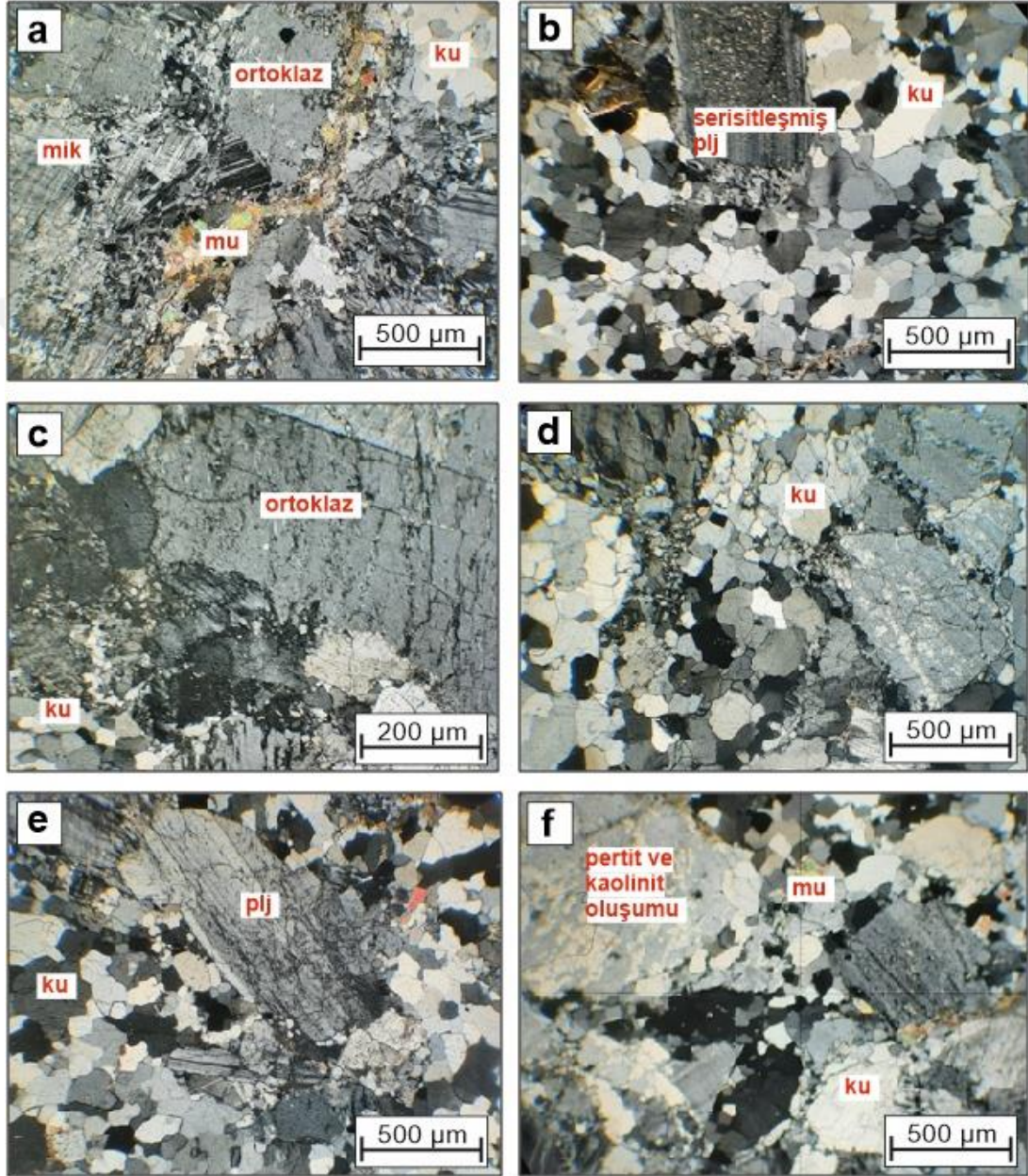
**Şekil 3.3 :** Granitlerin (örnek: 20) petrografik-polarizan çapraz nikol görünümeleri. Kafes ikizlenmesi gösteren mikroklinler (mik), peritik ortoklazlar, albit-polisintetik ikizlenmeli plajoklazlar (albit), kuvarslar (ku) ve muskovitler (mu) (a). İri taneli ortoklaz türü feldspatta muhtemel killeşme (kaolinit dönüşümü), plajoklazlarda serisit oluşumları, feldspatlara göre çok daha temiz görümlü kuvarslar (b).



**Şekil 3.4 :** Granitlerin (sondaj karot örnekleri; K1 ve K2) petrografik-polarizan çapraz nikol görünüşleri. Ortoklazlarda, mikroklinlerde ve plajiolazlarda dönüşümler; pertit ve dilinim düzlemlerinde ve bazen gelişigüzel dönüşümler, muhtemelen killeşme (kaolinit) (a ve b).

Metagranitlerin ince fissür ve çatlaklarında ise ikincil mikro kuvarslar ve kalsedonlar bulunur. Mineral taneleri arasında da mikro kuvars tanecikleri vardır (Şekil 3.3 ve Şekil 3.4). İkincil kuvarslar dolayısıyla metagranitin silisyum içeriği yüksek beklenebilir. Metagranitin silisleşme geçirdiği söylenebilir. Ayrıca ince mika pulcukları (serisitler) plajiolaz türü feldspatlarda daha yaygın olarak vardır. Metagranitin kuvars tanelerinin yoğun olduğu kesimlerinde poligonal kuvarslar

oldukça berrak-temiz tanelerdir. Kayacın diğer kesimlerindeki bazı kuvars tanelerinden daha temiz görünürler. Muhtemelen bu tür kuvarslar da metamorfizma neticesinde meydana gelmiş kuvarslar olabilir. Kayaç dokusunda her ne kadar bir metamorfizma neticesinde meydana gelen yönlenme bulunmasa da muskovitlerdeki kısmi yönlenmeler nedeniyle birimin metagranit olarak adlanması uygun görülmüştür.



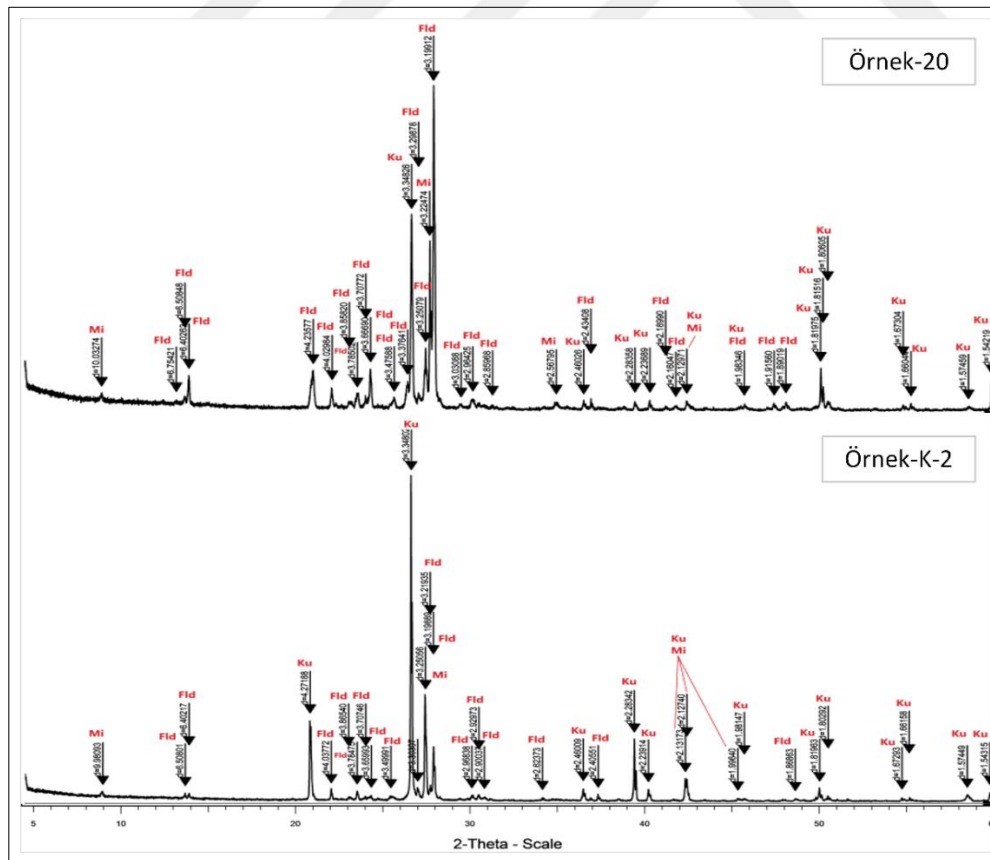
**Şekil 3.5 :** Granitlerin petrografik-polarizan çapraz nikol görünümleri. 20 no’lu örnekte ortoklaz, mikroklin (mik), kuvars (ku), muskovit (mu), epidotlaşma ve killeşme (a). İri ortoklaz taneleri (b ve c). Perthitik feldspatlar ve temiz görünümlü kuvarslar (d). K1 no’lu örnekte kuvarşça zengin kesim, iri plajiolaz (albit) tanesi (e). K2 no’lu örnekte perthitik zonlarda gelişen killeşme (kaolinit) (f).

### 3.1.2 X-ışınları difraksiyonu (XRD) incelemeleri

Kaolenleşme göstermeyen taze metagranit örneklerine ait XRD analiz sonuçları Çizelge 3.1’de verilmiştir. 20 ve K-2 kodlu örneklerin XRD paternleri ise Şekil 3.6’da verilmiştir. Çalışma alanından alınmış örneklerden Ör. 20 ve K-2 metagranit örnekleridir. Ör. 20’ye ait XRD sonuçları incelendiğinde tahmini kuvars miktarının % 20-25 seviyelerinde olduğu ve mika oranının % 5’ten az olduğu söylenebilir. Feldspat oranı ise % 70-75 civarında baskın bir şekilde gözlenmektedir. K-2 örneği incelendiğinde, yaklaşık % 60 seviyelerinde kuvars bulunduğu ve kuvarsça zengin olduğu söylenebilir. Feldspat miktarı ise % 30-35 civarında olup % 5’ten daha az oranda mika gözlenmektedir.

**Çizelge 3.1:** Metagranit örneklerinin X-ışınları difraksiyonu (XRD) analiz sonuçları ve minerallerin tahmin edilmiş yarı kantitatif oranı (% , ağırlıkça).

| Örnek Kodu | Kuvars | Feldspat | Mika | Kalsit |
|------------|--------|----------|------|--------|
| 20         | 20-25  | 70-75    | <5   | <5     |
| K-2        | 60-65  | 30-35    | <5   | -      |



**Şekil 3.6 :** 20 ve K-2 numaralı metagranit örneklerine ait XRD paternleri (Mi: Mika, Fld: Feldspat, Ku: Kuvars).

## 3.2 Kuvarsitler

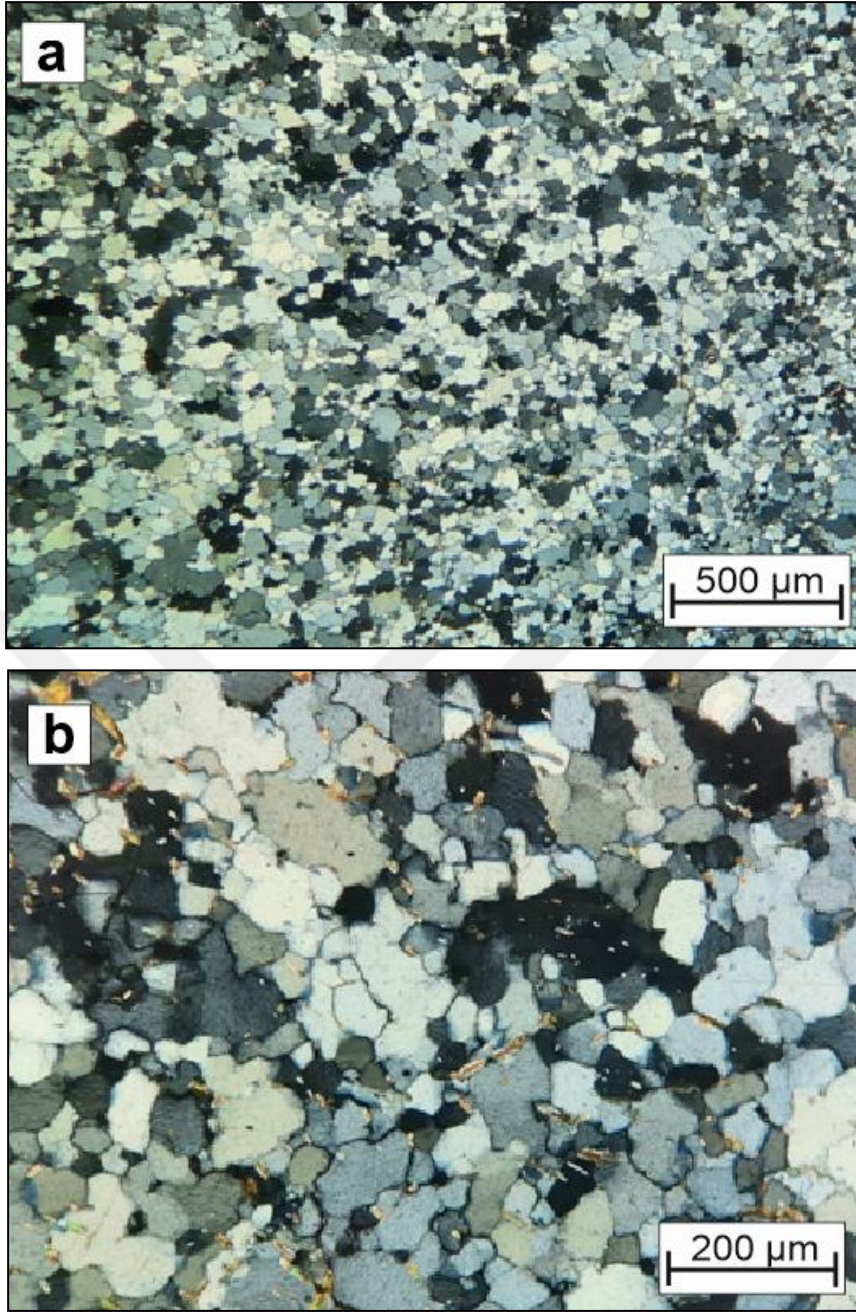
### 3.2.1 Petrografik polarizan mikroskop incelemeleri

Petrografik-polarizan mikroskop çalışmalarında kuvarsitlerin yüksek oranda kuvars minerallerinden oluştukları saptanmıştır. Örneklerin yaklaşık, ortalaması olarak % 90 civarında kuvars bulunmaktadır. Muskovit türündeki mika minerali ise diğer bileşendir. Muskovitler bazı örneklerde çok düşük orandadır (% 5 civarı) bazı örneklerde de % 10-20 arasındaki oranlardadır.

Kuvarsitlerin dokusu, sadece kuvarslar dikkate alındığında mozaik dokudur (Şekil 3.7 ve Şekil 3.8). Aynı örneğin kesitlerinin bazı kesimlerinde kuvarslar metamorfizma etkisiyle basık taneler ve kısmen boylanmış görünümde de olabilmektedir (Şekil 3.8 ve Şekil 3.11b). Bazen uzama yönleri doğrultusunda dizilim gösterirler. Kuvarslar oldukça taze görünümündedirler. Paralel nikol (tek nikol) incelemesinde renksiz, berrak görünümde, ksenomorf şekillidirler (Şekil 3.9a, c, Şekil 3.10a ve Şekil 3.11a). Çapraz nikolde (çift nikol) grimsi bejimsi girişim renkleri gösterirler.

Muskovitler kayaç dokusu içinde çoğunlukla belli yönde dizilim gösterirler ve çoğunlukla ince ve küçük boyutlu taneciklerdir, bazen ince uzun bazen de daha kalınca lameller şeklinde bulunmaktadır (Şekil 3.8, Şekil 3.10b ve Şekil 3.11b). Paralel nikol altında tek yönde belirgin dilinim gösterirler; birçok örnekte kirli görünümündedirler, az sayıda tanede berrak görünümlüdürler. Muskovitlerin nispeten kirli görünimleri demir içeriklerinin yüksek olmasından dolayıdır. Kuvarsitlerin eser oranlarda bulunan diğer bir bileşeni de opak minerallerdir. Opak mineraller çok küçük taneciklerdir dağınık (saçılmış tanecikler) olarak bulunur ve genelde % 1 civarı orandadırlar.

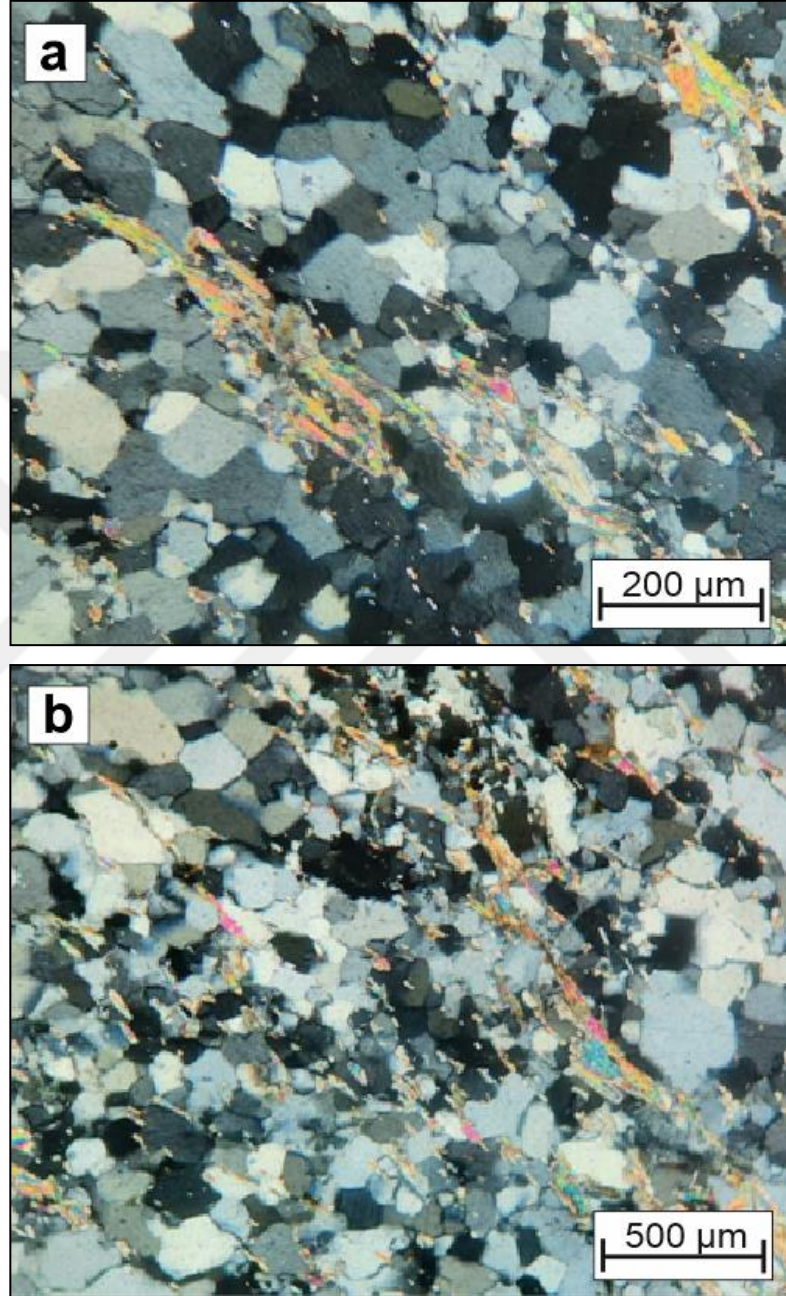
9 no'lu kuvarsit örneği % 95 civarında kuvars, % 4-5 muskovit ve % <1 opak mineral içerir. Kuvars taneleri nispeten eş boyutlu görünümde, mozaik dokuludur, kesitin bazı alanlarında daha ince taneli birliktelik gösterirler (Şekil 3.7 ve Şekil 3.9a, b). Muskovitler çok ince tanecikler halindedirler.



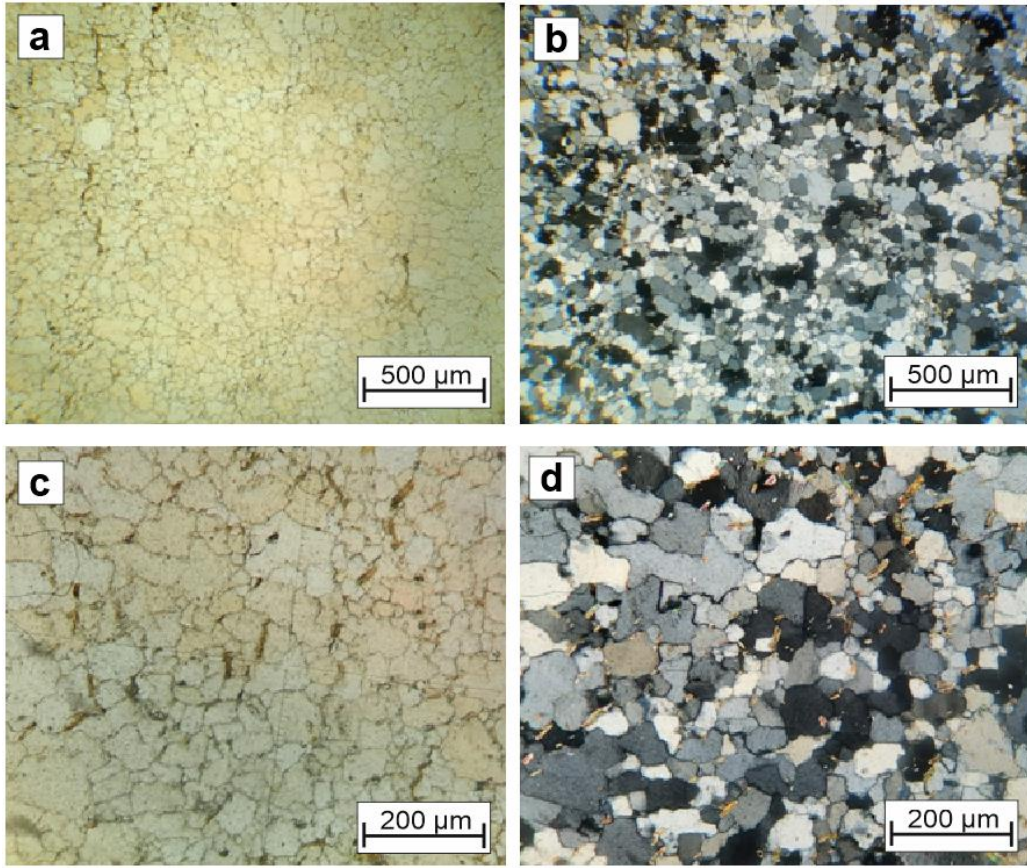
**Şekil 3.7 :** Kuvarsitlerde petrografik-polarizan mikroskop görünimleri. Kuvars tanelerinin mozaik benzeri dokusu; öz şekilsiz veya yarı öz şekilli kuvarslar ile gelişigüzel veya çizgisel dizilimler şeklinde bulunabilen ince uzun muskovit taneleri (Örnek No: 9; çapraz nikol).

10 ve 14 no'lu örneklerde mika (muskovit) oranı yüksektir. 10 no'lu örnekteki muskovitler tüm kayacda % 15 civarındadır. Kayacın bazı kısımlarında kuvars-mika şist görünümü vardır (Şekil 3.8). Bu tür dokularda muskovitlerde yönlü dizilim kısmen mevcuttur. 14 no'lu örnekte kuvarsların tane boyutları çok farklıdır ve dokuda heterojen bir görünüm vardır. Mikalar dizilim gösterirler ve belli alanlarda yoğunlaşmışlardır. Mikaların iri taneli olduğu ve yoğun olduğu kısımlarda kuvars tane

boyları küçülmüştür ve mikro kuvars tanecikleri muskovitleri sarmıştır. 14 no'lu örnekte mika oranı % 20 civarındadır. 15 no'lu kuvarsit örneğinde ise muskovit oranı düşüktür. Kuvars mineralleri için mozaik doku görülmektedir ancak tane boyutları homojen değildir (Şekil 3.9c, d).



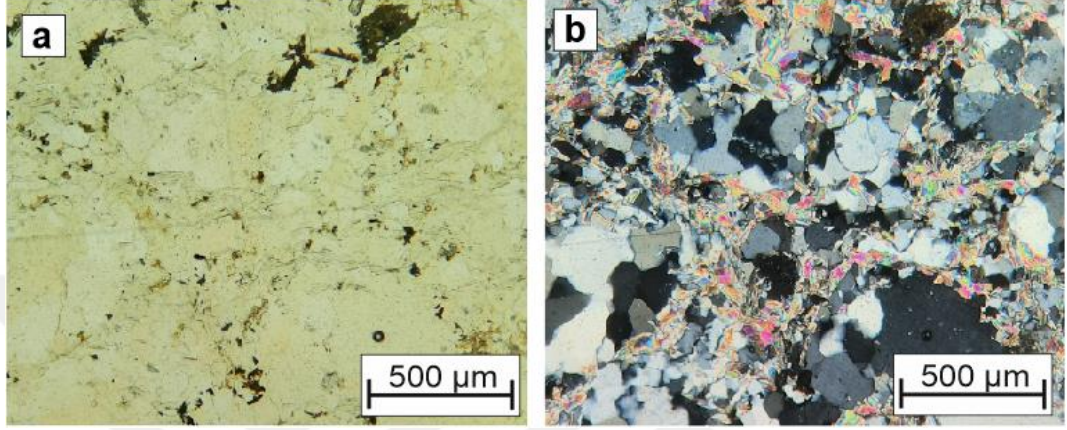
**Şekil 3.8 :** Kuvarsitlerde çapraz nikolde petrografik-polarizan mikroskop görünüşleri. Muskovitin yüksek oranda olduğu örnekte homojen tane boyutlu kuvarslar (a) ile farklı tane boyutlu kuvarsların olduğu alanlar (b) ve kuvarslarda kısmen boylanma ve muskovitlerde yönü görünüşler (Örnek No: 14; çapraz nikol).



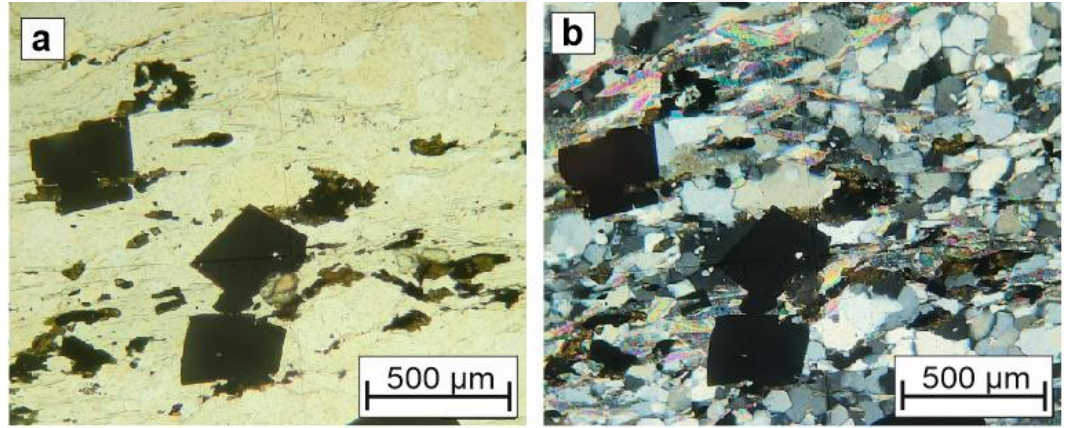
**Şekil 3.9 :** Kuvarsitlerde paralel ve çapraz nikolde petrografik-polarizan mikroskop görünüşleri. Düşük oranda muskovit içeren örneğin kuvarslarında farklı boyutlu taneler (a ve b: örnek: 9; paralel ve çapraz nikol). İnce-uzun muskovitlerde mineral tanelerinin çizgisel dizilimleri, kuvars minerallerinde mozaik doku ve farklı boyutlu taneler (c ve d: örnek: 15; paralel ve çapraz nikol).

16 ve 17 numaralı örneklerde mika (muskovit) minerali oranı artmaktadır. 16 numaralı örnekte % 20-25 civarında gözlenen muskovitler düzensiz şekilde yer almaktadırlar (Şekil 3.10b). Kuvars minerallerini çevreleyen muskovit mineralleri küçük ince lameller halinde bulunmaktadır. Muskovitler örnek genelinde temiz görünümlüdür ve şisti yapı gözlenmemektedir. Kuvars minerallerin tane boyutlarında belirgin farklılıklar söz konusudur (Şekil 3.10). Opak minerallerin % 8-10 oranında bulunduğu söylenebilir (Şekil 3.10a). 17 no'lu örnekte kuvars-mika şist görünümü söz konusudur. Muskovit mineralleri belirli alanlarda yoğunlaşmıştır ve kısmen yönlü bulunmaktadır. Kuvars mineralleri ise kısmen basık ve muskovit mineralleri ile eş doğrultuda olarak kısmen boylanmış görünmektedir (Şekil 3.11b). Muskovitler nispeten kirli görünüme sahiptir, bu da yüksek demir içerikleri ile ilişkilendirilmiştir. Örnek 17'de iri opak mineralleri bulunmaktadır ve oranının % 10-15 civarında olduğu söylenebilir (Şekil 3.11a). Genel olarak bakıldığında çalışma alanında daha alt seviyelerden alınan kuvarsit örneklerinde kuvars mineralleri küçük taneler halinde ve eş boyutlu

gözlenirken yukarılara doğru boyutta farklılaşma söz konusu olmuştur. Ör. 16'da hem küçük hem iri kuvars mineralleri gözlenmiş olup kuvarsitlerde en üst seviyeden alınan Ör.17'de ise kuvars minerallerinde kısmi boylanma gözlenmiştir. Benzer şekilde daha alt seviyelerden alınmış kuvarsit örneklerinde muskovit mineralleri saçılımlı ve az oranda gözlenirken üst seviyelere doğru muskovit minerallerinin bulunma sıklığında artış görülmektedir.



**Şekil 3.10 :** Kuvarsitlerde petrografik-polarizan mikroskop görüntüleri. Kuvars tane boylarında farklılaşma gözlenmektedir. Muskovitler temiz görünümlüdür. (a ve b: Örnek No: 16; paralel ve çapraz nikol).



**Şekil 3.11 :** Kuvarsitlerde petrografik-polarizan mikroskop görüntüleri. İri opak mineralleri bulunmaktadır. Opak minerallerin oranı diğer örneklerle kıyasla daha fazla görülmektedir. Muskovitler kısmen kirli görünümlüdür. (a ve b: Örnek No: 17; paralel ve çapraz nikol).

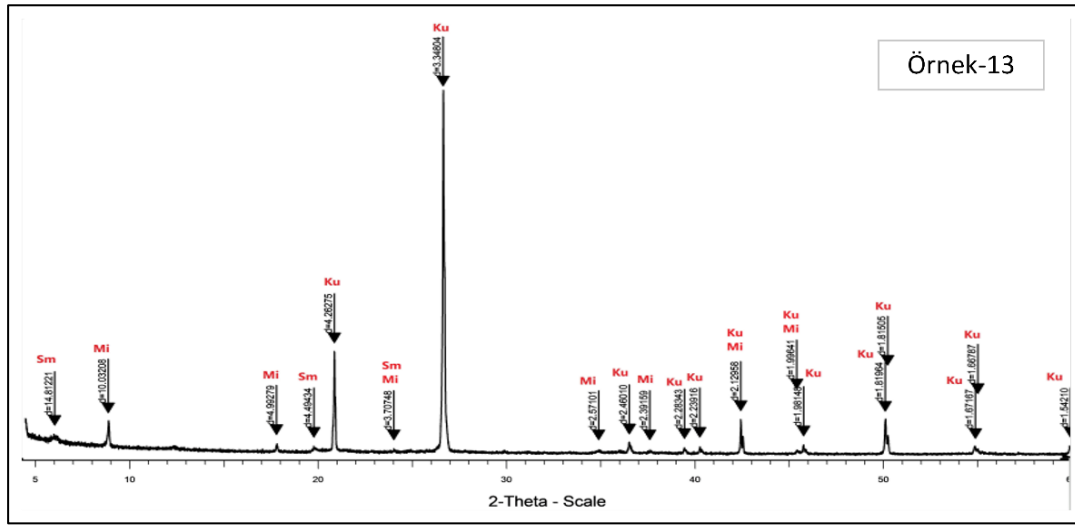
### 3.2.2 X-ışınları difraksiyonu (XRD) incelemeleri

Çalışma alanından alınmış kuvarsit örneklerinden 13 numaralı örneğe ait XRD analizi sonuçları ve yarı kantitatif (% ağırlıkça) mineral bileşimi Çizelge 3.2 'de verilmiştir. XRD paterni ise Şekil 3.12'de görülebilir. Ör. 13'te % 5'ten az oranda mika ve smektit gözlenirken, % 90-95 seviyelerinde kuvars bulunmaktadır. Ayrıca Ör. 13'ün alt

seviyelerinden alınan 12 ve 11 numaralı örnek sonuçları kaolinit miktarının baskın olduğunu göstermektedir, analiz sonuçları Kaolen Oluşumu başlığı altında ayrıca verilmiştir. Buna göre, kuvarsitlerin alt seviyesinde kaolen zonu bulunmaktadır ve kaolenleşme granitin üst zonunda, kuvarsit ile dokanağında meydana gelmiştir.

**Çizelge 3.2:** Kuvarsit örneğinin X-ışınları difraksiyonu (XRD) analiz sonucu ve minerallerin tahmin edilmiş yarı kantitatif oranı (% , ağırlıkça).

| Örnek Kodu | Kuvars | Mika | Smektit |
|------------|--------|------|---------|
| 13         | 90-95  | <5   | <5      |



**Şekil 3.12 :** 13 numaralı örneğe ait XRD paterni (Sm: Smektit, Mi: Mika, Ku: Kuvars).

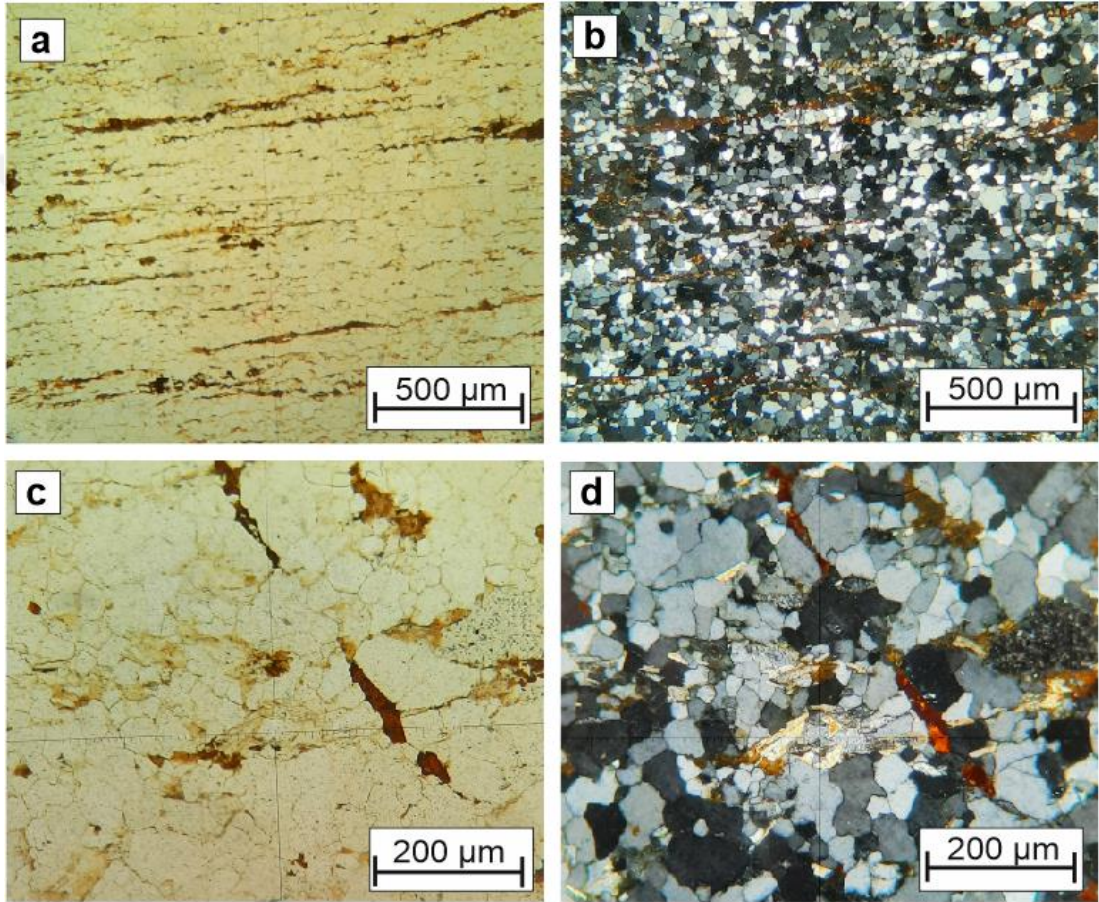
### 3.3 Kuvarşistler

#### 3.3.1 Petrografik polarizan mikroskop incelemeleri

Mikroskop incelemelerinde kuvarşistlerin yüksek oranda kuvars içerdiği ve ana mineralinin kuvars olduğu görülmektedir. Eş taneli ve homojen görünümlü kuvarşların kayaç genelinde oranı % 80-90 arasındadır. Mozaik doku oluşturan kuvarşlar, çoğunlukla öz şekilsiz ve yarı özşekilli görünümündedir. Paralel nikolde renksiz incelenen kuvarşların tane sınırları belirgin değildir, düşük rölyefe sahiptirler (Şekil 3.13a ve c). Çapraz nikol incelemelerinde ise beyazdan gri ve tonlarına değişen girişim renkleri gözlenmektedir (Şekil 3.13b ve d).

Mika türlerinden muskovit minerali ise kuvarşistte gözlenen belirgin ikinci mineralidir. Örnekler genelindeki oranları % 10-20 arasındadır. Muskovitler demir oksit getirimleri nedeniyle kirli görünümündedir ve kayaçtaki şisti yapıyı-dokuyu

meydana getirmişlerdir. Demir oksit/hidroksit getirimi, muskovitlerin yanı sıra kayaç fissür ve boşluklarında da etkili olmuştur. Ayrıca kuvars tane sınırlarında da mikro hatlar olarak görülürler. Paralel nikol altında bu izler belirgin gözlenmektedir. Muskovit tanelerinin tümü tek yönde uzama (lineasyon) göstermekte ve çizgisel dizilimde bulunmaktadır (Şekil 3.13). Genel olarak ince damarlar halinde gözlenen muskovitler bazı noktalarda daha iri boyutlu ve saçılımlı lameller halinde yer almaktadırlar. Opak mineraller ise kayaç içerisinde % 1-2 oranında eser miktarda gözlenen diğer bir bileşendir.



**Şekil 3.13 :** Kuvarsşistlerin paralel ve çapraz nikolde mikroskop görüntüleri. Eş boyutlu kuvars mineralleri, lineasyon gösteren muskovitler ve kayaç boşluklarında muhtemel demir oksit getirimleri (Örnek No: 21, paralel ve çapraz nikol).

### 3.4 Kaolen Oluşumu

#### 3.4.1 X-ışınları difraksiyonu (XRD) incelemeleri

Çalışma alanı içerisinde kaolenleşmenin izlendiği ocak içi ve çevresinden değişik seviyelere ait on adet kaolen örneği alınmıştır. Kaolen örneklerine ait XRD analizi ile belirlenen mineralojik bileşimleri ve tahmin edilmiş mineral oranları Çizelge 3.3'de

verilmiştir. Örneklerle ait XRD paternleri ise Şekil 3.14 – Şekil 3.23 arasında verilmiştir. XRD çalışmaları sonucu çalışma alanından alınan tüm kaolen örneklerinin genel mineral bileşimleri “kaolinit + halloysit + mika + smektit + karışık katman kil mineralleri + kuvars + feldspat” olarak belirlenmiştir. Örneklerdeki halloysit türünün sulu halloysit (hidrate halloysit) olması nedeniyle Çizelge 3.3’de halloysit ve mika için ortak mineral oranı tahmin edilmiştir.

**Çizelge 3.3:** Çalışma alanından derlenen kaolen örneklerinin X-ışınları difraksiyonu (XRD) analiz sonuçları ve minerallerin tahmin edilmiş yarı kantitatif oranı (% , ağırlıkça).

| Örnek Kodu | Kuvars | Feldspat | Halloysit + Mika | Kaolinit | Smektit | Karışık Katman Kil Mineral Fazları |
|------------|--------|----------|------------------|----------|---------|------------------------------------|
| 1          | 45-50  | -        | <5               | 35-40    | <5      | -                                  |
| 2          | 30-35  | <5       | 15-20            | 45-50    | <5      | -                                  |
| 3          | 20-25  | <5       | 15-20            | 55-60    | -       | -                                  |
| 4          | 20-25  | <5       | 5-10             | 45-50    | 5-10    | 10-15                              |
| 5          | 20-25  | <5       | 15-20            | 55-60    | -       | -                                  |
| 6          | 10-15  | <5       | 5-10             | 70-75    | -       | 5-10                               |
| 7          | 20-25  | -        | <5               | 70-75    | -       | -                                  |
| 8          | 40-45  | -        | <5               | 50-55    | -       | -                                  |
| 11         | 5-10   | <5       | 15-20            | 70-75    | -       | -                                  |
| 12         | 5-10   | 5-10     | 10-15            | 70-75    | -       | -                                  |

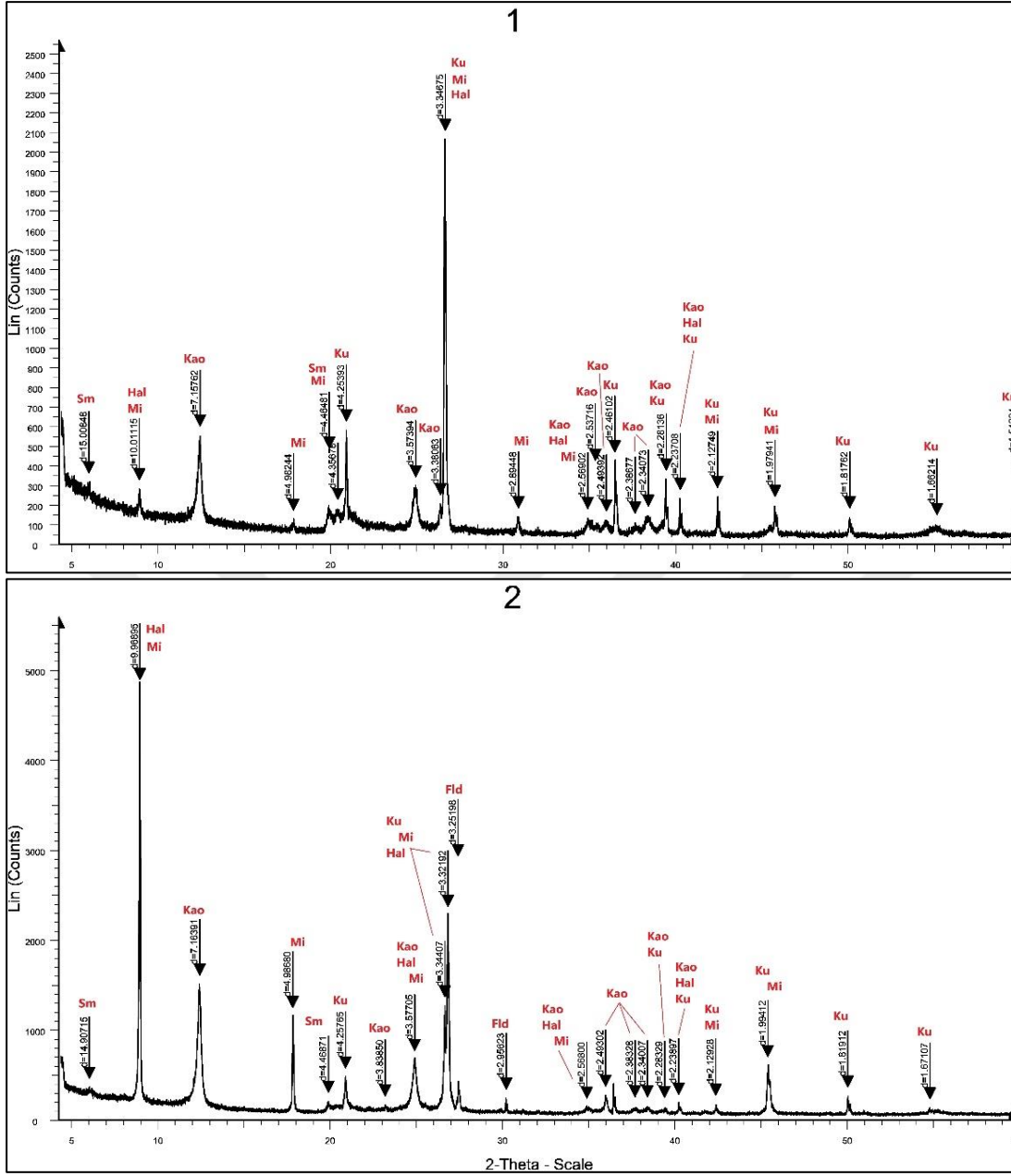
Kil fraksiyonu çalışmalarına genel anlamda bakıldığında ana kil minerali kaolinitir. Kaolinitler, tüm kayaç analizlerinde (001) yansıma yüzeyine ait 7.15 Å - 7.19 Å arasında değişen bazal mesafe değerli en şiddetli piki ile tayin edilmiştir. (002) yansımasına ait mesafesi ise 3.56 - 3.57 Å şeklinde tespit edilmektedir. İki adet kaolinitçe zengin örnekte kil fraksiyonu yapılmış ve 550 °C’de fırınlanan (2 saat) örneğin XRD analizi yapılmıştır. Kaolinit pikleri görülmemiştir ve kaolinitin 550 °C’de yapısının bozulması gerçekleşmiştir.

Kaolinite eşlik eden diğer bir mineral halloysittir. Halloysit varlığı morfolojik özelliğinden dolayı SEM çalışmalarında belirlenmiştir ve sonrasında XRD paternlerinde yorumlanmıştır. Halloysitler, yaklaşık 7 Å ana pikini gösteren susuz halloysitler ve yaklaşık 10 Å ana piklerini gösteren sulu halloysitler olmak üzere iki şekilde sınıflanmaktadır. Dolayısıyla sulu ve susuz halloysitler, mika ve kaolinit ile örtüşen pikler göstermektedir. Bunun ayrımı için 100 °C’de bekletilen halloysitli iki örneğin XRD paternleri alınmıştır. Bu örneklerde 10 Å değerli piklerin halloysit olduğu belirlenmiştir (sulu halloysit).

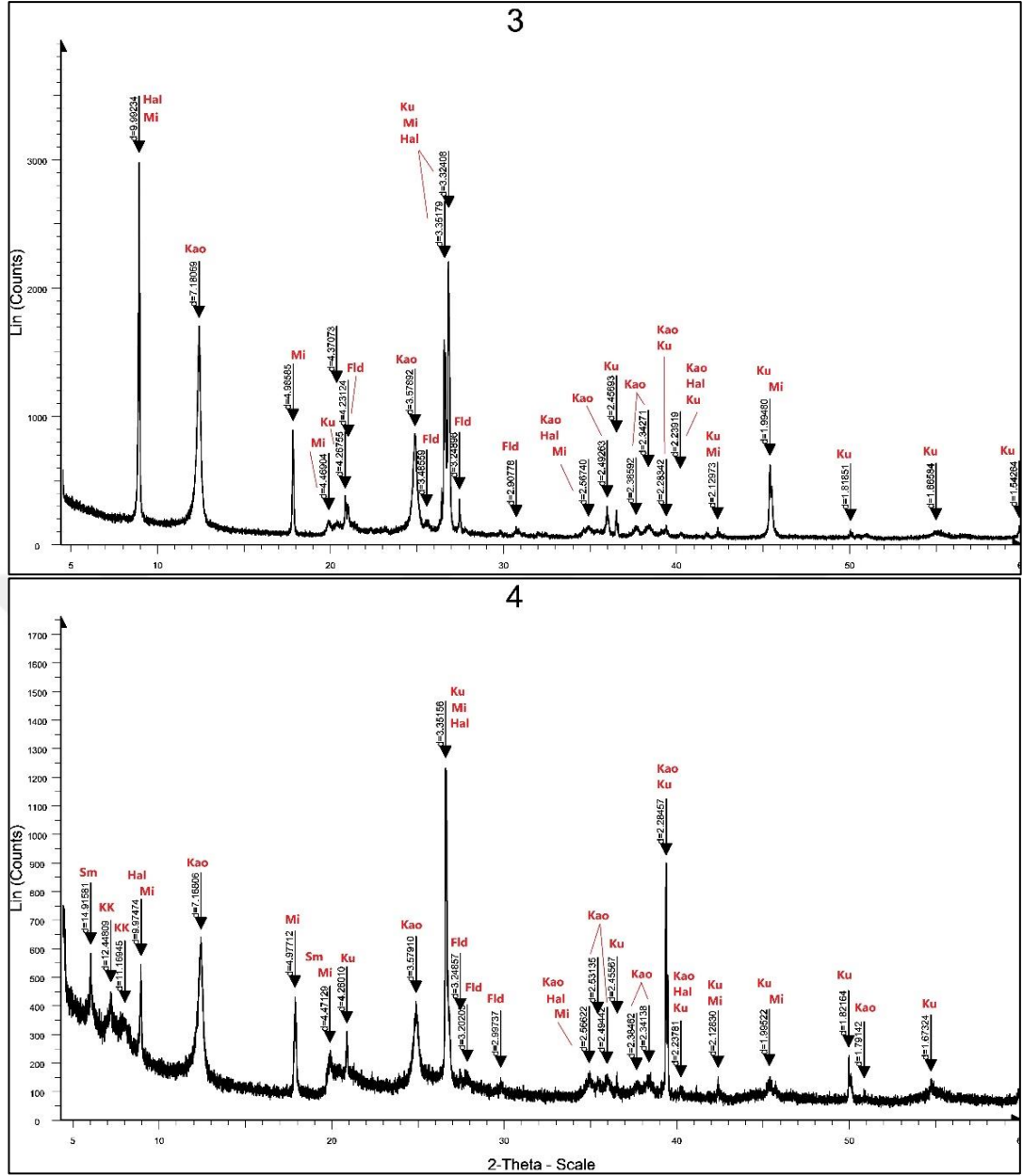
Üç örnekte (1, 2 ve 4 no'lu örnekler) düşük oranlarda smektit bulunmaktadır (Şekil 3.14 ve Şekil 3.15). Smektit varlığı, 14.90-15 Å ana piklerinin, 4.46-4.47 Å ikincil piklerin varlığı ile tayin edilebilmektedir. İki örnekte (4 ve 6 no'lu örnekler) karışık katman kil minerali olduğu düşünülmüştür. Bu fazlar yaklaşık 11-12 Å mesafeli fazlardır ve örneklerde iki ayrı pik olarak da görülmüştür. Muhtemelen smektit karışık katmanı ile farklı bir faz daha olabileceği söylenebilir.

Örnekler genelinde kil dışı minerallerden kuvars ve feldspat mineralleri bulunmaktadır. Kuvars 3.34 Å ana piki ile görülür ve bu pik mika ve halloysit pikleriyle de örtüşür. Feldspatlar ise 3.20 Å civarında pikleri ile tespit edilmiştir.

XRD çalışması ile birlikte örneklerin düşey yöndeki farklılıkları hakkında bazı sonuçlara varılmıştır. İlk olarak ocağın güneydoğusunda aşağıdan yukarı doğru sırasıyla 1, 2, 3 ve 4 numaralı örnekler alınmıştır. 1 numaralı örnekte kuvars oranı % 45-50 arasında iken 2 numaralı örnekle % 30-35, 3 ve 4 numaralı örneklerde ise % 20-25 seviyelerindedir. Kuvars minerali varlığı alttan üste doğru azalmaktadır. Kaolinit oranı ise 1 numaralı örnekte en düşük seviyelerde olup % 35-40 oranındadır, üst seviyelere çıktıkça kaolinit oranı da artmaktadır. Buradan ilk dört örneğin alındığı ocak aynasında, alt seviyelerde granite yaklaştıkça kuvarsça zenginleşme olduğu anlaşılmaktadır, granitten uzaklaştıkça kaolinitçe zenginleşme söz konusudur.



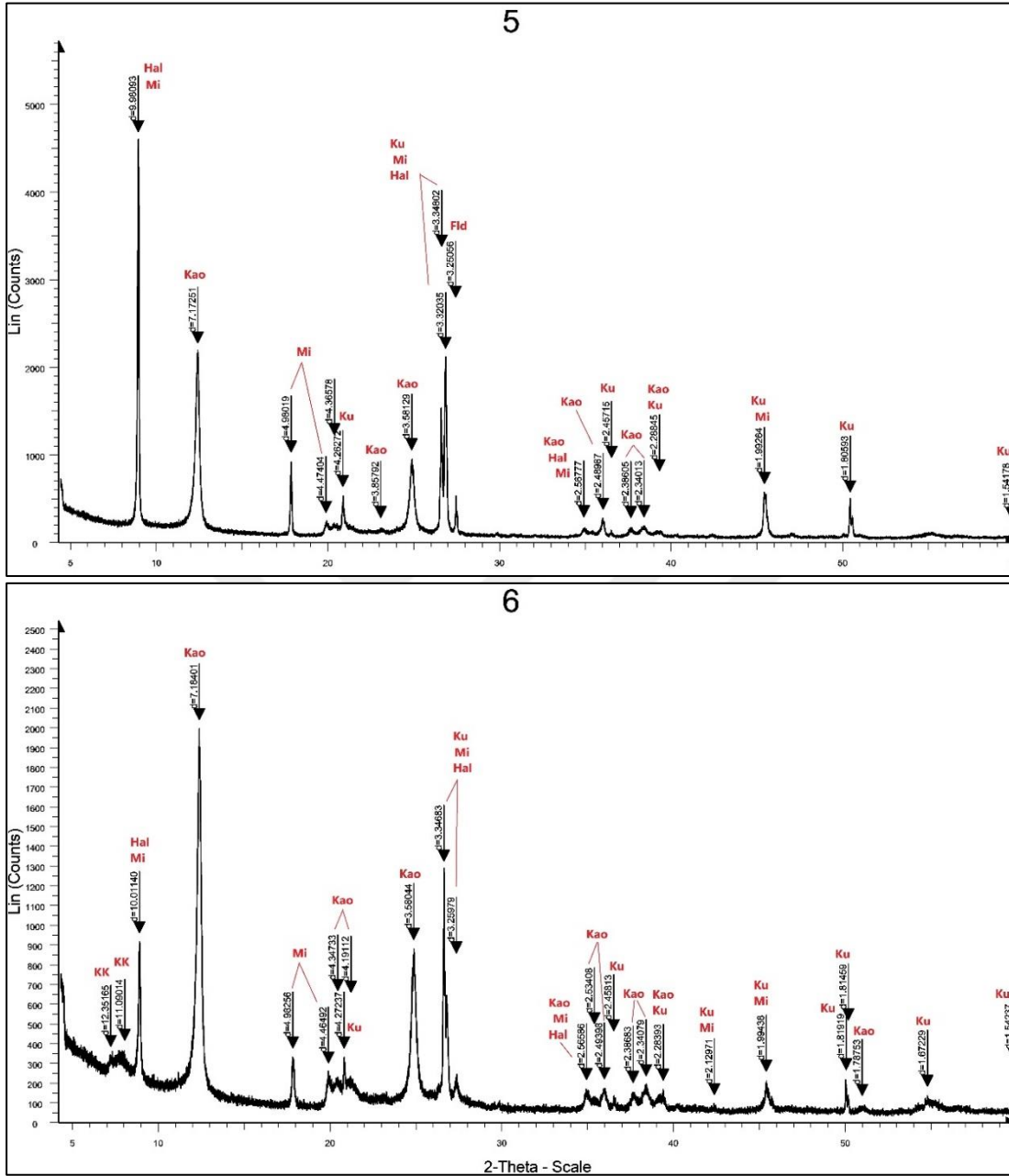
**Şekil 3.14 :** Çalışma alanında kaolen ocağının güneydoğusunda alttan üst seviyelere doğru sırasıyla alınan 1 ve 2 numaralı örneklerle ait XRD paternleri (Sm: Smektit, Hal: Halloysit, Mi: Mika, Kao: Kaolinit, Fld: Feldspat, Ku: Kuvars).



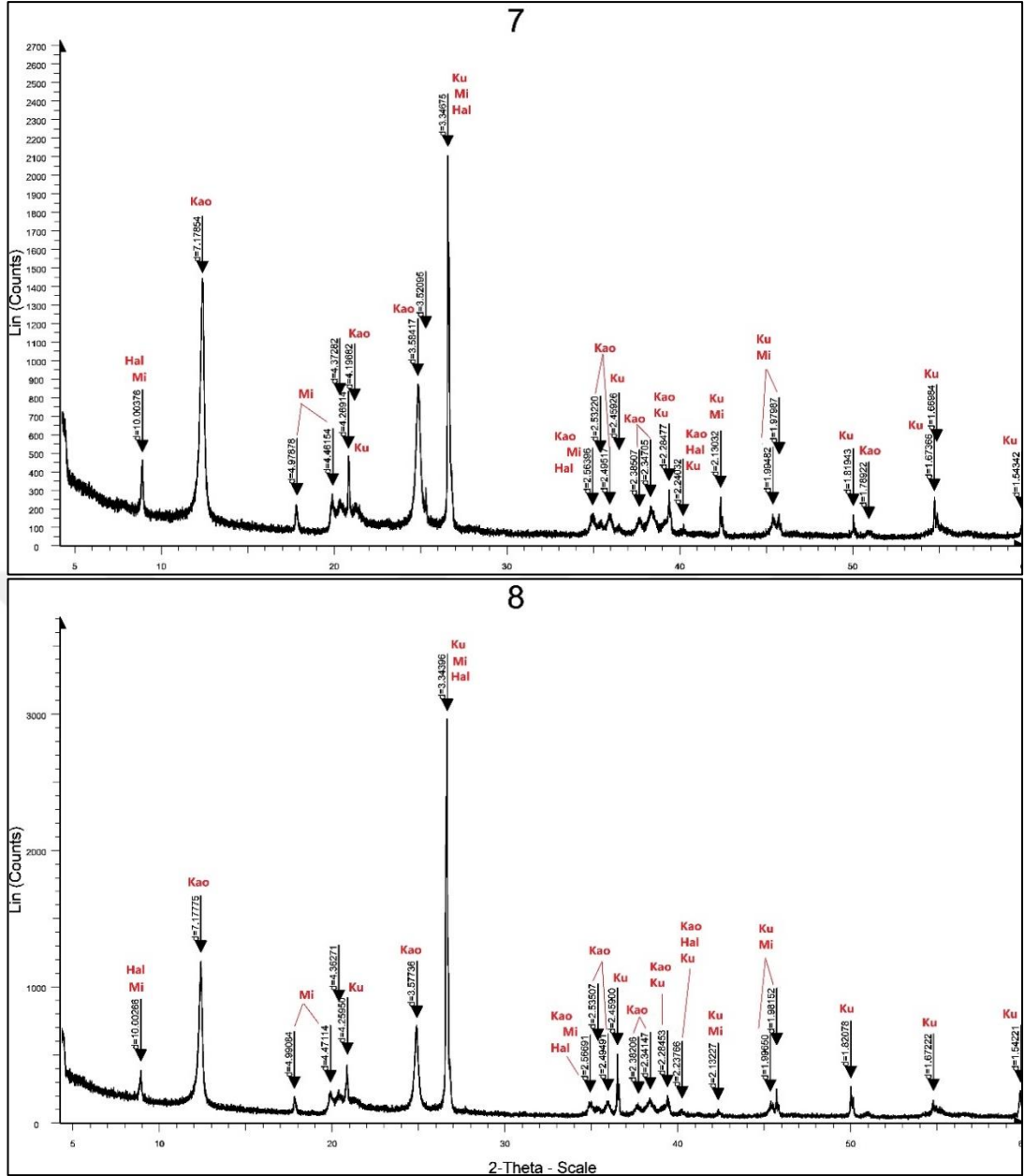
**Şekil 3.15 :** Çalışma alanında kaolen ocağının güneydoğusunda alttan üst seviyelere doğru sırasıyla alınan 3 ve 4 numaralı örnekler için XRD paternleri (Sm: Smektit, KK: Karışık Katman, Hal: Halloysit, Mi: Mika, Kao: Kaolinit, Fld: Feldspat, Ku: Kuvars).

Çalışma sahasının kuzeydoğusunda aşağıdan yukarı doğru alınan örneklerden sırayla 5, 6, 7 ve 8 numaralı örnekler için XRD analizi yapılmıştır (Şekil 3.16 ve Şekil 3.17). Düşey yönde sırasıyla incelenen bu örneklerde, halloysit oranı Ör. 5'te % 15-20 seviyelerde iken Ör. 6'da bu oran % 5-10 seviyelerine, Ör. 7 ve 8'de ise % 5'in altına düşmektedir. Dikkat çeken diğer bir husus, alt seviyelerde (Ör. 5 ve 6) feldspat varlığı % 5 'ten az oranda gözlenirken üst seviyelere doğru (Ör. 7 ve 8) feldspat gözlenmemektedir. Kaolinit minerali ise ara seviyelerde (Ör. 6 ve 7) % 70-75 gibi

belirgin oranlarda bulunurken, üstte azalma söz konusu olmuş ve kaolinit oranı % 50-55 civarına düşmüştür.



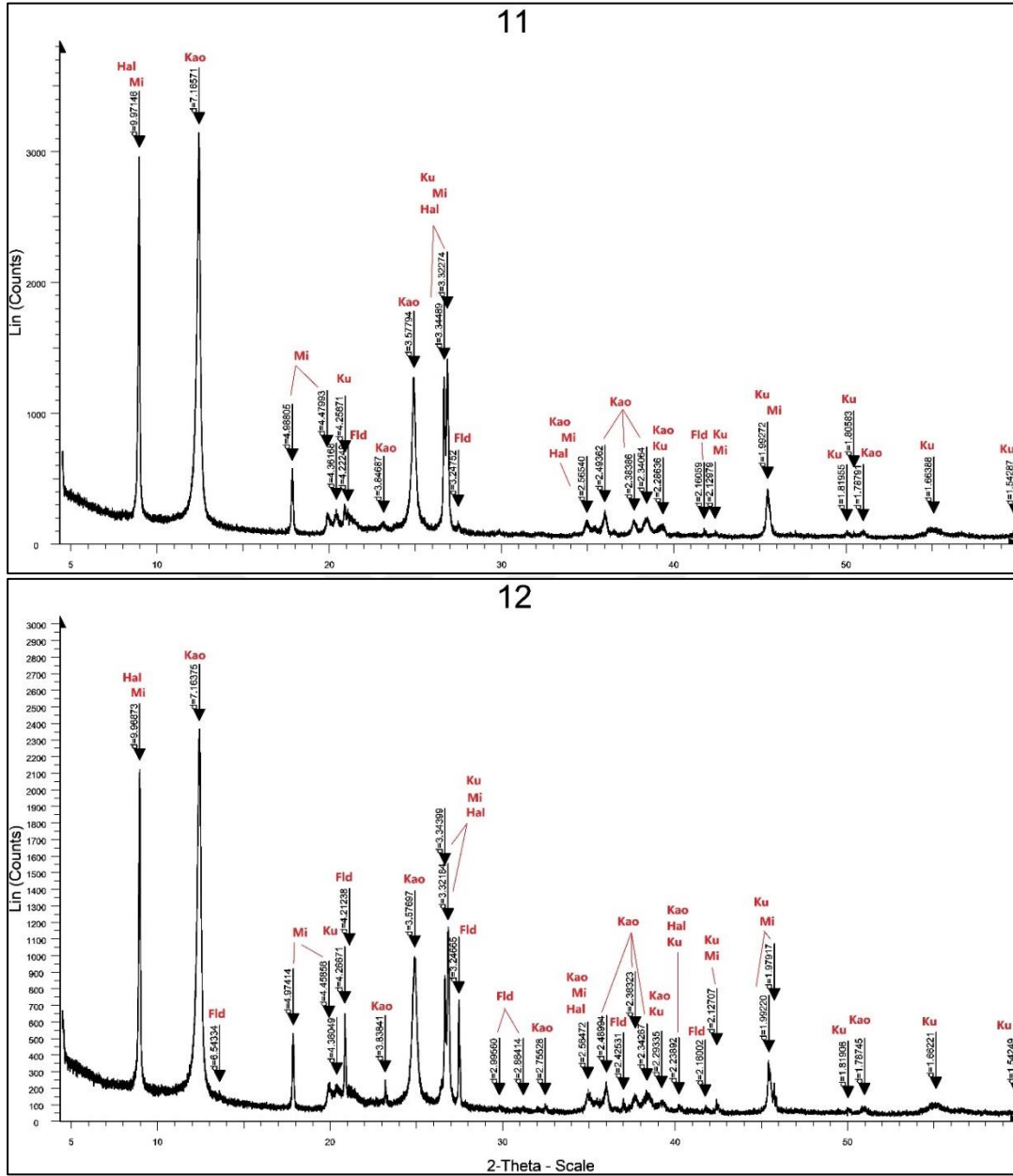
**Şekil 3.16 :** Çalışma alanında kaolen ocağının kuzeydoğusunda alttan üst seviyelere doğru sırasıyla alınan 5 ve 6 numaralı örneklere ait XRD paternleri (KK: Karışık Katman, Hal: Halloysit, Mi: Mika, Kao: Kaolinit, Fld: Feldspat, Ku: Kuvars).



**Şekil 3.17 :** Çalışma alanında kaolen ocağının kuzeydoğusunda alttan üst seviyelere doğru sırasıyla alınan 7 ve 8 numaralı örneklere ait XRD paternleri (Hal: Halloysit, Mi: Mika, Kao: Kaolinit, Ku: Kuvars).

Kaolinit mineralinin baskın gözleendiği diğer analiz sonuçları ise alttan üste doğru alınmış 11 ve 12 numaralı örneklere aittir (Şekil 3.18). Bu örneklerde kaolinit miktarı yoğun bir şekilde % 70-75 oranlarında bulunmaktadır. Tahmini mika oranı Ör. 11 ‘de % 15-20 seviyelerinden Ör. 12’de % 10-15 seviyelerine azalmaktadır. Kuvarsın varlığında ise herhangi bir değişiklik gözlenmemiş olup yaklaşık % 5-10 oranında bulunmaktadır. Burada Ör. 11 ve 12’nin bir üst seviyesinden alınmış Ör. 13’e ait XRD analiz sonucu incelendiğinde kuvars miktarında belirgin bir artış söz konusudur, analiz sonucu Kuvarsitler başlığı altında ayrıca verilmiştir. Bu bilgiler doğrultusunda, Ör. 11,

12 ve 13 diziliminde üst seviyelere doğru kaolen zonundan kuvarsite geçildiği sonucuna varılmaktadır.



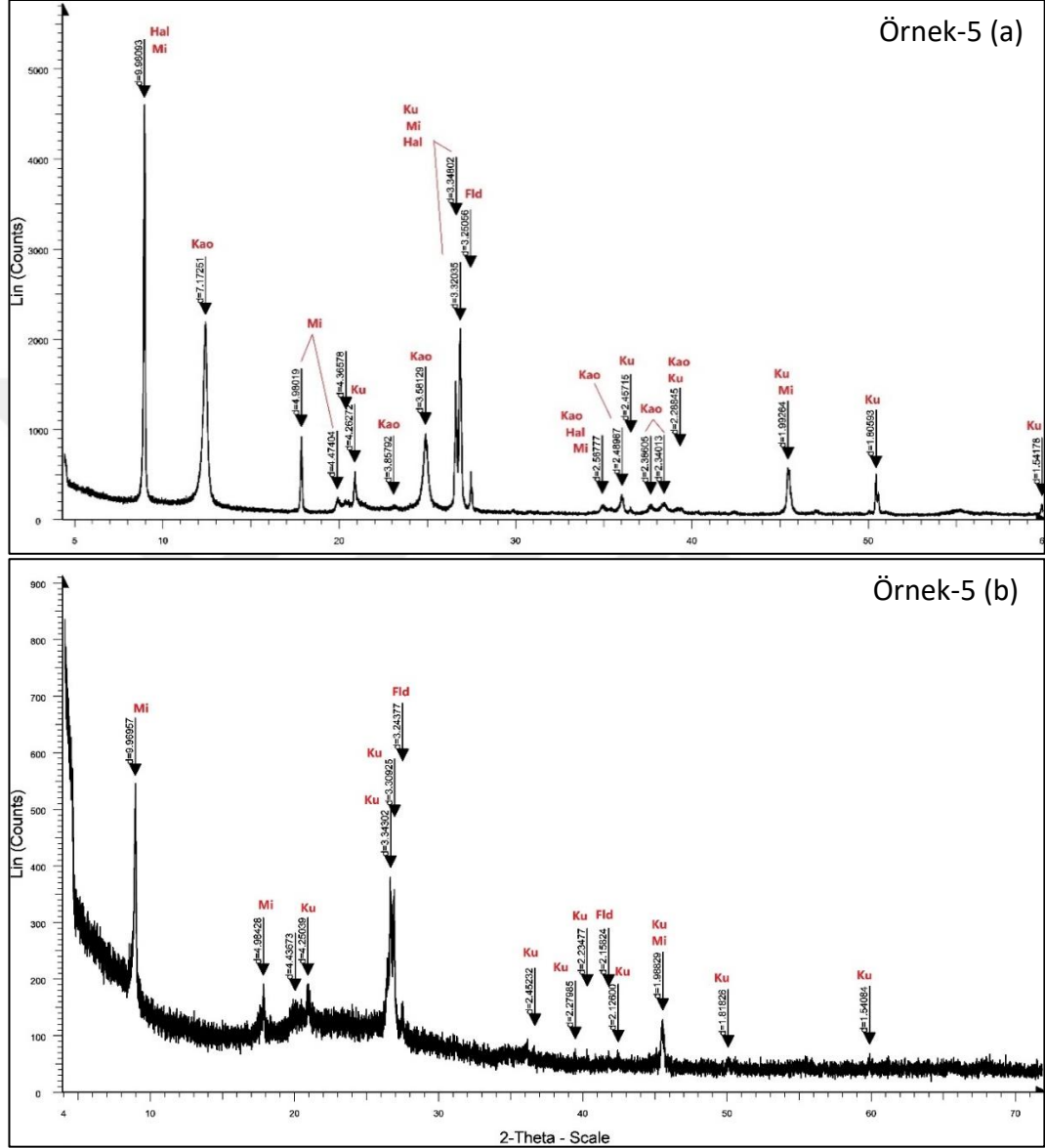
Şekil 3.18 : Altan üste doğru sırasıyla 11 ve 12 numaralı örneklere ait XRD paternleri (Hal: Halloysit, Mi: Mika, Kao: Kaolinit, Fld: Feldspat, Ku: Kuvars).

### 3.4.2 Kaolen örneklerinde kil fraksiyonu XRD analizi ve halloysit-kaolinit ayrımı

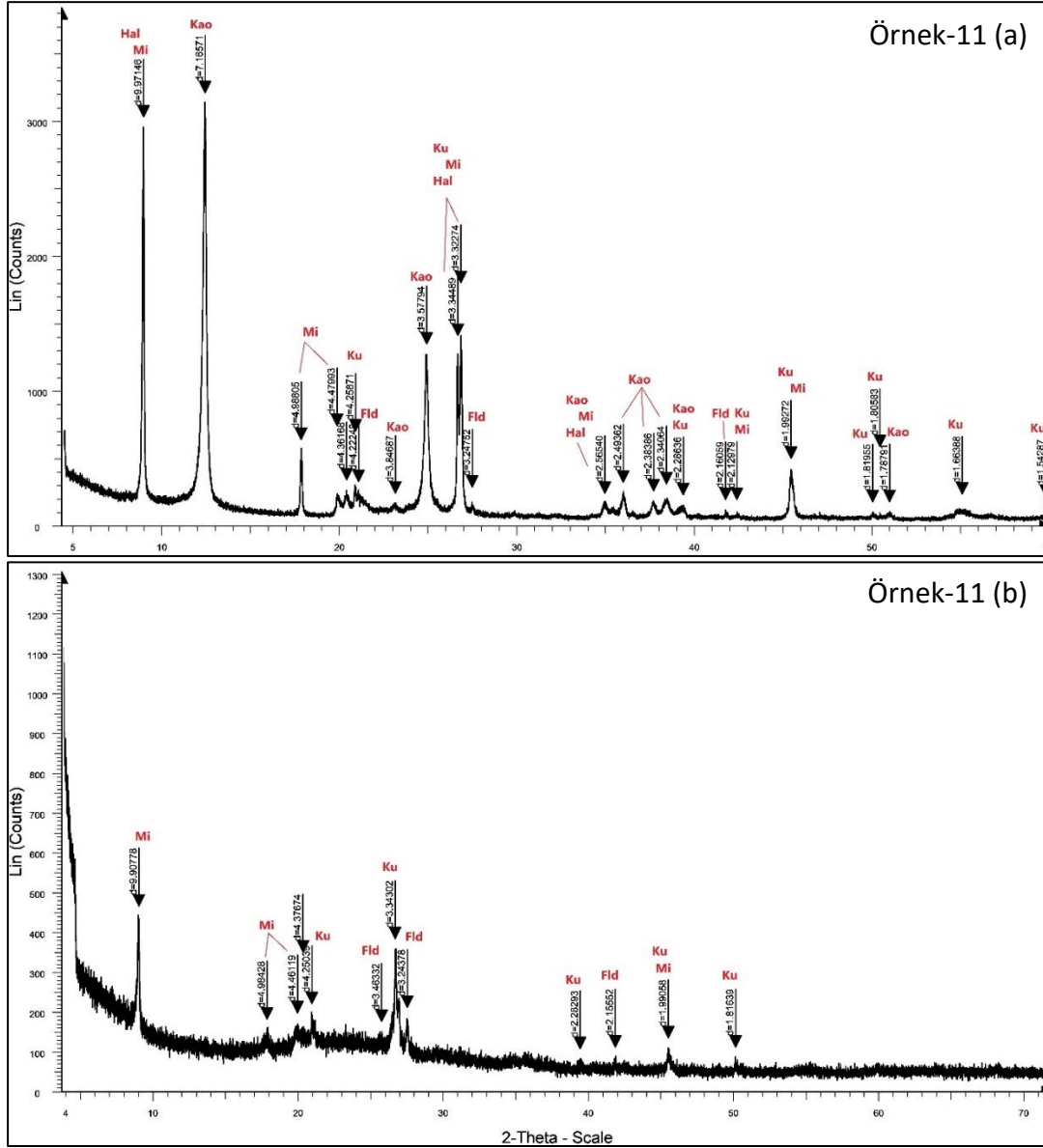
#### 3.4.2.1. Kil fraksiyonu yüksek sıcaklık (550 °C; 2 saat) XRD değerlendirilmesi

Kaolen örneklerinden 5 ve 11 no'lu örneklerde kil fraksiyonu elde edilmiş ve yüksek sıcaklık XRD çalışması yapılmıştır. 550 °C; 2 saat süreli fırınlanmış örneklerin XRD paternleri Şekil 3.19 ve Şekil 3.20'de görülmektedir. Örneklerde kaolinitin çöktüğü görülmektedir. Çok ince boyuta geçmiş ve kil fraksiyonunda da varlığını korumuş

düşük oranda kuvars ve eser oranda feldspat da bulunmaktadır. 11 no'lu örneğin kil fraksiyonunda kil dışı mineraller çok daha düşük oranlardadır. Yaklaşık 10 Å, 5 Å ve 3.3 Å piklerinin mika mineraline ait olduğu değerlendirilmiştir. Muhtemelen çok ince boyuta geçen serisitler kil fraksiyonunda var olmuş olabilir.



**Şekil 3.19 :** Örnek-5'in tüm kaya XRD paterni (a); kil fraksiyonunda 550 °C – 2 saat süreli fırınlanmış XRD paterni (b).

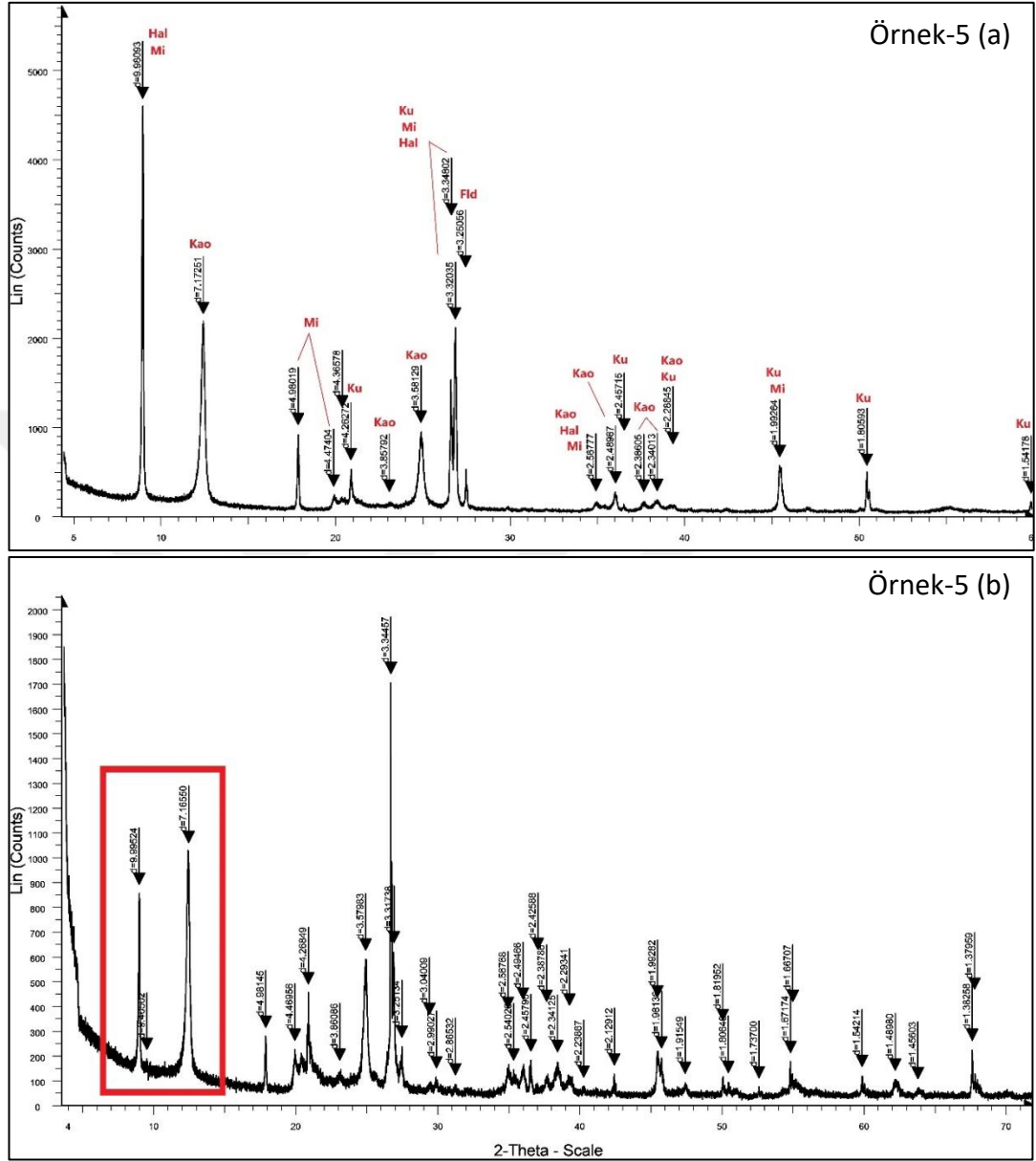


Şekil 3.20 : Örnek-11'in tüm kaya XRD paterni (a); kil fraksiyonunda 550 °C – 2 saat süreli fırınlanmış XRD paterni (b).

### 3.4.2.2. Halloysit değerlendirmesi

Kaolen örneklerinin SEM çalışmaları, morfolojik özelliklerinden dolayı ayırt edilmiş olan halloysitlerin sulu veya susuz türlerden hangisi olduğunu belirlemek için ısıtılmış (100 °C; 2 saat) XRD analizleri gerçekleştirilmiştir. Şekil 3.21a'da, 5 no'lu örneğin (doğal örnek) tüm kaya XRD paterninde mika ve halloysit minerallerine ait olabilecek 10 Å piki (9.98 Å) yüksek şiddetlidir. Bu pikin yüksekliği kaolinitin 7 Å pikinin (7.17 Å) yüksekliği (şiddeti) ile karşılaştırıldığında daha yüksek pik uzunluğu görülmektedir.

Buna karşın, 5 no'lu örneğin 100 °C de (2 saat) etüvde bekletildikten sonra alınan XRD paterninde ise tersi bir durum söz konusudur (Şekil 3.21). Burada, 10 Å pikinin şiddeti azalmış, kaolinit 7 Å pikinin şiddeti artmıştır.

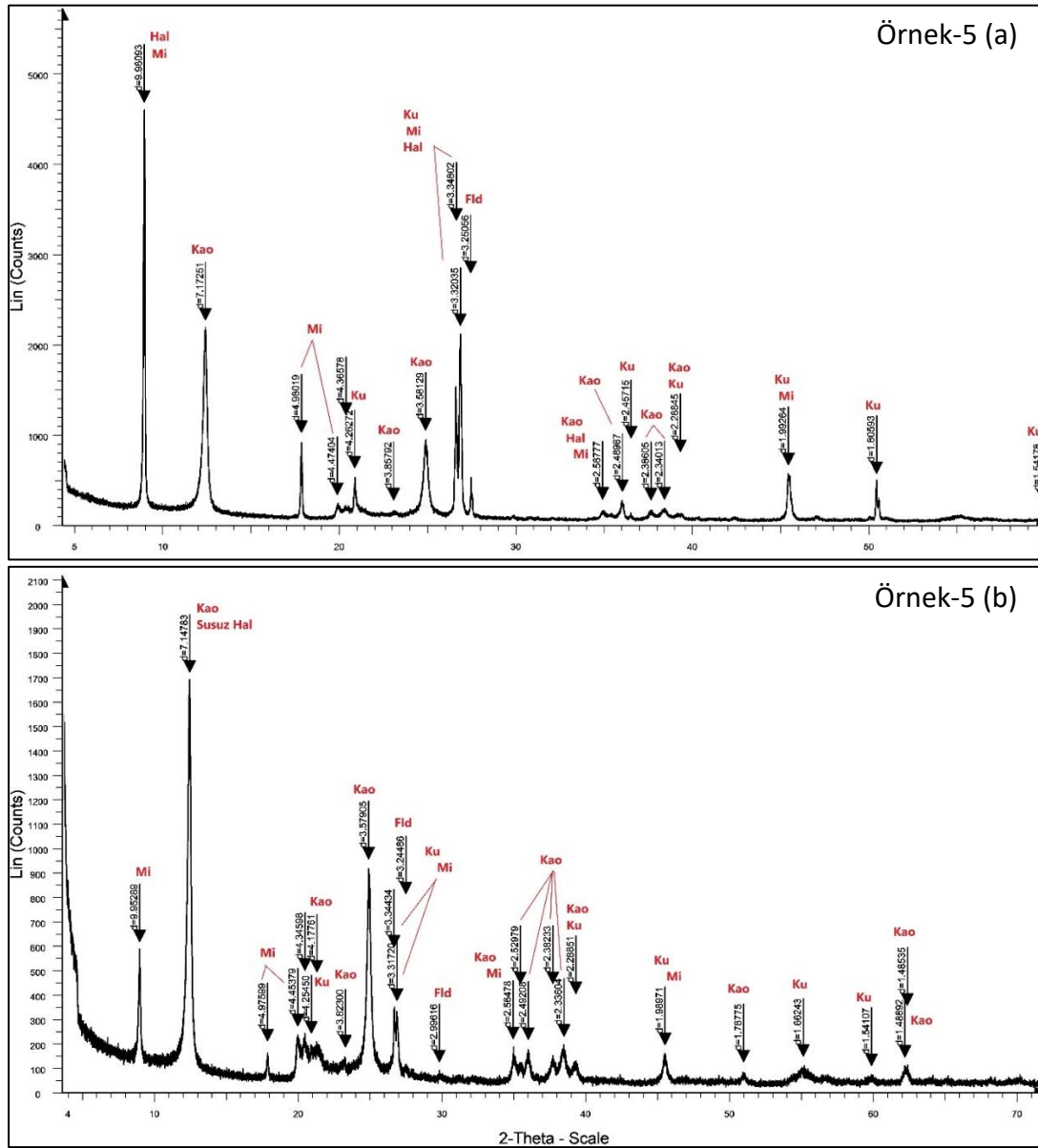


Şekil 3.21 : Örnek-5'in tüm kaya (a) ve 100 °C sonrası (b) XRD paternleri.

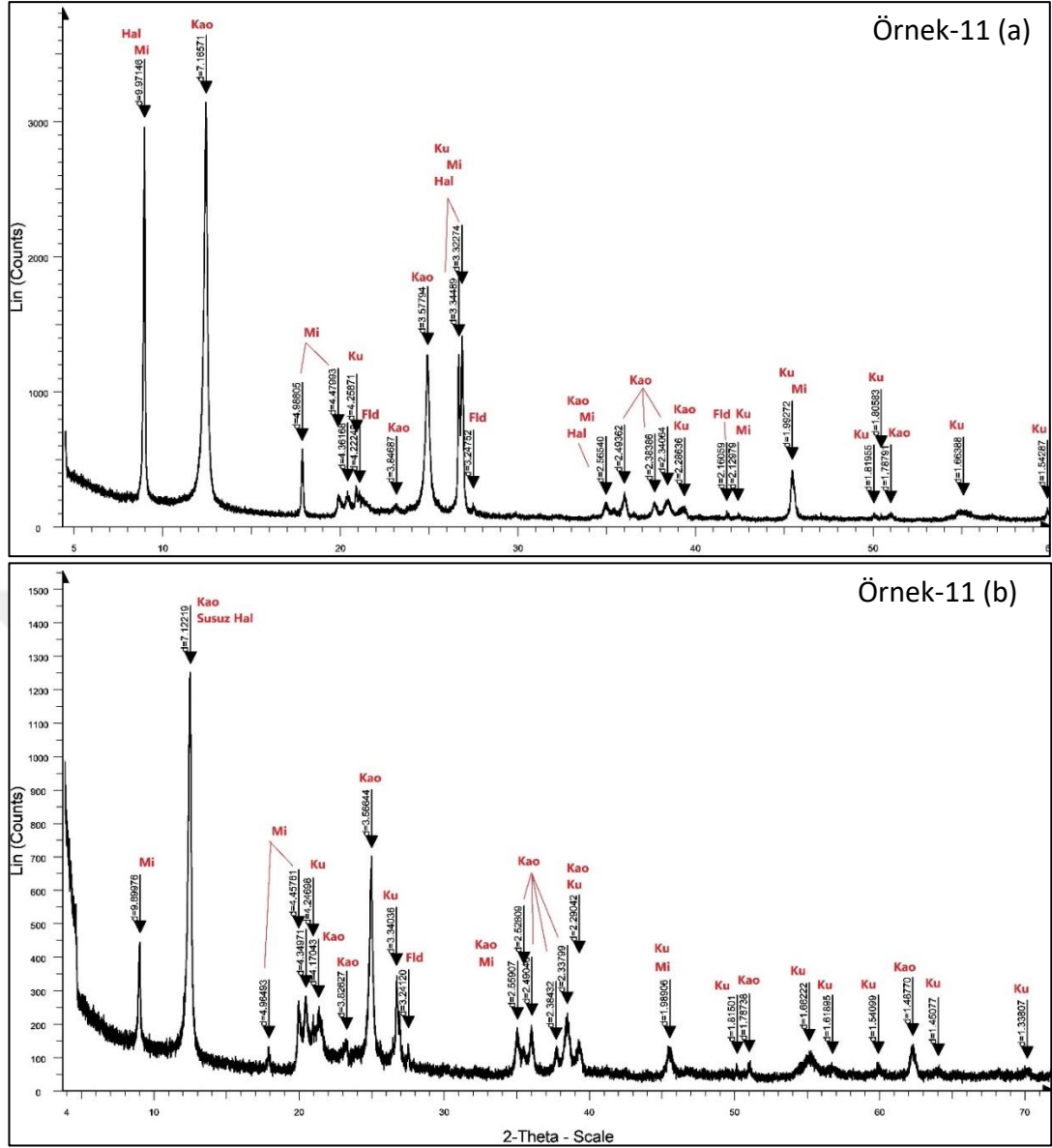
Bilindiği gibi sulu halloysit 10 Å piki ile ve susuz halloysit ise 7 Å piki ile temsil edilmektedir. Çalışma alanında, kaolen örneklerinde kaolinit mineralinin yanı sıra saptanan halloysit minerali büyük olasılıkla sulu tür halloysittir. 100 °C de suyunu kaybedince susuz halloysite dönüşmüştür. Diğer bir ifadeyle sulu halloysitin yaklaşık 10 Å olan bazal mesafesi ( $d_{001}$ ) 100 °C de su kaybı ile azalmış ve yaklaşık 7 Å olmuştur. 7 Å piki aynı zamanda kaolinitin de bazal piki olduğu için, ısıtma sonrasında

7 Å piki kaolinit ve halloysit piklerinin toplamı olmuş (pikler örtüşmüş) ve şiddeti yükselmiştir.

Benzer durum kil fraksiyonu tabletlerinin XRD paternlerinde de görülmüştür. Şekil 3.22 ve Şekil 3.23'te 5 ve 11 no'lu örneklerin kil fraksiyonu tabletlerinin 100 °C de (2 saat) etüvde bekletildikten sonra alınan XRD paternleri görülmektedir. Burada da ilgili örneklerin tüm kaya XRD paternleri ile karşılaştırıldığında kaolinit 7 Å pikinin, halloysit 10 Å pikine göre daha yükselmiş olduğu tespit edilmektedir.



Şekil 3.22 : Örnek-5'in tüm kaya (a) ve kil fraksiyonu 100 °C sonrası (b) XRD paternleri.



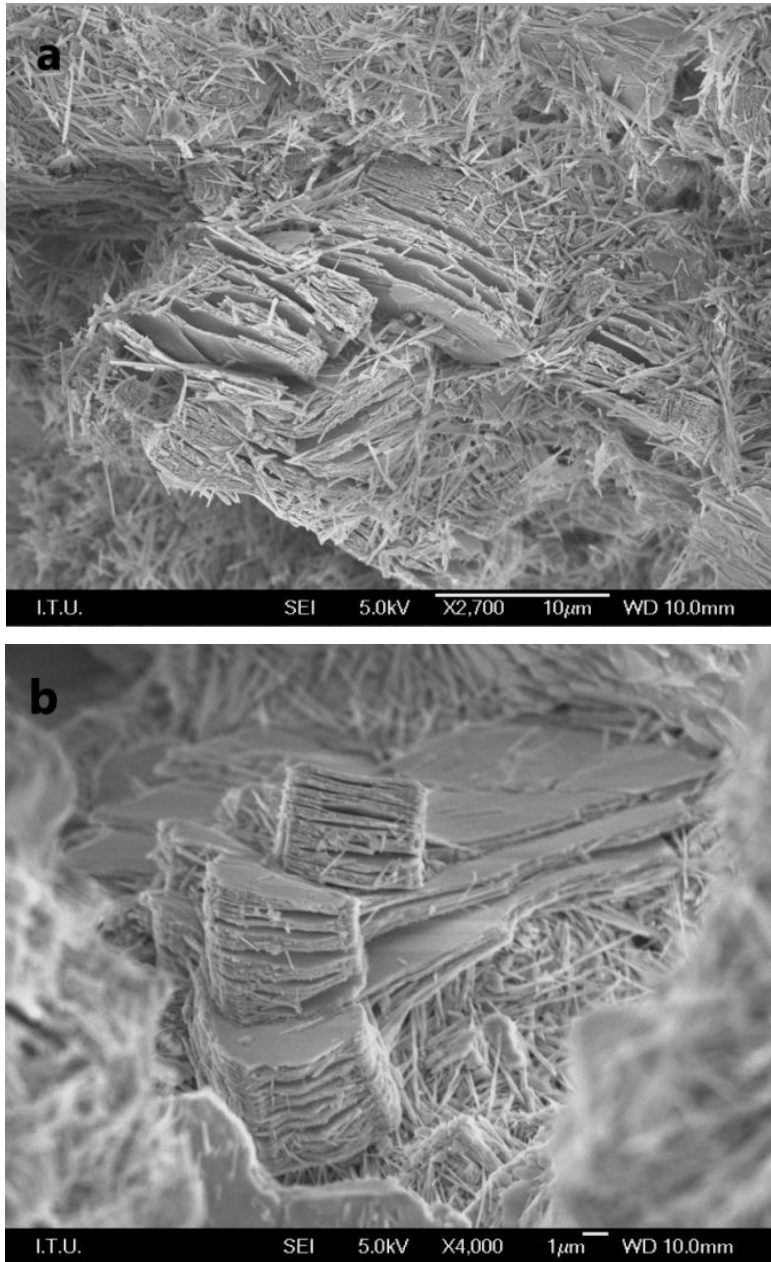
Şekil 3.23 : Örnek-11'in tüm kaya (a) ve kil fraksiyonu 100 °C sonrası (b) XRD paternleri.

### 3.4.3 Taramalı elektron mikroskop (SEM) incelemeleri

Çalışma alanında, kaolen ocağından derlenen örneklerden 7 ve 11 no'lu örneklerde taramalı elektron mikroskop (SEM, Scanning Electron Microscope) çalışması yapılmıştır. SEM analizi ile örneklerin mineral içeriklerinin ve ilişkilerinin gözlenmesi, kökeni ve oluşumu hakkında yorum yapılabilmesi amaçlanmıştır.

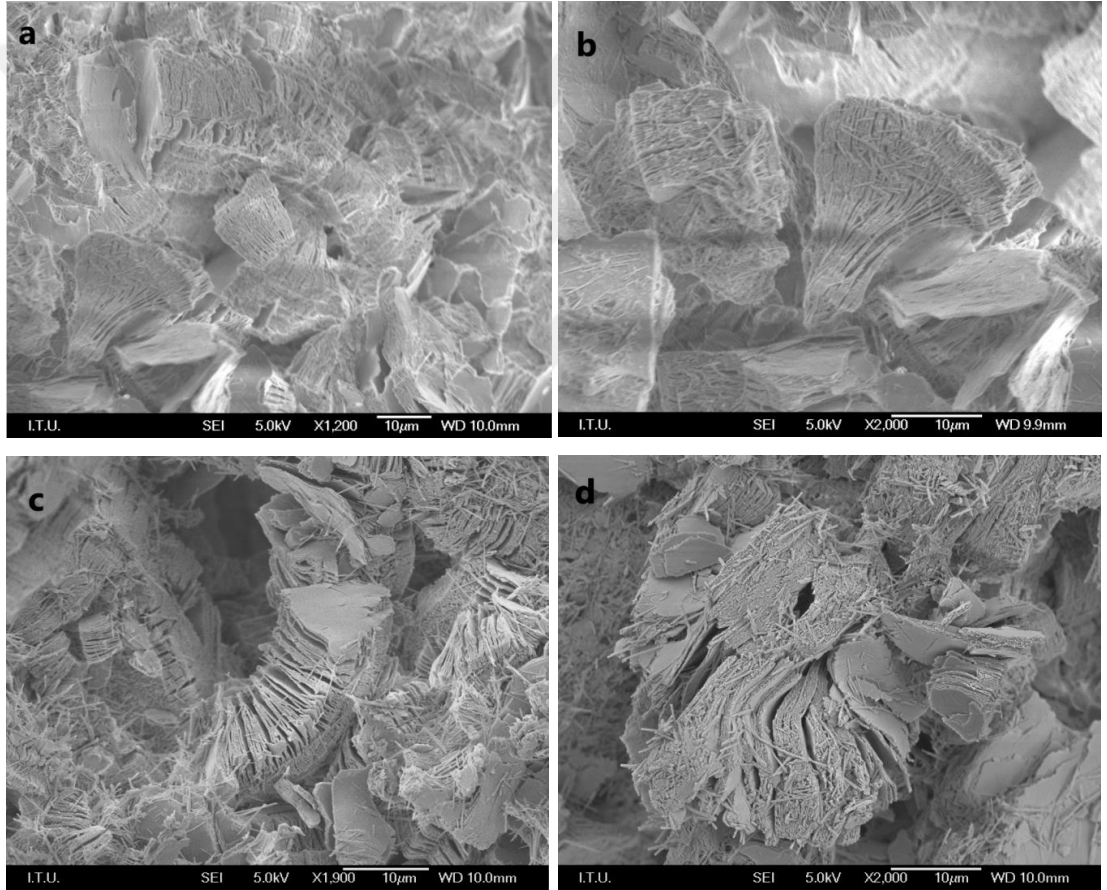
Şekil 3.24a'da yaklaşık 40 mikron olan Şekil 3.24b'de ise yaklaşık 20 mikron olan muhtemel birincil feldspat tanelerinden kaolinit dönüşümü görülmektedir. Feldspatların dilinim (veya ikiz) düzlemleri ile kaolinit kümelerinin düzlemleri çoğunlukla paraleldir. Muhtemelen, feldspatın dilinim ve ikiz düzlemleri

kaolenleşmenin başlangıcında önemli bir rol oynamıştır ve bu düzlemlerin arasındaki boşluklarda kaolinitleşmenin başlangıç aşaması gerçekleşmiş olabilir. Feldspat tanelerinin kaolinite dönüşen bazı alanları ise sonradan halloysite dönüşmüştür. Halloysitlerin ana tane ile ilişkisinde, halloysitlerin kaolinit levha kenarlarından dönüşümle büyüyerek oluştuğu ve birçoklarının koparak kaolinitlerin ve tüm zeminin üzerinde biriktiği şeklinde yorum yapılabilir. İncelenen görüntülerde halloysitlerin çoğunlukla kaolinit kümelerinde levhaların kenarlarından itibaren ince tüp çubuklar şeklinde oluştukları tespit edilmektedir.

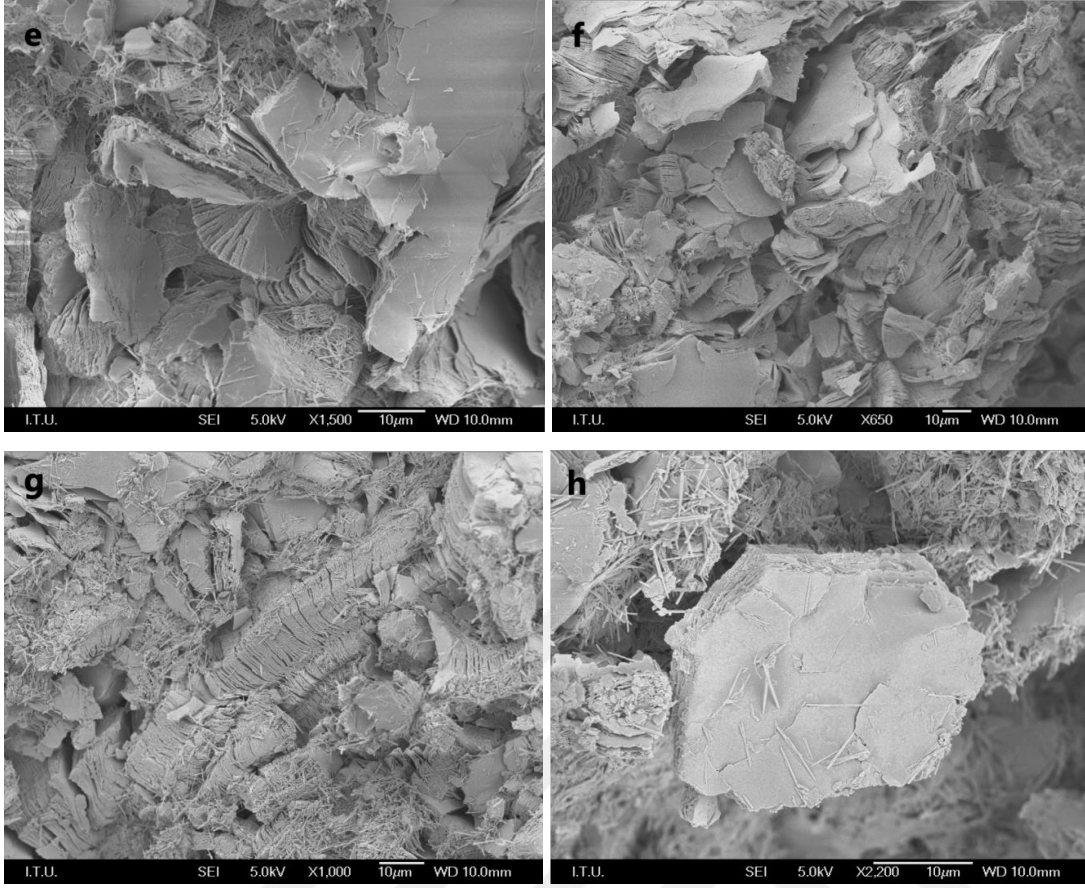


**Şekil 3.24 :** Örnek-7'den alınan (a); Örnek-11'den alınan (b) SEM görüntüleri. Kaolinit kümelerinin muhtemelen bir feldspat tanesinden itibaren oluştuğu ve halloysitlerin de kaolinitten dönüştüğü görülmektedir.

Örneklerdeki kaolinitçe zengin alanlardan alınmış SEM görüntüleri Şekil 3.25'te gösterilmiştir. Kaolinitler ince levhaların üst üste birikmeleri şeklinde kitap veya akordeon görünümlü kümeler şeklindedirler. Bazı kümeler muhtemelen oluşum esnasındaki sıkışma (basınç) farklarından dolayı eğrisel kenarlı olmuşlardır (Şekil 3.25b ve d). Kaolinit kümelerinin boyutları değişkenlik göstermektedir. Genellikle kopmuş parçalar halindedir ve çoğunlukla 10 mikrondan uzun boyutlu kümelerdir. Kümeleri oluşturan kaolinit levhalarının kenarları çoğunlukla 10-20 mikron arasındadır. Levha kenarları yarı öz şekillidirler (Şekil 3.25h). Tipik hekzagonal kaolinit levha görünümü yoktur. Bazı örneklerde kaolinit levhalarının yaklaşık 80 mikron boyuna kadar kümelendiği görünmektedir (Şekil 3.25g).

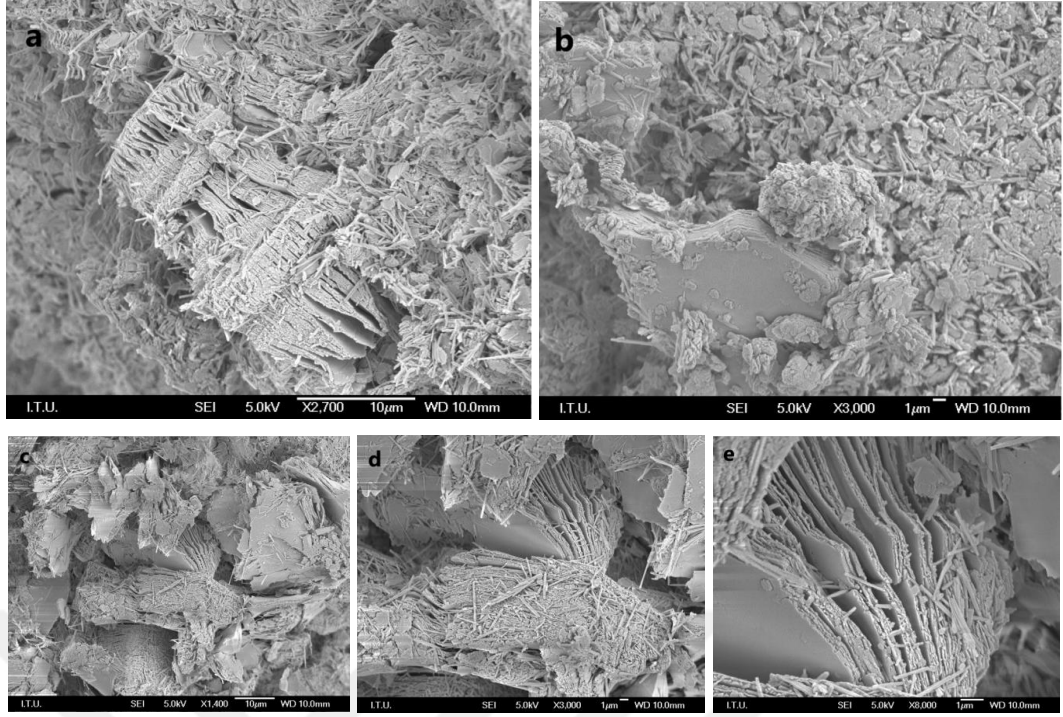


**Şekil 3.25 :** 7 ve 11 kodlu örneklere ait kaolinitçe zengin alanlarda alınmış SEM görüntüleri. 10-30 µm uzunlukta eğrisel kümeler halinde (akordeon görünümlü) kaolinitler (a,b,c,d,e); farklı düzlemlerde kümelenmiş yarı öz şekilli levhalardan oluşan kitap görünümlü kaolinitler (f,g); yarı öz şekilli kaolinit görünümü (h).



**Şekil 3.25 (devam) :** 7 ve 11 kodlu örneklere ait kaolinitçe zengin alanlarda alınmış SEM görüntüleri. 10-30 µm uzunlukta eğrisel kümeler halinde (akordeon görünümlü) kaolinitler (a,b,c,d,e); farklı düzlemlerde kümelenmiş yarı öz şekilli levhalardan oluşan kitap görünümlü kaolinitler (f,g); yarı öz şekilli kaolinit görünümü (h).

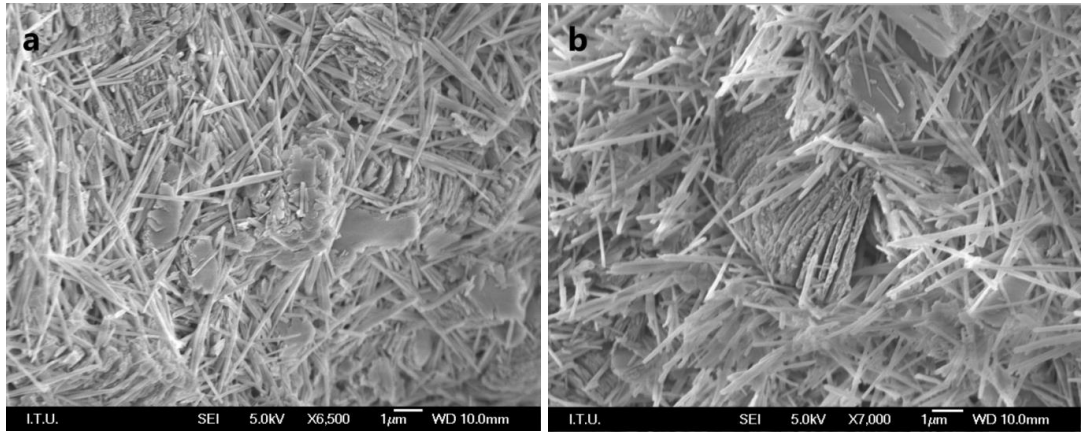
Halloysitlerin çoğunlukla kaolinit kümelerinde levhaların kenarlarından itibaren oluştukları anlaşılmaktadır (Şekil 3.26). Kaolinit levha kenarlarından itibaren ince tüp çubuklar şeklinde halloysit oluşumları birçok SEM görünümünde saptanmıştır. Şekil 3.26'da kitap şeklinde kümelenmiş kaolinit levhaları ve levhaların kenarlarında ve yüzeylerinde oluşan halloysit çubukları net olarak görünmektedir. Şekil 3.26a'da yaklaşık 25 mikron boyutunda kitap şeklinde kaolinit kümelenmesi ve üzerinde oluşmuş yaklaşık 4 mikron boyutlu halloysit çubukları yer almaktadır. Şekil 3.26c'de yer alan yaklaşık 10-20 mikron arası değişen kaolinit levhaları Şekil 3.26d ve Şekil 3.26e'de sırasıyla daha yakından fotoğraflanmıştır. Şekil 3.26e'de kaolinit levhaları üzerinde çubuk şeklinde halloysit oluşumları yakından görünmektedir ve bazı halloysit çubuklarının ölçeği 1 mikrondan küçüktür. Buradan henüz oluşmaya başladığı yorumu yapılabilir.



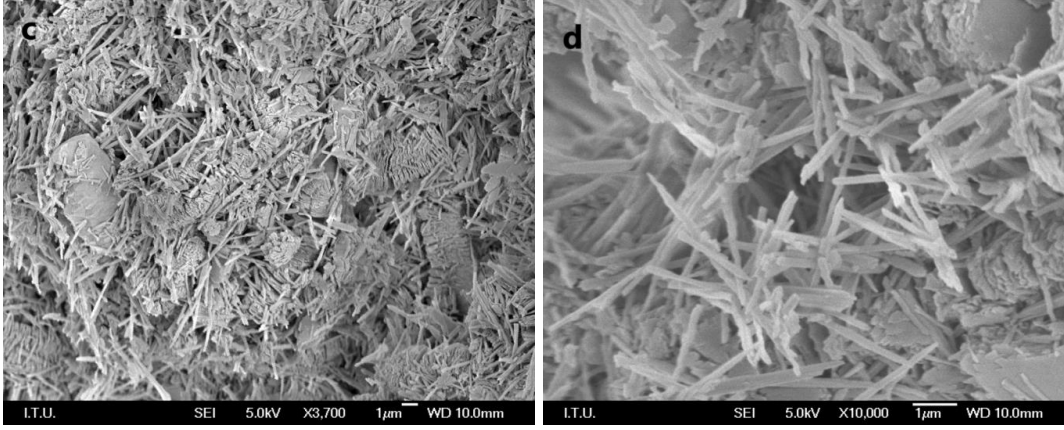
**Şekil 3.26 :** Kaolinit-halloysit ilişkisinin net görüntülediği SEM fotoğrafları.

Halloysitlerin kaolinit levha kenarlarından ve yüzeyinden oluşumu (a,b); halloysitlerin kaolinit levha kenarlarındaki oluşumunun yakın mercekli görünümü (c,d,e).

Halloysitler genellikle ince uzun tüp yapılı olarak değerlendirilmiştir. Bunlar ince, uzun çubuk görünümlüdür ve düzensiz topluluklar halinde yer almaktadır (Şekil 3.27). Tüplerin (çubukların) boyları genelde 1-6 mikron arasında ise de çoğunlukla 2-3 mikron boyutludurlar.

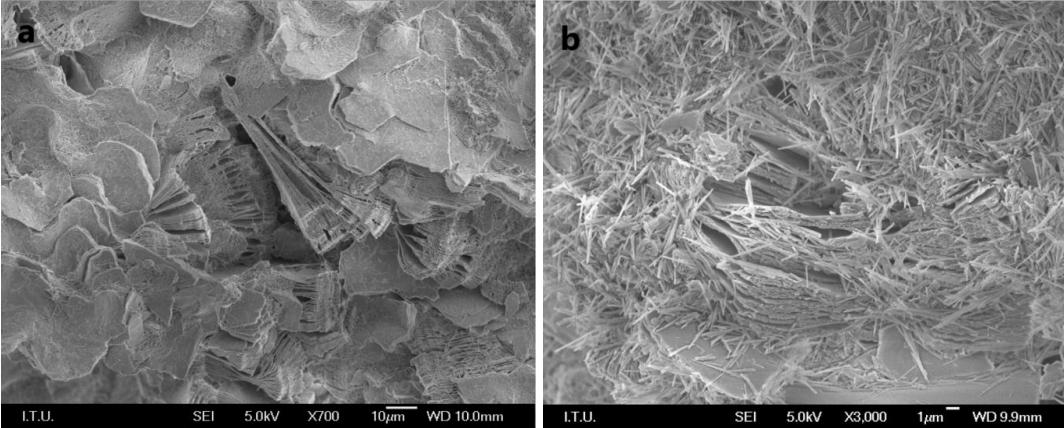


**Şekil 3.27 :** Halloysit tüplerinin/çubuklarının yoğun görüntülediği SEM görüntüleri. Halloysit çubuklarının kaolinit levhalarını örtmesi (a,b,c); Halloysitlerin yakından SEM görünümü (d).

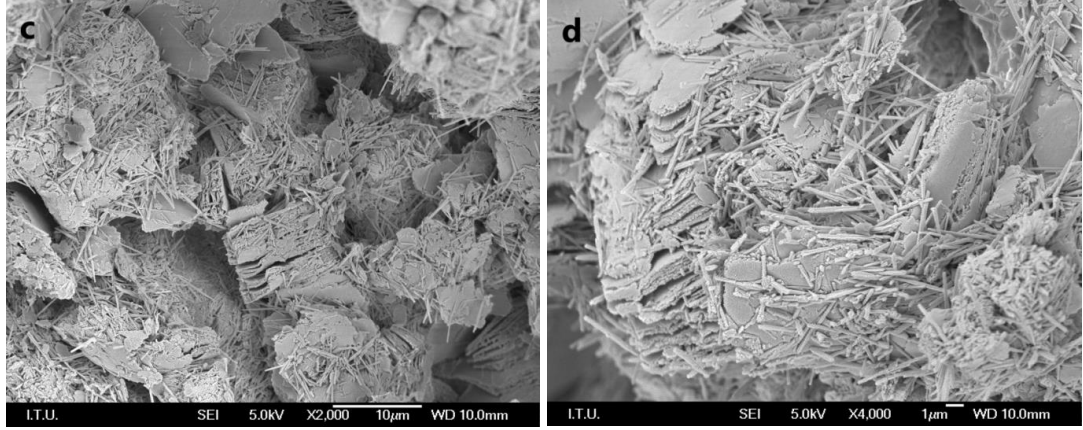


**Şekil 3.27 (devam):** Halloysit tüplerinin/çubuklarının yoğun görüntülediği SEM görüntüleri. Halloysit çubuklarının kaolinit levhalarını örtmesi (a,b,c); Halloysitlerin yakından SEM görünümü (d).

Örneklerin SEM incelemelerinde kaolinit ve halloysit mineralleri için oran belirlemek zordur. Büyük alanlarda halloysit olmaksızın veya çok az halloysit olan, tüme yakın kaolinit kümelerinden oluşan kısımlar bulunur (Şekil 3.28a). Diğer taraftan, genellikle halloysitlerin çok yoğun olukları alanlarda da aslında dökülmüş-birikmiş gibi duran halloysit birikintilerinin hemen altında kaolinit kümeleri görülmektedir (Şekil 3.28b). Bazı alanlarda ise kaolinit levhaları ve halloysit çubukları beraber gözlenmektedir (Şekil 3.28c ve d). Hacimsel olarak kaolinitin halloysitten daha çok olduğu anlaşılmaktadır. XRD verileri de bu sonucu destekler niteliktedir.

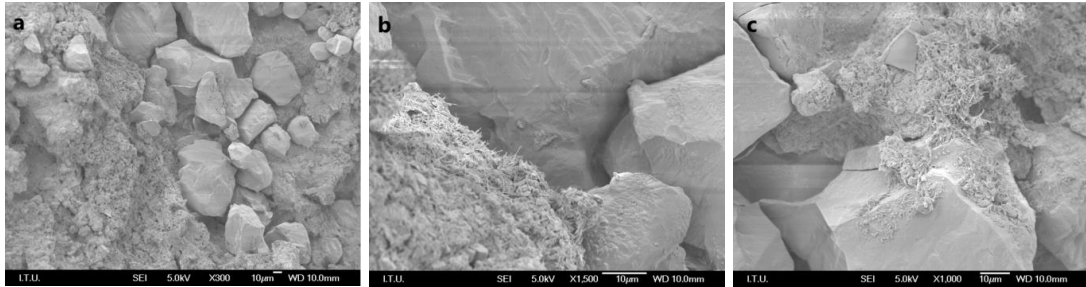


**Şekil 3.28 :** Kaolinit ve halloysit dağılımlarının SEM görüntüleri. Tüme yakını kaolinit levhalarından oluşan SEM görünümü (a); Halloysit çubukları ve altında kaolinit kümeleri (b); Kaolinit ve halloysitlerin iç içe görüntüleri (c,d).



**Şekil 3.28 (devam) :** Kaolinit ve halloysit dağılımlarının SEM görünümü. Tüme yakını kaolinit levhalarından oluşan SEM görünümü (a); Halloysit çubukları ve altında kaolinit kümeleri (b); Kaolinit ve halloysitlerin iç içe görünümü (c,d).

Örneklere ait kuvars oluşumları Şekil 3.29’da görülmektedir. Kuvars tane boyutları 50-90 mikron aralığında değişirken ortalama 70-80 mikron boyutunda taneler çoğunluktadır. Taneler yer yer köşeli ve çukurlara sahip görünmektedir (Şekil 3.29c) genel olarak ise yuvarlak köşeli bulunmaktadır (Şekil 3.29a). Kuvars oluşumları ile beraber muhtemel illit oluşumları da gözlenmektedir. Muhtemelen birincil mineral olan feldspat tanelerinin üzerinde ince ipliksi-iğnemsî şekilde nadir gözlenen yapılar illit tanecikleri olarak yorumlanmıştır. İğnemsî gözlenen illitlerin boyutları ise 1-5 mikron arasında değişmektedir (Şekil 3.29b). Yer yer kuvars taneleri ile birlikte de bulunmaktadır (Şekil 3.29c).



**Şekil 3.29 :** Örneklere gözlenen kuvars oluşumları ve ipliksi-iğnemsî şekilde büyümüş muhtemel illit taneciklerinin SEM görünümü. 50-90 µm arasında değişen kuvars tanelerinin genel görünümü (a); 1-5 µm arasında muhtemel illit oluşumları ve kuvars tanelerinin yakın görünümü (b); Köşeli ve çukurlara sahip kuvars ile birlikte muhtemel illit oluşumu (c).



#### 4. JEOKİMYA

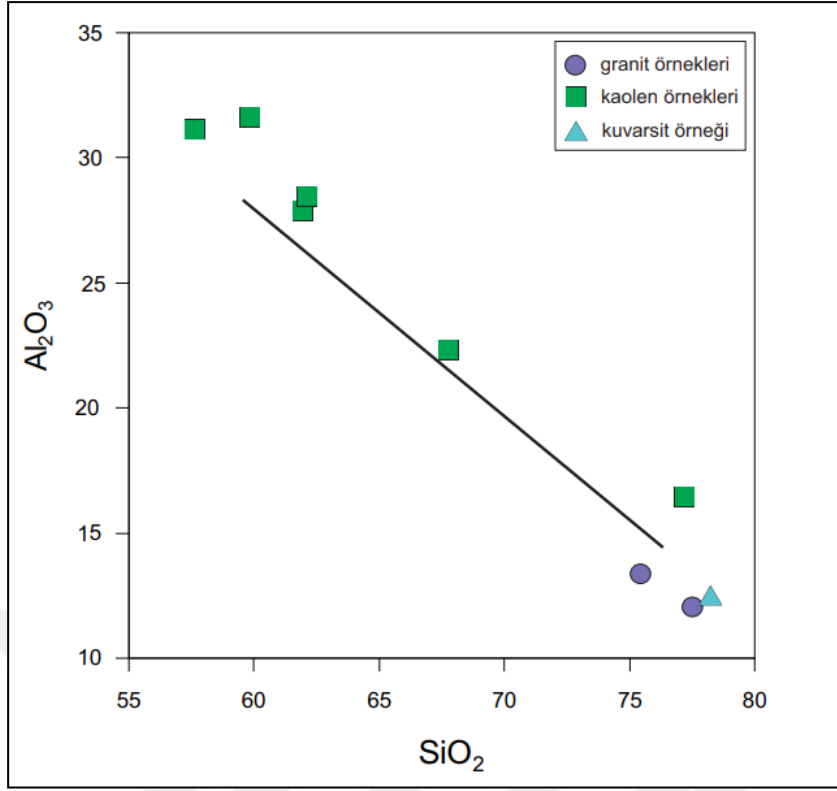
Kayaç bileşimlerinin kimyasal özelliklerinin belirlenmesi ve elde edilen parametreler doğrultusunda ortamsal yorumlamalar yapılabilmesi amacıyla deneysel çalışmalar için seçilmiş örnekler major oksit, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır (Çizelge 4.1). Çizelgede nadir (rare), hafif nadir (light rare), orta nadir (medium rare) ve ağır nadir (heavy rare) toprak elementleri (earth elements) sırasıyla;  $\Sigma\text{REE}=\text{Toplam (La-Lu)+Y}$ ;  $\Sigma\text{LREE}=\text{Toplam (La-Nd)}$ ;  $\Sigma\text{MREE}=\text{Toplam (Sm-Ho)}$ ;  $\Sigma\text{HREE}=\text{Toplam (Er-Lu)}$  şeklinde hesaplanmıştır.

Çizelge 4.1'de K-2 ve 20 kodlu örnekler taze granit örneklerine ait analiz değerleridir. Granitlerde major oksit değerleri incelendiğinde  $\text{SiO}_2$  % 75.40-77.47,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  % 12.11-13.46,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  % 0.30-0.47,  $\text{MgO}$  % <0.01-0.05,  $\text{CaO}$  % 0.16-0.17,  $\text{LOI}$  (ateşte kayıp) % 0.90-1.23,  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  oranı 5.60-6.40 ve toplam  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  % 8.36-9.64 aralıklarında gözlenmektedirler.

Kaolen örnekleri (örnek no: 1, 3, 6, 7, 8 ve 12) için major oksit sonuçları  $\text{SiO}_2$  % 57.65-77.20 (ort. % 64.20),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  % 16.46-31.59 (ort. % 26.31),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  % 0.86-2.41 (ort. % 1.30),  $\text{MgO}$  % 0.11-0.17 (ort. % 0.13),  $\text{CaO}$  % 0.01-0.02,  $\text{LOI}$  % 4.27-7.47 (ort. % 6.31),  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  oranı 1.85-4.69 (ort 2.65) ve  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  toplamı % 0.54-2.63 (ort. % 1.32) değerlerini göstermektedir.

Kuvarsitte (13 numaralı örnek) ise  $\text{SiO}_2$  % 78.22,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  % 12.46,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  % 4.02,  $\text{MgO}$  % 0.37,  $\text{CaO}$  % 0.01,  $\text{LOI}$  % 2.71,  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  oranı 6.28,  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  toplamı % 1.38 şeklindedir.

Kaolinitin genelleştirilmiş ideal kimyasal bileşimi  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  şeklindedir ve teorik kompozisyonda  $\text{SiO}_2$ , % 46.54;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , % 39.50 ve  $\text{H}_2\text{O}$ , % 13.96 oranındadır (Al-Ani ve Sarapää, 2008). Kaolen örneklerinden (örnek no: 1, 3, 6, 7, 8 ve 12), 6 ve 8 numaralı örnekler ideal kaolinit kompozisyonuna nispeten yakın değerler sunarken, kalan örnekler  $\text{SiO}_2$  içeriği bakımından yaklaşık % 70'e varan yüksek oranlar,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  bakımından ise ortalama % 20 civarında daha düşük oranlar vermektedir. Örneklerde  $\text{Al}_2\text{O}_3$  oranları azaldıkça  $\text{SiO}_2$  oranının arttığı görülmektedir (Şekil 4.1).



**Şekil 4.1 :** Örneklerin SiO<sub>2</sub>'ye karşı Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> major oksit (%) değişim grafiği.

MgO ve CaO içerikleri örnekler genelinde düşüktür. MgO bulunma yüzdesine bakıldığında örnekler arasında belirgin bir farklılık bulunmamaktadır. CaO değerleri ise örnekler genelinde % <0.01-0.02 şeklinde çok düşük miktarlarda içerik sunarken granit örneklerinde (K-2 ve 20 numaralı örnekler) diğer örneklerle kıyasla yüksek sayılabilecek % 0.17-0.16 bulunma aralığı vermektedir.

Na<sub>2</sub>O örnekler genelinde % <0.01-0.04 aralığında düşük oranlar verirken, granit örneklerinde bu oran % 3.48-3.96 seviyelerine yükselmektedir. Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O toplamına bakıldığında granitlerde % 8.36-9.64 gibi yüksek değer sunması örneklerdeki Na<sub>2</sub>O içeriğinin feldspattan, K<sub>2</sub>O içeriğinin ise hem feldspat hem mikadan kaynaklandığı şeklinde yorumlanabilir. Mikroskop incelemeleri de göz önüne alındığında K<sub>2</sub>O miktarının oransal olarak büyük bir kısmının K-feldspattan kısmen de muskovitten kaynaklandığı desteklenmektedir. Na/Ca feldspat varlığı ise örneklerdeki Na<sub>2</sub>O varlığını açıklamaktadır. Analiz sonuçlarında CaO miktarının oldukça düşük seviyelerde çıkması ise Ca-feldspat yerine Na-feldspatın oransal çokluğunu ve sodyumun tamamına yakınının albit kaynaklı olabileceğini desteklemektedir.

**Çizelge 4.1 :** Safaalan'a ait seçilmiş örneklerin major oksit (%) (LOI: Ateşte kayıp), iz ve nadir toprak element değerleri (ppm).

|                                                  | K-2    | 20     | 1      | 3      | 6      | 7      | 8      | 12     | 13       |
|--------------------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|
|                                                  | Granit | Granit | Kaolen | Kaolen | Kaolen | Kaolen | Kaolen | Kaolen | Kuvarsit |
| <b>Major Oksit</b>                               |        |        |        |        |        |        |        |        |          |
| SiO <sub>2</sub>                                 | 77.47  | 75.4   | 77.2   | 67.76  | 57.65  | 62.11  | 59.84  | 61.94  | 78.22    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                   | 12.11  | 13.46  | 16.46  | 22.33  | 31.12  | 28.44  | 31.59  | 27.89  | 12.46    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                   | 0.47   | 0.3    | 1.02   | 1.26   | 2.41   | 1.29   | 0.86   | 0.93   | 4.02     |
| MnO                                              | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | 0.01     |
| TiO <sub>2</sub>                                 | 0.06   | 0.07   | 0.1    | 0.11   | 0.11   | 0.12   | 0.12   | 0.11   | 0.57     |
| MgO                                              | 0.05   | <0,01  | 0.11   | 0.17   | 0.12   | 0.11   | 0.14   | 0.11   | 0.37     |
| CaO                                              | 0.17   | 0.16   | 0.02   | <0,01  | <0,01  | 0.01   | 0.02   | 0.01   | 0.01     |
| K <sub>2</sub> O                                 | 4.88   | 5.68   | 0.7    | 2.59   | 1.03   | 0.53   | 0.76   | 2.23   | 1.34     |
| Na <sub>2</sub> O                                | 3.48   | 3.96   | <0,01  | 0.04   | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | 0.04     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                    | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | 0.02   | <0,01  | <0,01  | 0.06     |
| S                                                | 0.03   | 0.01   | 0.07   | 0.06   | 0.05   | 0.07   | 0.07   | 0.04   | 0.09     |
| Cl                                               | <0,01  | 0.01   | 0.0137 | <0,01  | <0,01  | 0.02   | 0.02   | 0.02   | 0.02     |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                   | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | <0,01  | 0.01     |
| LOI                                              | 1.23   | 0.9    | 4.27   | 5.64   | 7.47   | 7.24   | 6.54   | 6.67   | 2.71     |
| Σ major oksit                                    | 99.95  | 99.95  | 99.96  | 99.96  | 99.96  | 99.96  | 99.95  | 99.96  | 99.93    |
| SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6.40   | 5.60   | 4.69   | 3.03   | 1.85   | 2.18   | 1.89   | 2.22   | 6.28     |
| K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O               | 8.36   | 9.64   | 0.71   | 2.63   | 1.04   | 0.54   | 0.77   | 2.24   | 1.38     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO              | 0.52   | 0.31   | 1.13   | 1.43   | 2.53   | 1.40   | 1.00   | 1.04   | 4.39     |
| CIA                                              | 58.67  | 57.87  | 95.78  | 89.45  | 96.77  | 98.12  | 97.58  | 92.55  | 89.96    |
| PIA                                              | 66.45  | 65.38  | 99.84  | 99.95  | 99.97  | 99.95  | 99.92  | 99.94  | 99.55    |
| <b>İz Element</b>                                |        |        |        |        |        |        |        |        |          |
| As                                               | 15     | 18     | 9      | 9      | 6      | 5      | 5      | 8      | 12       |
| Ba                                               | 74     | 78     | 28     | 84     | 22     | 20     | 29     | 34     | 123      |
| Cd                                               | 6.39   | 20.44  | 6.82   | 8.80   | 14.73  | 8.84   | 6.72   | 4.44   | 4.62     |
| Co                                               | 78     | 88     | 26     | 22     | 15     | 19     | 12     | 21     | 14       |
| Cr                                               | 1      | 11     | 9      | 4      | <1     | <1     | 4      | <1     | 56       |
| Cs                                               | 0.53   | 0.72   | 0.66   | 1.06   | 0.74   | 0.32   | 0.46   | 0.88   | 3.51     |
| Cu                                               | 15     | 3      | 7      | 12     | 15     | 23     | 10     | 11     | 6        |
| Ga                                               | 15.44  | 19.64  | 25.02  | 33.89  | 33.41  | 36.42  | 35.05  | 36.85  | 15.45    |
| In                                               | 0.13   | <0,01  | 0.46   | 1.36   | 2.93   | 2.83   | 0.89   | <0,01  | 0.66     |
| Mo                                               | <1     | 1      | 1      | 2      | 2      | <1     | <1     | 1      | 1        |
| Nb                                               | 26     | 20     | 22     | 31     | 41     | 39     | 44     | 37     | 11       |
| Ni                                               | 6      | 7      | 7      | 7      | 9      | 7      | 6      | 9      | 17       |
| Pb                                               | 13     | 9      | 8      | 14     | 10     | 14     | 9      | 24     | 11       |
| Rb                                               | 120.55 | 192.91 | 56.09  | 127.82 | 58.25  | 39.71  | 44.43  | 95.88  | 56.22    |
| Sb                                               | 5      | 6      | 4      | 4      | 5      | 4      | 4      | 3      | 4        |
| Sc                                               | 7      | 4      | 12     | 15     | 23     | 16     | 18     | 17     | 11       |
| Sn                                               | 5      | 3      | 4      | 5      | 7      | 5      | 5      | 5      | 2        |
| Sr                                               | 24     | 19     | 8      | 8      | 8      | 7      | 7      | 8      | 17       |
| Th                                               | 11.69  | 9.48   | 23.64  | 34.67  | 37.34  | 38.92  | 31.53  | 62.00  | 7.54     |
| Tl                                               | 0.41   | 0.80   | 0.11   | 0.48   | 0.05   | 0.01   | 0.05   | 0.33   | 0.21     |
| U                                                | 1.70   | 7.35   | 1.99   | 3.86   | 1.98   | 3.62   | 1.84   | 2.32   | 1.99     |
| V                                                | 2      | 2      | 6      | 5      | 4      | 3      | 3      | 2      | 63       |
| Y                                                | 24.54  | 8.46   | 8.75   | 18.93  | 10.74  | 14.24  | 9.70   | 10.97  | 7.70     |
| Zn                                               | 7      | 6      | 9      | 9      | 9      | 5      | 6      | 16     | 17       |
| Zr                                               | 106    | 109    | 111    | 144    | 143    | 153    | 174    | 144    | 230      |
| Σ iz element (%)                                 | 0.04   | 0.04   | 0.03   | 0.04   | 0.03   | 0.03   | 0.03   | 0.03   | 0.06     |
| Th/U                                             | 6.88   | 1.29   | 11.88  | 8.98   | 18.86  | 10.75  | 17.13  | 26.72  | 3.79     |

**Çizelge 4.1 (devam) :** Safaalan'a ait seçilmiş örneklerin major oksit (%) (LOI: Ateşte kayıp), iz ve nadir toprak element değerleri (ppm).

|                             | K-2    | 20     | 1      | 3      | 6      | 7      | 8      | 12     | 13       |
|-----------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|
|                             | Granit | Granit | Kaolen | Kaolen | Kaolen | Kaolen | Kaolen | Kaolen | Kuvarsit |
| <b>Nadir Toprak Element</b> |        |        |        |        |        |        |        |        |          |
| La                          | 22.14  | 4.09   | 4.95   | 15.46  | 3.86   | 10.25  | 1.41   | 4.77   | 11.45    |
| Ce                          | 32.75  | 18.06  | 110.74 | 151.22 | 106.52 | 119.47 | 135.24 | 286.76 | 29.77    |
| Pr                          | 6.75   | 1.32   | 1.69   | 5.91   | 1.66   | 4.18   | 0.53   | 2.11   | 3.15     |
| Nd                          | 28.62  | 5.45   | 8.97   | 24.99  | 6.91   | 17.41  | 5.13   | 9.37   | 11.98    |
| Sm                          | 7.83   | 1.71   | 1.62   | 6.55   | 1.99   | 4.58   | 0.89   | 2.97   | 2.48     |
| Eu                          | 0.54   | 0.09   | 0.12   | 0.24   | 0.09   | 0.11   | 0.09   | 0.10   | 0.40     |
| Gd                          | 7.70   | 1.52   | 1.72   | 5.71   | 2.06   | 4.05   | 1.27   | 2.50   | 2.10     |
| Tb                          | 1.18   | 0.26   | 0.42   | 0.94   | 0.39   | 0.69   | 0.28   | 0.50   | 0.29     |
| Dy                          | 8.60   | 1.54   | 1.81   | 5.33   | 2.54   | 4.60   | 1.94   | 2.46   | 1.61     |
| Ho                          | 1.08   | 0.50   | 0.43   | 1.03   | 0.55   | 0.68   | 0.49   | 0.53   | 0.63     |
| Er                          | 2.91   | 1.00   | 1.19   | 2.71   | 1.71   | 1.95   | 1.34   | 3.07   | 1.01     |
| Tm                          | 0.37   | 0.19   | 0.20   | 0.44   | 0.29   | 0.28   | 0.24   | 0.24   | 0.16     |
| Yb                          | 2.40   | 1.15   | 1.63   | 3.15   | 2.17   | 2.12   | 1.71   | 1.81   | 1.24     |
| Lu                          | 0.39   | 0.18   | 0.28   | 0.58   | 0.33   | 0.35   | 0.30   | 0.32   | 0.21     |
| Σ REE                       | 147.80 | 45.52  | 144.52 | 243.18 | 141.81 | 184.97 | 160.57 | 328.48 | 74.17    |
| Σ LREE                      | 90.26  | 28.92  | 126.35 | 197.57 | 118.95 | 151.31 | 142.31 | 303.01 | 56.35    |
| Σ MREE                      | 26.94  | 5.62   | 6.12   | 19.80  | 7.63   | 14.71  | 4.97   | 9.07   | 7.51     |
| Σ HREE                      | 6.07   | 2.52   | 3.30   | 6.87   | 4.50   | 4.71   | 3.59   | 5.43   | 2.61     |

Örneklerin kayaç sınıflamasında "GCDkit 6.0" programında yer alan plütonik kayaçlar için Middlemost (1994) tarafından önerilen TAS (Toplam Alkali Silika) diyagramından yararlanılmıştır. Şekil 4.2'den de görüleceği üzere granit örnekleri mikroskop ve XRD incelemeleri ile uyumlu olarak granit alanında yer almaktadır. Ek olarak tüm örneklerin Miyashiro 1978'den referans alınarak çizilen alkali/subalkali eğrisinde subalkali bölgede yer aldığı görülmektedir.

Peccerillo ve Taylor (1976) tarafından önerilen  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  diyagramında granit örnekleri yüksek K-kalkalkalin özellik gösterirken, diğer örnekler toleyitik ve kalkalkalin seri içerisinde yer almaktadırlar (Şekil 4.3). Dolayısıyla, Safaalan kuzeyinde, Istranca Masifinin granitlerinin yüksek K'lı kalkalkalin kökenli oldukları anlaşılmıştır.

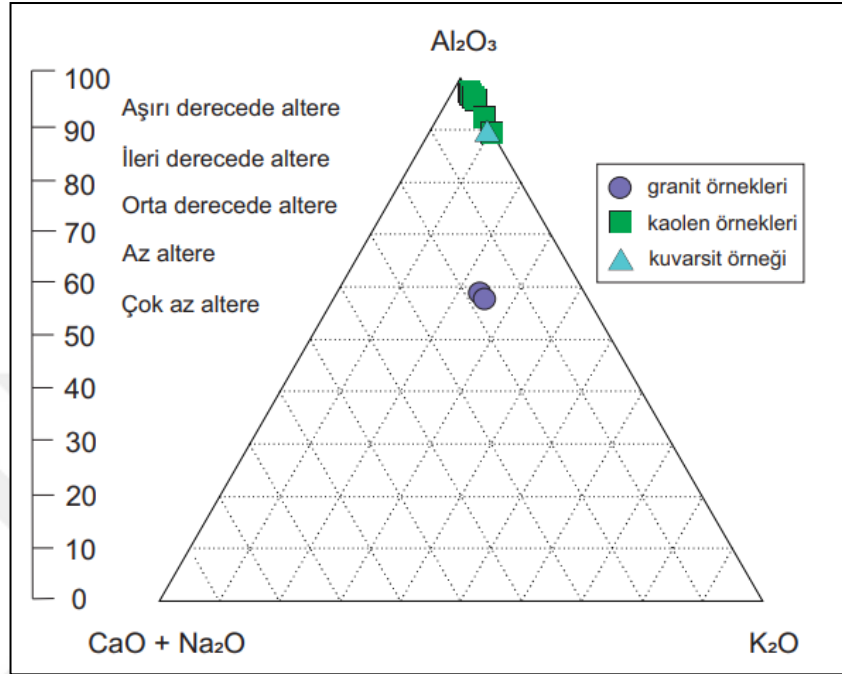


Kayaçların alterasyon derecelerini ölçebilmek amaçlı kimyasal alterasyon indeksi (CIA, Chemical Index of Alteration) hesaplaması yapılmaktadır. Nesbitt ve Young (1982) tarafından CIA hesaplaması " $CIA = (Al_2O_3 \times 100) / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO^*)$ " şeklinde önerilmiştir. Benzer şekilde kayaçların kaynak bileşeni hakkında plajyoklaz ayrışmasının gözlenmesi için Fedo ve diğ. (1995) tarafından plajyoklaz alterasyon indeksi (PIA, Plagioclase Index of Alteration) hesaplaması " $PIA = 100 \times (Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + Na_2O + CaO^* - K_2O)$ " yapılmıştır.  $CaO^*$  hesaplanırken karbonat ve fosfat minerallerindeki  $CaO$  değerlerinin düzeltilmesi yapılır ve sadece silikat mineralleri kaynaklı  $CaO$  kullanılır (McLennan ve diğ, 1993). Kimyasal analiz sonuçlarına bakıldığında  $CaO$  miktarı oldukça düşük değerlerde olduğu için mevcut şekliyle hesaplamada kullanılmasının anlamsız olmayacağı düşünülerek CIA hesaplanmıştır.

Nesbitt ve Young (1982) tarafından CIA değerleri, granit ve granodiyoritler için 45-55 aralığında, ideal muskovit için 75 değerinde, illit ve smektit grubu için 75-80 aralığında ve kaolinit ve kloritler için ise 100 seviyesine oldukça yakın olarak nitelendirilmiştir. Fedo ve diğ. (1995) PIA değerlerinin, CIA denkleminde türetilen değerlerle eşdeğer sonuçlar verdiği belirtilmiştir. Taze kayaçlar için bu değerler yaklaşık 50 civarında sonuç verirken kil mineralleri için CIA ve PIA değerleri 100'e yakın olarak kabul edilmiştir (Fedo ve diğ, 1995; Linn ve DePaolo, 1993). Kayacın ayrışma karakterini tanımlarken 50-60 arası CIA ve PIA değerleri başlangıç seviye çok az alterasyonu, 60-80 arası orta derecede bozunmayı, 80-100 arası değerler ise şiddetli seviyede alterasyonu gösteren sistematik aralıklar tespit edilmiştir (Fedo ve diğ, 1995; Osae ve diğ, 2006).

Örneklerin PIA değerleri Çizelge 4.1'de yer aldığı üzere granit örneklerinde % 65.38-66.45 aralığında iken kaolen örnekleri ortalama % 99.92 ile 100'e oldukça yakın PIA değeri sunmaktadır. CIA değerlerinin dağılımı ise Şekil 4.4'te üçgen diyagramda verilmiştir. Granit örnekleri CIA değerleri % 57.87-58.67 aralığındadır ve üçgen diyagram üzerinde kimyasal alterasyon derecesi çok az altere olarak yorumlanmaktadır (Şekil 4.4). Buradan granit örneklerinin taze granit yapıya oldukça yakın olduğu ve başlangıç seviyesinde altere olduğu söylenebilir. Kaolen örneklerinin ise ortalama CIA değeri % 95.04 olarak hesaplanmaktadır. Üçgen diyagramda da aynı şekilde örneklerin yaklaşık % 90-100 aralığında yoğunlaştığı ve aşırı derecede altere hattında bulunduğu görülmektedir. Kaolen örneklerinin hem CIA hem de PIA

değerleri yüksek alterasyon derecesini göstermektedir. Bu sonuç, granitlerde hem K-feldspat minerallerinin (ortoz ve mikroklin) hem de plajiyoklaz minerallerinin alterasyona uğradığı ve kaolenleşmenin her iki tür feldspattan itibaren meydana geldiğini göstermektedir.



**Şekil 4.4 :** Örnekler için CIA değerlerinin üçgen diyagramında gösterimi (Işık, 2019'dan uyarlanmıştır).

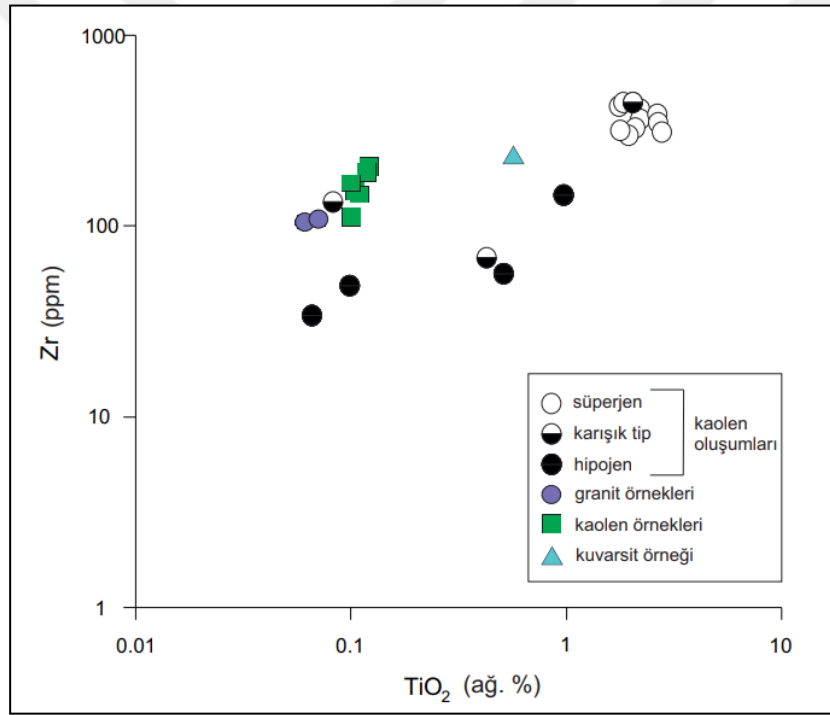
İz elementlerin kayaç içerisindeki varlığı genelde % 0.01'den az oranda olup kayaç kökeni hakkında önemli parametreler vermektedirler. Çalışma alanının örneklerinde iz elementler % 0.06 (kuvarsit) ve daha düşük orandadır (% 0.03-0.04). Toplam iz element oranı granitlerde % 0.04, kaolen örneklerinde ise düşük bir miktar daha azdır (yaklaşık ortalama % 0.03).

İz elementlerden As, Ba, Co, Rb, Sr ve Tl granitlerde (kuvarsitte de) kaolen örneklerine göre yüksektir. Bu iz elementler granitlerin kaolenleşme sürecinde kaolen zonunda azalmıştır. Buna karşın, Ga, In, Nb, Th ve Zr elementleri ise kaolen örneklerinde granitlere ve de kuvarsite göre daha yüksektir.

Örneklerin Th/U oranlarında da farklılık görülmektedir. Taylor ve McLennan, (1985), Condie (1993) ve McLennan (2001)'e göre üst kıtasal kabuğun (UCC; Upper Continental Crust) Th/U oranı ortalama 3.8' dir. Çalışma alanının örneklerinde; Th/U oranı granit örneklerinde 1.29-6.88 arasındadır ve ortalaması 4.06'dır. Kuvarsit örneğinin Th/U oranı 3.79'dur ve granitlere benzer. Ancak, kaolen örneklerinde Th/U

oranı 8.99-26.72 arasındadır ve ortalaması 15.72'dir. Hatta, kaolen örneklerinin kendi içinde de kaolinit minerali arttıkça Th/U oranı artmaktadır. En yüksek Th/U oranı kaoliniti daha çok içeren kaolen örneklerinde bulunmaktadır (XRD verileri ile karşılaştırma). Dolayısıyla, kaolenleşme ile Th/U oranında da artış meydana geldiği görülmektedir.

Örneklerin oluşum ortamı hakkında bilgi edinebilmek amacıyla Dill ve diğ. (1997) tarafından önerilen  $(\text{TiO}_2)\text{-(Zr)}$ ,  $(\text{Cr+Nb})\text{-(Ti+Fe)}$  ve  $(\text{Ce+Y+La})\text{-(Ba+Sr)}$  diyagramları oluşturulmuştur.  $(\text{TiO}_2)\text{-(Zr)}$  diyagramında örneklerin dağılımı Dill ve diğ. (1997)'den alınmış süperjen, karışık tip ve hipojen kaolen oluşumları ile birlikte gösterilmiştir ve çalışma alanı kaolen örnekleri hipojen ve karışık tip örnek noktalarına yakın gözlenmektedir (Şekil 4.5).

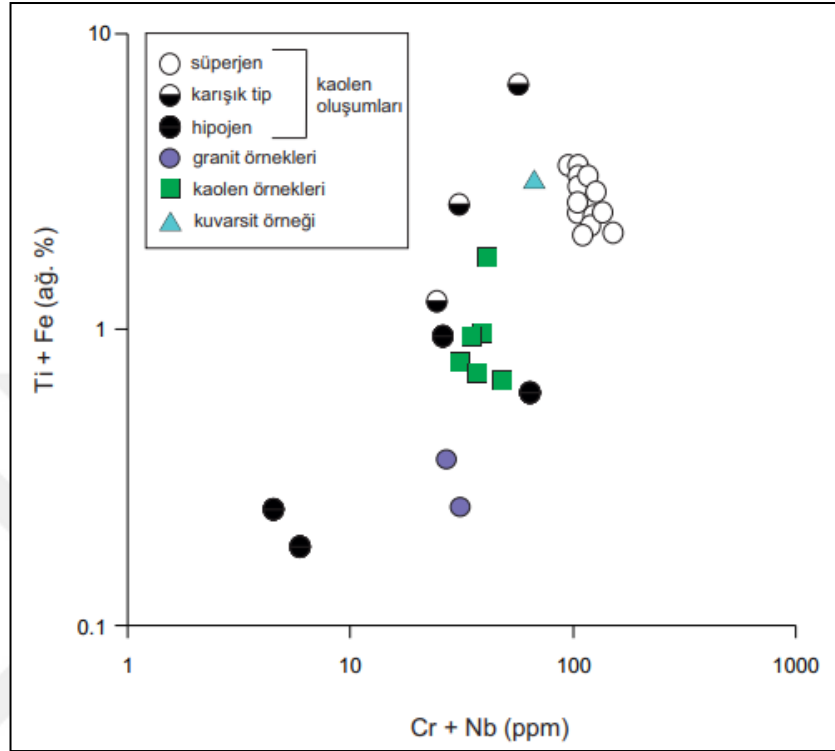


**Şekil 4.5 :** Örneklerin  $\text{TiO}_2$  (%) - Zr (ppm) diyagramındaki gösterimi (Dill ve diğ, 1997'den alınmıştır).

Dill ve diğ. (1997)'ye göre, saf süperjen kaolen çökellerinde Cr ve Nb içeriği yüksek oranda bulunurken hipojen kaolen çökellerinde ise çok düşük seviyelerde bulunmaktadır. Şekil 4.6'da çalışma alanına ait kaolen örnekleri hipojen ve karışık tip örneklerine yakın alanda yoğunlaşmaktadır.

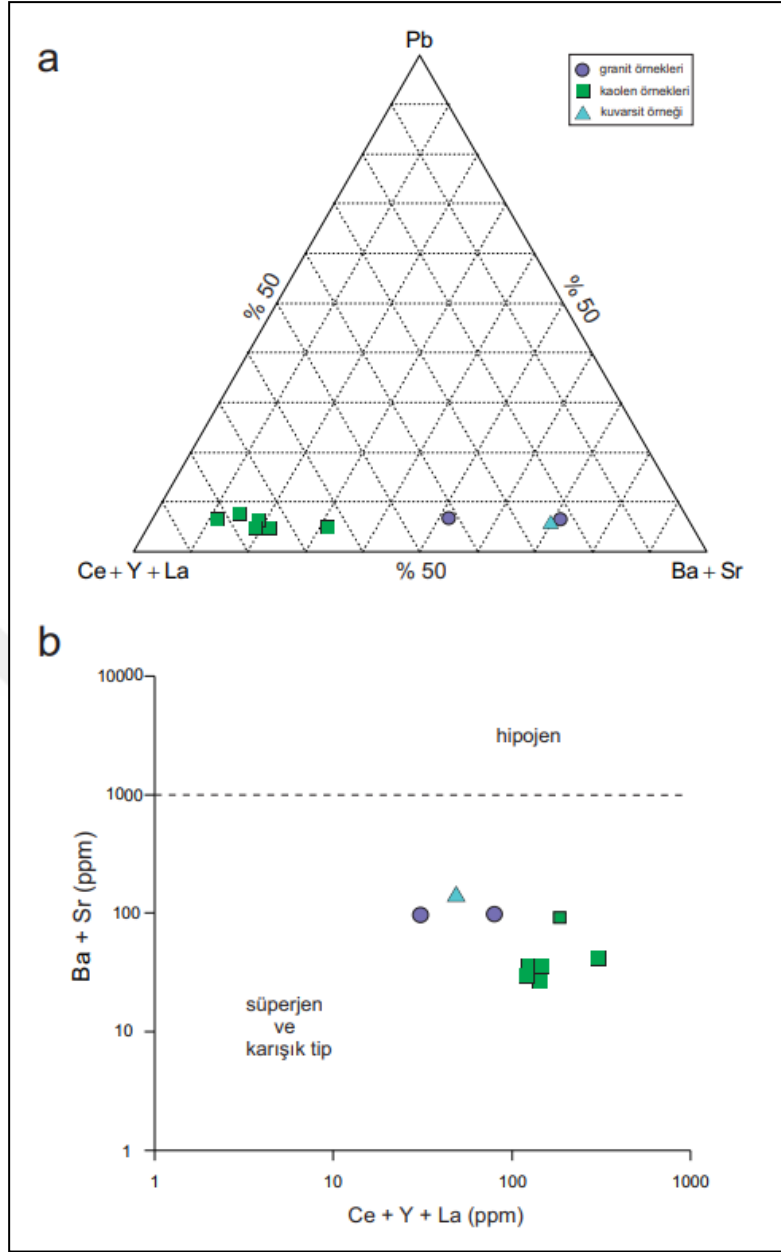
Dill ve diğ. (1997)'ye göre hipojen oluşuma sahip örneklerde Ba+Sr anormal derecede yüksek bulunurken süperjen oluşum ortamından alınan örneklerde çok yüksek REE kümelenmesi gözlenmektedir. Şekil 4.7a'da  $\text{Ce+Y+La}$  (ppm) oranının kaolen

örneklerinde taze granit örneklerine göre nispeten daha fazla olduğu görünmektedir. (Ce+Y+La)-(Ba+Sr) diyagramına bakıldığında ise tüm örneklerde Ba+Sr varlığı 1000 ppm seviyesinden düşüktür ve örnekler süperjen ve karışık tip oluşum alanında kümelenmiştir (Şekil 4.7b).



**Örnek 4.6 :** Örneklerin Cr+Nb (ppm) - Ti+Fe (ppm) diyagramındaki gösterimi (Dill ve diğ, 1997'den alınmıştır).

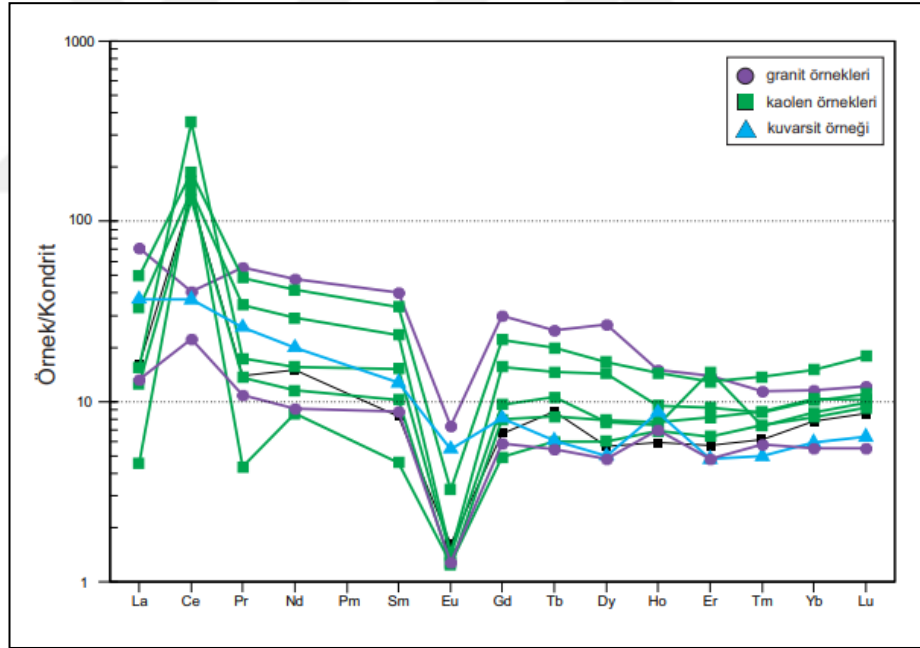
Genel olarak Şekil 4.5, Şekil 4.6 ve Şekil 4.7 değerlendirildiğinde (TiO<sub>2</sub>)-(Zr) ve (Cr+Nb)-(Ti+Fe) diyagramlarında kaolen örnekleri hipojen ve karışık tip alanlarında yoğunlaşırken (Ce+Y+La)-(Ba+Sr) diyagramında süperjen ve karışık tip oluşumunu yansıtmaktadır. Bu durum örneklerin hipojen kökenli olup jeolojik zaman içerisinde mineralizasyonla beraber meteorik etkilere açık hale gelmesi sonucu süperjen özellikler taşıması şeklinde yorumlanabilir.



**Örnek 4.7 :** (a) Örneklerin Ce+Y+La (ppm) - Pb (ppm) - Ba+Sr (ppm) üçgen diyagramında gösterimi (Dill ve diğ, 1997'den uyarlanmıştır). (b) Örneklerin Ce+Y+La (ppm) - Ba+Sr (ppm) diyagramında gösterimi (Dill ve diğ, 1997'den uyarlanmıştır, kesikli çizgi ayırımı Dominguez vd. 2008'den alınmıştır).

Nadir toprak elementleri açısından örnekler incelendiğinde Boynton (1984)'ün önerdiği REE kondrite göre normalleştirilmiş örümcek diyagram oluşturulmuştur. Hafif nadir toprak elementlerinin (LREE) ağır toprak elementlerine göre (HREE) daha zenginleşmiş olduğu, ağır toprak elementlerinin ise kondrit seviyesine daha yakın olduğu görülmektedir. Aynı zamanda örnekler genelinde belirgin bir Ce artışı gözlenirken, yine belirgin bir şekilde Eu miktarındaki azalma dikkat çekmektedir (Şekil 4.8). Diyagramda da görüleceği üzere 15 nadir toprak elementi, Lantanit

grubunda yer almaktadır ve bu elementler genellikle +3 değerlikli özellikte olup  $Ce^{+4}$  ve  $Eu^{+2}$  iyonları oluşturabilmektedir (Irzon ve diğ., 2016).  $Ce^{+4}$  değerlikli iyonu sadece yoğun oksidasyon içeren sedimanter ve ayrışma (weathering) süreçlerinde fark edilebilirken,  $Eu^{+2}$  iyonu genellikle magmatik kayalarda yaygındır (Ball ve diğ., 2000; Nouri ve Masoumi, 2020). Aubert ve diğ. (2001)'e göre biyotit 0.1 ve muskovit 0.25 değerlerinde negatif Eu anomali verirken granitte bulunan ortoklaz 3.23 şeklinde pozitif anomali göstermektedir. Burada Irzon ve diğ. (2016), üç ortoklazdan gelen pozitif Eu anomalisinin bir biyotit tarafından üretilen negatif anomaliye eşdeğer olduğunu belirtmişlerdir. Çizelge 4.1'de Eu verileri incelendiğinde örneklerde ortalama 0.20 ppm değerinde Eu bulunmaktadır. Mikroskop incelemeleri de dikkate alındığında, örneklerin feldspat içeriğinin sadece ortoklaz olmadığı aynı zamanda mikroklin ve az miktarda albit içerdiği gözlenmiş olup ek olarak muskovit oluşumları tespit edilmiştir. Buradan Şekil 4.8'deki örümcek diyagramda yer alan ve bariz gözlenen Eu negatif anomalisinin muskovit kaynaklı olduğu düşünülebilir.



**Şekil 4.8 :** Örneklerin kondritte göre normalize edilmiş Boynton (1984) tarafından önerilen nadir toprak element (REE) dağılımları.



## 5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bu tez çalışması kapsamında Tekirdağ ili Saray ilçesi sınırları içerisinde yer alan Safaalan yerleşim merkezi kuzeyindeki kaolen oluşumu jeolojik, jeokimyasal ve mineralojik özelliklerini bakımından detaylı incelenmiştir. Çalışmalar neticesinde jeolojik gözlemler ve analizlere dayalı tespitler aşağıda sıralanmıştır.

Trakya Bölgesi'nin jeolojisi hakkında günümüze kadar çeşitli araştırmalar yapılmıştır. Bölge genel anlamda Trakya Havzası ve Istranca Masifi olarak iki ana başlık altında incelenmiş ve tektonik evrimi hakkında elde edilen verilere göre yapılan araştırmalarda farklı görüşler açıklanmıştır ve araştırmalar devam etmektedir. Istranca Masifini çevreleyen birçok masif ve tektonik zon bulunmaktadır ancak bunların Istranca Masifi ile paleotektonik konumu ve jeolojik ilişkisi, eski yapıların çoğunu yok eden deformasyon evreleri sebebiyle net açıklanamamaktadır (Sunal ve diğ, 2011).

Arazi çalışmalarında granitler (metagranit), kuvarsitler ve kuvarşistler olmak üzere üç ana kayaç birimi ve granitlere bağlı olarak gelişen kaolen oluşumu tespit edilmiştir. Granitik kayaçlar çalışma sahasının güneyinde gözlenmektedir. Çoğunlukla masif ve sağlam yapıda olan granitler, yer yer ayrışmaya uğramış yapıda ve kaolenler ile geçişli olarak tespit edilmiştir. İnceleme alanında yer alan granitler Çağlayan ve Yurtsever (1998) tarafından Kızılağaç Metagraniti (Kırklareli Grubu), kuvarsitler ise Şermat Kuvarsiti (Tekedere Grubu) olarak adlanmıştır ve Okay ve Yurtsever (2006) tarafından metagranitler Triyas öncesi Erken Permiyen olarak değerlendirilmiş, kuvarsitler ise Çağlayan ve Yurtsever (1998) tarafından Permo-Triyas yaşlı olarak tanımlanmıştır. Natal'in ve diğ. (2016) Şermat Kuvarsitlerine yaptıkları yeni izotopik yaş tespitlerinde kuvarsitlerin yaşını Ordovisiyen olarak tanımlamışlardır ve Istranca Masifinin doğu kesiminin en karakteristik litostratigrafik birimi olduğunu belirtmiş, Istranca Masifi jeolojisinin anlaşılması için Şermat kuvarsitlerinin depolanma yaşının tespit edilmesinin önemini vurgulamışlardır. Çalışma bölgesindeki kuvarşistler ise Çağlayan ve Yurtsever (1998) tarafından Çiftlik Kuvarşistleri olarak adlandırılmıştır.

Kaolen birimleri, çalışma alanının orta kesiminde metagranitler ile kuvarsitler arasında gözlenmiş olup KD-GB devamlılıktadır. Kaolen mostralarının ocak aynalarındaki genel görünümü 5-15 metre arasında, mostra görünümü ise 2-5 metre aralığında değişmektedir. K-KB yönde ilerledikçe ise kuvarsit birimlerine rastlanılmaktadır. Kaolen zonları ile kuvarsitler bazı noktalarda geçişli gözlenmektedir. Sahada alınan GPS ölçümlerine göre kuvarsitler, kaolen ve granitlere göre daha yüksek kottadır. Kuvarsitlerin çalışma alanı içerisindeki görünür kalınlıkları 4-13 metre arasında değişmektedir. Kuvarsitlerin üzerinde ise kuvarssistler yer almaktadır. Kuvarssistlerin, kuvarsitler ile muhtemelen dereceli geçişli olduğu söylenebilir. Kuvarssistler dar alanlarda gözlenmiştir.

Çalışma alanının granitleri petrografik olarak kuvars minerali, plajiolaz (albit), ortoz ve mikroklin türü feldspat mineralleri ve mika (muskovit) minerali ve de düşük oranlarda opak ve ikincil bazı mineralleri içeren, metagranit benzeri granitlerdir; koyu renkli minerallerinin neredeyse yok düzeyinde olmasından dolayı lökogradit olarak tanımlanabilirler. Optik mikroskop incelemelerinde granitlerin en iri bileşenleri olarak gözlenen K-Feldspatlarda (mikroklin ve özellikle de ortoklaz) pertitik yapılar ve dilinim zonları boyunca ikincil dönüşümler olduğu gözlenmiştir. Bu dönüşümler, granitin kaolene dönüşmesi olarak yorumlanmış ve kaolenleşmenin granitlerde özellikle feldspatların dilinim düzlemleri ve pertitik zonları boyunca başladığı sonucuna varılmıştır. Kaolen birimleri makro incelemelerde tabakasız, masif olarak gözlenmiş olup renk ve dokunum açısından düşey ve yanal yönde farklılıklar söz konusudur. Beyaz-krem-sarı-turuncu-kiremit renklerinde gözlenen kaolenlerde renkte koyulaşmanın sebebi oksitlenme ile açıklanmıştır.

Çalışma bölgesinde kaolen killerinden kaolinit ve halloysit mineralleri bulunmaktadır. Kaolinitler öncelikle XRD analizleri ile gözlenmiştir. Halloysit varlığı ise morfolojik yapısı nedeniyle öncelikle SEM analizi ile tespit edilebilmiş ardından XRD paternlerinde yorumlanmıştır. Jeokimyasal analiz sonuçları da önceki gözlemleri destekler nitelikte olup ortamsal yorumlamalar yapılmasını sağlamıştır.

XRD analizleri sonucunda tüm kaolen örneklerinde (Ör. 1-2-3-4-5-6-7-8-11-12) kaolinit, halloysit, kuvars mineralleri tespit edilmiştir. Smektit, feldspat ve karışık katmanlı mineraller ise örnekler genelinde değişkenlik göstermektedir. Kaolinitler, (001) yansıma yüzeyine ait 7.15 Å-7.19 Å arasında değişen mesafe değerli en şiddetli piki ile tayin edilmiştir. (002) yansımasına ait bazal mesafesi ise 3.56-3.57 Å şeklinde

tespit edilmektedir. İki adet kaolinitçe zengin örnekte kil fraksiyonu yapılmış ve 550 °C' de 2 saat fırınlanan örneğin XRD analizi yapılmıştır. Kaolinitin 550 °C' de yapısının bozulması sonucu pikleri görülmemiştir bu da kaolinitlerin düzensiz yapıda olduğunu göstermektedir. Halloysit XRD paternlerinde en şiddetli pikler sulu hallositler için 10 Å susuz hallositler için 7 Å civarındadır. Sulu ve susuz hallositler ile mika ve kaolinit piklerinin örtüşebilmesi nedeniyle hallositli örneklerde 50 °C ve 100 °C'lerde bekletilen örneklerin XRD paternleri alınmıştır. Sonuçta 10 Å değerli piklerin sulu hallositlere ait olduğu belirlenmiştir.

XRD çalışması ile birlikte örneklerin düşey yöndeki farklılıkları hakkında bazı sonuçlara varılmıştır. İlk olarak ocağın güneydoğusunda aşağıdan yukarı doğru sırasıyla 1, 2, 3 ve 4 numaralı örnekler alınmıştır. 1 numaralı örnekte kuvars oranı % 45-50 arasında iken 2 numaralı örnekle % 30-35, 3 ve 4 numaralı örneklerde ise % 20-25 seviyelerindedir. Kuvars minerali varlığı alttan üste doğru azalmaktadır. Kaolinit oranı ise % 35-40 ile 1 numaralı örnekte en düşük seviyelerdeyken üst seviyelere çıktıkça bu oran % 50 seviyelerine çıkmaktadır. Buradan ilk dört örneğin alındığı ocak aynasında, alt seviyelerde granite yaklaştıkça kuvarsça zenginleşme olduğu, granitten uzaklaştıkça ise kaolinit minerallerinde zenginleşme olduğu sonucuna varılmaktadır. Benzer şekilde alttan üste doğru alınmış 11, 12 (kaolen örnekleri) ve 13 (kuvarsit örneği) numaralı örneklerde sırasıyla kaolinit miktarı % 70-75, kuvars miktarı ise % 5-10 iken 13 numaralı örnekte kaolinit gözlenmemiş, kuvars minerali ise % 90-95 seviyelerinde patern vermiştir. Bu da arazi gözlemleri ile uyumlu olarak kaolen oluşumunun granit-kuvarsit dokanağında bulunduğu ile uyumludur.

Çalışma bölgesinden alınan 7 ve 11 numaralı kaolen örneklerine SEM analizi yapılmıştır. Bu sayede minerallerin birbirleri ile ilişkisi, morfolojisi ve kökeni hakkında yorum yapılabilmektedir. Kaolen örneklerinin büyük oranda kaolinit minerallerinden meydana geldiği ve belli oranda hallositlerin ise kaolinitlerin üzerinde, onların levha kenarlarından itibaren oluştuğu görülmüştür. Kaolinit mineralleri yarı özşekilli ve özşekilsiz levhalar halinde gözlenmektedir, tipik hekzagonal levha görünümü yoktur. Levha boyutları yaklaşık 10-20 mikron arasında değişirken kitap ve akordeon görünümlü levha kümeleri 10-25 mikron arası boyutlarda değişmektedir. Yer yer 80 mikrona varan kümelenmeler gözlenmiştir. Bazı kümelenmelerde ise kaolinit levhalarında eğrilikler söz konusudur. Bu eğriliklerin basınç farklarından kaynaklandığı sonucuna varılmıştır. Kaolinit levhalarının

kenarlarından itibaren ise t p/çubuk şekilli boyutları yaklaşık 1-6 mikron olan halloysit oluşumları gözlenmektedir. Halloysit minerallerinin kaolinitlerden sonra oluştuğu anlaşılmıştır. Hacimsel olarak kaolinit mineralinin halloysit minerallerinden çok olduğu hem SEM hem de XRD analizleri ile ortaya konulmaktadır. SEM analizleri ile öncelikle feldspat tanelerinin dilinim ve/veya ikiz düzlemleri ile kitap görünümlü kaolinit levhalarının paralel olduğu görülmüş ve kaolenle menin, feldspatların dilinim ve ikiz düzlemleri boyunca ba ladığı sonucuna varılmıştır. Diğer bir ifade ile granitlerin feldspat minerallerinin önce kaolinite dönüştüğü sonra da kaolinitlerin ve belki kalıntı bazı feldspatların halloysite d n   ğ  söylenebilir. Kaolinit oluşum zamanı halloysit oluşum zamanından öncedir. Halloysitin kaolinitten sonra oluştuğuna işaret eden SEM görünümleri vardır. Dokusal olarak kaolinit plakalarının kenarlarından itibaren halloysit çubuklarının gelişimi görülmüştür ve halloysitler yoğun olarak kaolinit agregalarının üzerindedirler.

Granitik kayalaradaki kaolinit oluşumları hidrotermal veya yüzeysel kimyasal ayrışma (weathering) veya bunların ikisinin de karışık etkileri sonucu meydana gelebilmektedir; bu süreçlerde hidrotermal sıvılar veya meteorik sular feldspat ve mika gibi birincil minerallerin (hatta smektitler gibi ikincil minerallerin) asidik ortamlarda ve ılık-nemli koşullarda kolay ayrışmasına ve böylece kimyasal değişimlere neden olarak (alkali elementlerin uzaklaşması, buna karşın Al, Fe ve iz elementlerin konsantrasyonları) kaolinit mineralinin çökelimini meydana getirmektedir (Stock ve Sikora, 1976; Exley, 1976; Gilkes ve Suddhiprakarn, 1979; Zielinski, 1985; Rebertus vd. 1986; Kitagawa ve K ster, 1991; Gouveia vd. 1993; Ekose, 2001; Njoya vd., 2006; Siddique ve Ahmet, 2008; Kadir ve Akbulut, 2009; Kadir ve Kart, 2009).

Dolayısıyla, Safaalanı kaolen yatağında feldspat → kaolinit → halloysit d n  mleri meydana gelmiştir. Kaolinit oluşumu için en önemli ana malzemenin K-feldspat (ortoz ve mikroklin) ve plajiolaz (albit) olduğu anlaşılmıştır. Örneğin, K-Feldspatın kaolinite dönüşümü  $2KAlSi_3O_8 + 3H_2O = Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2 + 2K(OH)$  şeklinde verilebilir ve bunu albit için de oluşturabiliriz: ancak bu tip d n   mlerde pH'ın çok önemli rol oynadığı ifade edilmiştir (Ruiz Cruz, 2007). pH,    itli elementlerin çözünürlüğünü kontrol eder. Örneğin, artan pH ile silika çözünürlüğü artar, feldspatlardaki alkali ve toprak alkali katyonlar çözünür ve hareketlenir ve ortamdan uzakla abilir, pH 4–5.5 aralığında olduğunda ise alümina fazla   z nmez (Ruiz Cruz, 2007; Hynek ve diğ, 2013). Ayrıca, sıcaklık artı ının da kaolinit oluşumunu

kolaylaştırdığı belirtilmiştir (Chamley, 1989). Safaalanı kaolinitleri granitin feldspatlarının çözünmesiyle ve bir jel haline gelmesiyle başlayan süreçte, bu jelden alkali iyonların ve silikanın uzaklaşmasıyla meydana gelmiş doğrudan bu jelden çökelmiş olabilir.

Kaolinit ile ilişkili halloysitlerin hidrojen içeren fazların artmasıyla, uygun pH ve sıcaklık koşullarında meydana gelebileceği açıklanmıştır (Arslan ve diğ, 2006; Berger ve Henley, 2011; Lázaro, 2015; Kadir ve diğ, 2022). Genelde volkanik buhar fazında hidrojen artışı beklense de volkaniklere bağlı olmayan çalışma alanı halloysitlerinin ortam pH' ı ile ilgili olan bir hidrojen artış süreci geçirdiği ve halloysit oluşumunun bu dönemde meydana geldiği söylenebilir. Granitin ve kaolen oluşumun çatlaklarında dolaşan sıvıların uygun pH ve sıcaklıkta, hidrojen artışı ile birlikte halloysit oluşumunu sağlamış olabilir.

Çalışma alanından derlenen seçilmiş örnekler major oksit, iz element ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Kaolen örnekleri (Örnek no: 1, 3, 6, 7, 8 ve 12) genelinde major oksit sonuçları  $\text{SiO}_2$  için % 57.65-77.20 (ort. % 64.20),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  için % 16.46-31.59 (ort. % 26.31) değerlerindedir. Alüminyum ile silisyum arasında ters ilişki mevcuttur, ara seviyelerden alınan bazı örnekler (Örnek 6 ve 8) ideal kaolinit bileşimine yakın değerler sunarken, nispeten alt seviyelerden alınan örneklerde silisyum içeriği bakımından zenginleşme görünmektedir. Taze granit örneklerinde (Örnek no: K-2 ve 20)  $\text{SiO}_2$  oranı % 75.40-77.47 seviyelerindedir. Bu da taze granite, diğer bir deyişle metagranite, yakın kesimlerde kaolen minerallerinin silisyumca zengin olduğunu, granitten uzaklaştıkça silisyum oranının nispeten azaldığını göstermektedir.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  içeriği bakımından kaolenler % 0.86-2.41 oranındadır.  $\text{MgO}$  ve  $\text{CaO}$  içerikleri örnekler çok düşük oranlar vermektedir.

Granitlerde  $\text{Na}_2\text{O}$  % 3.48-3.96 arasında,  $\text{K}_2\text{O}$  % 4.88-5.68 arasındadır.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  toplamı ise % 8.36-9.64 arasındadır. Kaolen örneklerinde ise  $\text{K}_2\text{O}$  % 0.70-2.59 arasındadır ve granitlerdeki değerinden oldukça azalmıştır.  $\text{Na}_2\text{O}$  ise kaolenlerde yok düzeyindedir (% <0.04). Bu sonuçlar da granitlerin feldspatlarının alterasyonunu özellikle de plajiyoklazların tümüyle yok olduğunu göstermektedir.

Granitlerde  $\text{CaO}$  miktarının %0.16-0.17 olması da göz önüne alındığında Ca-feldspat yerine Na-feldspatın oransal çokluğunu ve sodyumun tamamına yakınının albit kaynaklı plajiyoklaz olabileceğini göstermektedir. Sonuçta, sodyum içeriğinin

albitten, potasyum içeriğinin ise büyük bir kısmının K-feldspattan ve kısmen de muskovitten kaynaklandığı söylenebilir. Optik mikroskop incelemeleri de göz önüne alındığında granitler içerisindeki ortoklaz ve mikroklinin oransal çokluğu, albitin nispeten daha düşük miktarda bulunması, ayrıca yer yer yönelmiş muskovitlerin tespiti de bu sonucu destekler niteliktedir.

Major oksit sonuçlarına göre kimyasal alterasyon indeksi (CIA, Chemical Index of Alteration) ve plajiyoklaz alterasyon indeksi (PIA, Plagioclase Index of Alteration) hesaplanmıştır. Granitlerin ve granitlere bağlı kaolen örneklerinin CIA ve PIA değerleri de granitlerdeki alterasyonu ortaya koymaktadır. Çalışma alanının granitlerinde CIA değerleri 57.87-58.67 arasında iken kaolen örneklerinde 89.45-98.12 arasındadır ve ortalaması 95.04'dür. Granitlerin PIA değerleri ise 65.38-66.45 arasındadır ve kaolen örneklerinde PIA 100'e yakındır (99.82-99.97; ortalama 99.92) ve yüksek derecede plajiyoklaz alterasyonu gösterir. Kayaçların ayrışmasında; 50-60 arası CIA ve PIA değerleri başlangıç seviye çok az alterasyonu, 60-80 arası orta derecede bozunmayı, 80-100 arası değerler ise şiddetli seviyede alterasyonu gösteren sistematik aralıklar tespit edilmiştir (Fedo ve diğ, 1995; Osae ve diğ, 2006). Çalışma alanının granitlerinin yüksek derecede alterasyona maruz kaldıkları ve kaolenleştikleri CIA ve PIA değerlerinin karşılaştırılmasında da görülmektedir.

Kaolen örneklerinin jenezi hakkında önemli parametreler verebileceği için Dill ve diğ. (1997) tarafından önerilen  $(\text{TiO}_2)\text{-(Zr)}$ ,  $(\text{Cr+Nb})\text{-(Ti+Fe)}$  ve  $(\text{Ce+Y+La})\text{-(Ba+Sr)}$  iz element diyagramları oluşturulmuştur.  $(\text{TiO}_2)\text{-(Zr)}$  ve  $(\text{Cr+Nb})\text{-(Ti+Fe)}$  diyagramında kaolenler hipojen ve özellikle karışık tip alanda yoğunlaşırken  $(\text{Ce+Y+La})\text{-(Ba+Sr)}$  diyagramında süperjen ve karışık tip alanda kümelenmektedir. Bu veriler, kaolenlerin hipojen kökenli olduğuna ve jeolojik zaman içerisinde mineralizasyonla beraber meteorik etkilere açık hale gelmesi sonucu süperjen özellikler taşımasına işaret etmektedir. Süperjen-hipojen oluşum kökeni değerlendirmelerinde örneklerin her iki alanda da bulunuyor olması muhtemelen hem hidrotermal hem de yüzeysel ayrışma izlerinin olabileceğini açıklamaktadır. Muhtemelen granitlerin feldspatları hidrotermal bir ayrışma ile kaolinite dönüşmüş ve yine muhtemelen sonraki bir yüzeysel ayrışma sürecinde özellikle halloysitler oluşmuştur.

Granitler jeokimyasal olarak yüksek K'lı kalkalkalen granitlerdir. Hafif nadir toprak elementlerinin (LREE) ağır toprak elementlerine göre (HREE) daha zenginleşmiş olduğu, ağır toprak elementlerinin ise kondrit seviyesine daha yakın olduğu

görülmektedir. Granitlerin ve kaolen örneklerinin iz element değişimlerinde benzerlik vardır. Örnekler genelinde belirgin bir Ce artışı gözlenirken, kaolen örneklerinde bu artış çok daha fazladır. Örneklerde (granit ve kaolen) belirgin bir şekilde Eu miktarındaki azalma da dikkat çekmektedir.

Pozitif Ce anomalisi oksidan ve ayrışma ortamlarında, negatif Eu anomalisi ise Ca-Feldspatın magmanın fraksiyonel kristallenmesi sırasında ortamdan ayrıldığı durumlarda veya son araştırmalara göre numunenin mineral bileşimine göre gözlenmektedir ve muskovit varlığı negatif anomaliye sebep olmaktadır (Ball ve diğ, 2000; Irzon ve diğ, 2016; Nouri ve Masoumi, 2020). Sverjensky (1984) ise hidrotermal oluşumlarda pozitif Eu anomalisi gözleneceğinden bahsetmiştir. Literatür araştırmalarının da ışığında, pozitif Ce anomalisi kaolen oluşumunun süperjen ayrışma ortamını işaret eder, ancak yukarıda da belirtildiği gibi kaolinit ve halloysit oluşumlarının birbiri üzerine eklenmesi ile köken açıklamaları tartışmalı kalmaktadır. Negatif Eu anomalisi için de benzer yorum yapılabilir. Negatif Eu anomalisi üç faktörden kaynaklanabilir; süperjen koşulların varlığı, feldspatların ayrışması sonucu ortamdan uzaklaşan Ca-feldspatları kaynaklı veya örnekler içerisinde gözlenen muskovit minerallerine bağlı gerçekleşeceği düşünülmektedir.

Ülkemizde de magmatik plütonik kayalarla (genelde granitoidler) ve metamorfikler ile ilişkili olan hidrotermal ve/veya yüzeysel kimyasal ayrışma kökenli kaolinit oluşumları rapor edilmiştir (Gençoğlu vd., 1989; Kadir ve Akbulut, 2009; Kadir ve Kart, 2009; Ömeroğlu Sayıt vd., 2018; Başbüyük ve Yalçın; 2019). Kadir ve Kart (2009) tarafından, Söğüt (Bilecik) Bölgesi'ndeki Paleozoik yaşlı granit-granodiyoritlerin feldspatlarında kaolinitleşme ve serisitleşme bildirilmiştir. Kaolinitik zonlarda ana kayaca göre Al+Fe / Si artışı, buna karşın alkali elementlerde azalma, Ba+Rb azalması ve negatif bir Eu anomalisi meydana gelmiştir. Ömeroğlu Sayıt vd. (2018) tarafından Eskişehir-Ahırözü Bölgesi'ndeki granit-serpantinit kantağında gelişim göstermiş kaolen yataklarının hidrotermal kökenli oluşum olduğu belirtilmiştir. Çalışmacıların bölgede ayırmış oldukları alterasyon zonlarından; arjilik alterasyon zonunda kaolinit, halloysit, natroalunit ve pirit vardır; propilitik alterasyon zonunda klorit-smektit-illit ve epidot gibi mineraller ile bulunur ve üçüncü zon ise silika sinter oluşumu ile temsil edilir.

Gerek mikroskop çalışmalarının sonuçları gerekse jeokimyasal veriler çalışma alanının granitlerinde hem K-feldspat minerallerinin (ortoz ve mikroklin) hem de

plajiyoklaz minerallerinin alterasyona uğradığı ve kaolenleşmenin her iki tür feldspattan itibaren meydana geldiğini göstermektedir. Özellikle plajiyoklaz alterasyon indisi (PIA) oldukça yüksektir ve plajiyoklazların alkali feldspatlardan görece daha da yüksek oranda altere olduklarını gösterir. Petrografik mikroskop ve XRD verilerine göre granitlerin % 30-75 arasında değişen oranlardaki toplam feldspat mineralleri (ortoklaz, mikroklin, albit) kaolenleşme sonucunda büyük oranda ortadan kalkmıştır. Kaolen örneklerinin toplam feldspat oranları XRD verilerine göre çok düşüktür, % 10'un altındadır. O halde granitlerin kaolenleşmesi sonucunda % 50 üzerinde feldspat kaybı söz konusudur ve bu oranda bir kaolen oluşumu ortaya çıkmıştır. Diğer bir deyişle, Safaalanı kaolen-halloysit yatağı sedimanter kökenli değildir, metagranitin ayrışması ile yerinde (in-situ) oluşmuş bir yataktır. Jenezi hakkında hidrotermal kökenli olabileceği düşünülse de elde edilen veriler süperjen koşullar altında ayrışmanın tamamlandığını göstermektedir.

## KAYNAKLAR

- Al-Ani, T., & Sarapää, O. (2008). Clay and clay mineralogy. *Physical-chemical properties and industrial uses*.
- Arkoç, O. (2005). *Ergene Havzası Çorlu-çerkezköy Arasındaki Kesiminin Hidrojeolojisi*. (Doktora tezi). İstanbul Teknik Üniversitesi, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, İstanbul.
- Arslan, M., Kadir, S., Abdioğlu, E., & Kolaylı, H. (2006). Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey. *Clay Minerals*, 41(2), 597-617.
- Aubert, D., Stille, P., & Probst, A. (2001). REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(3), 387-406.
- Aydın, M. M. (1988). Yıldız Dağları Masifinin Jeolojisi, Selçuk University, Architecture and Engineering Faculty Bulletin, Selçuk Üniv. Müh. ve Mimarlık Fak. Dergisi, 2, 61-74.
- Aydın, Y. (1974). Etude pétrographique et géochimique de la partie centrale du Massif d'Istranca (Turquie). *Ph.D. Thesis, Université de Nancy*, 1, 131.
- Ball, T. K., Fortey, N. J., & Beer, K. E. (2000). Rare earth elements in mineralised granite aureoles. *Geoscience in South West England*, 10(1), 042-049.
- Barton, C. D., & Karathanasis, A. D. (2002). Clay Minerals: *Encyclopedia of Soil Science*, 187-192.
- Başbüyük, Z., & Yalçın, H. (2019). Mineralogy, petrography and origin of hydrothermal alteration in Eocene magmatites in Central Anatolia (Sivas-Turkey). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 158(158), 141-164.
- Bayraktar, S. (2010). *Çatalca (İstanbul) batısı kuvarsit ve kuvars kumu yataklarının jeokimyasal-mineralojik incelenmesi*. (Yüksek Lisans Tezi). İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Berger, B. R., & Henley, R. W. (2011). Magmatic-vapor expansion and the formation of high-sulfidation gold deposits: Structural controls on hydrothermal alteration and ore mineralization. *Ore Geology Reviews*, 39(1-2), 75-90.
- Bürküt, T. (1966). Istranca kristalin masifinin petrojenezi. *Bilimsel Madencilik Dergisi*, 8(4), 167-180.
- Chamley, H. (1989). *Clay sedimentology*. Berlin: Springer-Verlag.

- Condie, K. C.** (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical geology*, 104(1-4), 1-37.
- Çağlayan, M. A., & Yurtsever, A.** (1998). 1/100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları. *Burgaz-A3, Edirne-B2 ve B, 3*, 1-99.
- Çağlayan, M. A., & Yurtsever, A.** (1998). Burgaz-A3, Edirne B-2 ve B-3; Burgaz A-4 ve Kırklareli B-4; Kırklareli B-5 ve B-6; Kırklareli C-6 paftaları, 1: 100.000 ölçekli açın-sama nitelikli Türkiye Jeoloji haritaları No: 20, 21, 22, 23. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara*.
- Çelik Karakaya, M., Karakaya, N., Temel, A., & Yavuz, F.** (2021). Mineralogical and geochemical properties and genesis of kaolin and alunite deposits SE of Aksaray. *Applied Geochemistry*, 124, 104830.
- Çiflikli, M.** (2020). Hydrothermal alteration-related kaolinite/dickite occurrences in ignimbrites: an example from Miocene ignimbrite units in Avanos, Central Turkey. *Arabian Journal of Geoscience*, 13, 1044–1062.
- Çoban, F., Ece, Ö.I., Yavuz, O., & Özdamar, S.** (2002). Petrogenesis of volcanic rocks and clay mineralogy and genesis of underclays, Şile region, Istanbul, Turkey. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 178, 1-25.
- Devlet Planlama Teşkilatı.** (2001). *Sekizinci Beş yıllık kalkınma planı Madencilik Özel İhtisas Komisyonu Raporu, Endüstriyel Hammaddeler Alt Komisyonu, Toprak Sanayii Hammaddeleri-I, Seramik Killeri, Kaolen, Bentonit, Feldspat, Pirofillit, Wollastonit, Talk Çalışma Grubu Raporu*, Yayın No: DPT: 2611-ÖİK: 622, Ankara, 224.
- Dill, H. G., Bosse, H. R., Henning, K. H., Fricke, A., & Ahrendt, H.** (1997). Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of northwestern Peru. *Mineralium Deposita*, 32(2), 149-163.
- Dominguez, E., Iglesias, C., & Dondi, M.** (2008). The geology and mineralogy of a range of kaolins from the Santa Cruz and Chubut Provinces, Patagonia (Argentina). *Applied Clay Science*, 40(1-4), 124-142.
- Doust, H.** (1974). The geology of the Thrace Basin. In *Proceedings of the 2nd Petroleum Congress of Turke, Ankara, 1974* (pp. 227-248).
- Eberl, D. D.** (1984). Clay mineral formation and transformation in rocks and soils. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 311(1517), 241-257.
- Ece, Ö.I., Nakagawa, Z., & Schroeder, P.A.** (2003). Alteration of volcanic rocks and genesis of kaolin deposits in S°ile region, Northern Istanbul, Turkey. Part I. Clay Mineralogy. *Clays and Clay Minerals*, 51, 675-688.
- Ece, Ö.I., Schroeder, P.A., Smiley, M.J., & Wampler, J.M.** (2008). Acid-sulfate hydrothermal alteration of andesitic tuffs and genesis of halloysite and alunite deposits in the Biga Peninsula, Turkey. *Clay Minerals*. 43(2), 281–315.
- Ece, Ö.I., Ekinçi, B., Schroeder, P.A., Crowe, D., & Esenli, F.** (2013). Origin of the Düvertepe kaolin-alunite deposits in Simav Graben, Turkey: Timing

and styles of hydrothermal mineralization. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 255, 57–78.

- Ekinci-Şans, B., Esenli, F., Kadir, S., & Elliott, W. C.** (2015). Genesis of smectite in siliciclastics and pyroclastics of the Eocene İslambeyli Formation in the Lalapaşa region, NW Thrace, Turkey. *Clay Minerals*, 50(4), 459-483.
- Ekinci-Şans, B.** (2018). *Kuzey Trakya (Edirne-Kırklareli) Bölgesindeki bentonit oluşumlarının jeolojik, mineralojik, jeokimyasal ve teknolojik özelliklerinin incelenmesi*. (Doktora Tezi). İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Ekosse, G.** (2001). Provenance of the Kgwakgwe kaolin deposit in southeastern Bostwana and its possible utilization. *Applied Clay Science*, 20, 137-152.
- Elmas, A.** (2003). Late Cenozoic tectonics and stratigraphy of northwestern Anatolia: the effects of the North Anatolian Fault to the region. *International Journal of Earth Sciences*, 92(3), 380-396.
- Elmas, A.** (2012). The Thrace Basin: stratigraphic and tectonic-palaeogeographic evolution of the Palaeogene formations of northwest Turkey. *International Geology Review*, 54(12), 1419-1442.
- Erbil, Ü., Okay, A. I., & Hakyemez, A.** (2021). Late Oligocene—Early Miocene shortening in the Thrace Basin, northern Aegean. *International Journal of Earth Sciences*, 110(6), 1921-1936.
- Esenli, F.** (2019). *Kil Mineralojisi* [ders notları], Sarıyer, İstanbul: İstanbul Teknik Üniversitesi, JEO580.
- Exley, C.S.** (1976). Observations on the formation of kaolinite in the St. Austell Granite, Cornwall. *Clay Minerals*, 11, 51-63.
- Fedo, C. M., Wayne Nesbitt, H., & Young, G. M.** (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10), 921-924.
- Gençoğlu, H., Bayhan, H. ve Yalçın, H.** (1989). Mineralogy and origin of kaolin deposits in Bilecik-Söğüt region. In: Boztuğ, D., Yalçın, H. (eds.), *Proceeding of the 4. National Clay Symposium, Sivas*, 97–112 (in Turkish with English abstract).
- Gilkes, R.J., & Suddhiprakarn, A.** (1979). Biotite alteration in deeply weathered granite. I. Morphological, mineralogical, and chemical properties. *Clays and Clay Minerals*, 27, 349-360.
- Gouveia, M.A., Prudencio, M.L., Figueiredo, M.O., Pereira, L.C.J., Waerenbrogh, J.C., Morgado, I., Pena, T., & Lopes, A.** (1993). Behavior of REE and other trace and major elements during weathering of granitic rocks, Evora, Portugal. *Chemical Geology*, 107, 293-298.
- Görür, N., & Okay, A. I.** (1996). A fore-arc origin for the Thrace Basin, NW Turkey. *Geologische Rundschau*, 85(4), 662-668.

- Hillier, S.** (2003). Clay mineralogy. *Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 139-142.
- Hynek, B. M., McCollom, T. M., Marcucci, E. C., Brugman, K., & Rogers, K. L.** (2013). Assessment of environmental controls on acid-sulfate alteration at active volcanoes in Nicaragua: Applications to relic hydrothermal systems on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(10), 2083-2104.
- Insley, H., & Ewell, R. H.** (1935). Thermal behavior of the kaolin minerals. *Journal of Research of the National Bureau of Standards*, 14(5), 615-627.
- Irzon, R., Syafri, I., Hutabarat, J., & Sendjaja, P.** (2016). REE comparison between muncung granite samples and their weathering products, Lingga Regency, Riau Islands. *Indonesian Journal on Geoscience*, 3(3), 149-161.
- Işık, C. E.** (2019). *Gevrekseydi (Kütahya) ve yakın çevresindeki kil yataklarının Jeolojisi, Mineralojisi, Jeokimyası ve Jenezi*. (Doktora Tezi). Kütahya Dumlupınar Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Kütahya.
- JCPDS.** (1974). *Joint Committee on Powder Diffraction Standards*. Selected powder diffraction data for minerals; cards of halloysite-hydrated and halloysite-dehydrated minerals. Philadelphia, PA, USA, 833 pp.
- Joussein, E., Petit, S., Churchman, J., Theng, B., Righi, D., & Delvaux, B.** (2005). Halloysite clay minerals—a review. *Clay minerals*, 40(4), 383-426.
- Kadir, S., & Karakaş, Z.** (2002). Mineralogy, chemistry and origin of halloysite, kaolinite and smectite from Miocene ignimbrites, Konya, Turkey. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 177, 113–132.
- Kadir, S., & Akbulut, A.** (2009). Mineralogy, geochemistry and genesis of the Taşoluk kaolinite deposits in pre-Early Cambrian metamorphites and Neogene volcanites of Afyonkarahisar, Turkey. *Clay Minerals*, 44, 89-112.
- Kadir, S., & Kart, F.** (2009). The occurrence and origin of the Söğüt kaolinite deposits in the Paleozoic Sarıcakaya granite-granodiorite complexes and overlying Neogene sediments (Bilecik, northwestern Turkey). *Clays and Clay Minerals*, 57, 311–329.
- Kadir, S., Erman, H., & Erkoyun, H.** (2011). Mineralogical and geochemical characteristics and genesis of hydrothermal kaolinite deposits within Neogene volcanites, Kütahya (western Anatolia), Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 59, 250-276.
- Kadir, S., & Erkoyun, E.** (2013). Genesis of the hydrothermal Karaçayır kaolinite deposit in Miocene volcanics and Palaeozoic metamorphic rocks of the Uşak-Güre basin, Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22, 444–468.
- Kadir, S., Külah, T., Eren, M., Önalgil, N., & Gürel, A.** (2014). Mineralogical and geochemical characteristics and genesis of the Güzelyurt alunite-bearing kaolinite deposit within the late Miocene Gördeles ignimbrite, central Anatolia, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 62, 477–499.

- Kadir, S., Ateş, H., Erkoyun, H., Külah, T., & Esenli, F.** (2022). Genesis of alunite-bearing kaolin deposit in Mudamköy member of the Miocene Göbel Formation, Mustafakemalpaşa (Bursa), Turkey. *Applied Clay Science*, 221, 106407.
- Karakaya, N.** (2009). REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence. *J. Geochemical Exploration*, 101, 185–208.
- Keskin, C.** (1974). The stratigraphy of the northern Ergene Basin. In *Proceedings of the 2nd Petroleum Congress of Turkey, Ankara, 1974* (pp. 137-163).
- Kitagawa, R., & Köster, H. M.** (1991). Genesis of the Tirschenreuth kaolin deposit in Germany compared with the Kohdachi kaolin deposit in Japan. *Clay Minerals*, 26, 61-79.
- Kopp, K. O., Pavoni, N., & Schindler, C.** (1969). Geologie Thrakiens IV. Das Ergene-Becken.
- Laçin, D., Aysal, N., & Öngen, S.** (2021). Geological, mineralogical and technological properties of Oligocene-Miocene clay deposits in altered volcanic rocks for the ceramic industry (Western Anatolia, Turkey). *Arabian Journal of Geosciences*, 14, 1904.
- Lázaro, B. B.** (2015). Halloysite and kaolinite: two clay minerals with geological and technological importance. *Revista de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza*, (70), 7-38.
- Linn, A. M., & DePaolo, D. J.** (1993). Provenance controls on the Nd-Sr-O isotopic composition of sandstones: Example from Late Mesozoic Great Valley forearc basin, California. *Special Papers-Geological Society of America*, 121-121.
- McLennan, S. M.** (2001). Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, (G3), 2, 2021.
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., & Hanson, G. N.** (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Special Papers-Geological Society of America*, 21-21.
- Meteoroloji Genel Müdürlüğü.** (t.y.). *İllere Ait Mevsim Normalleri*. Erişim: 28 Ekim 2021, <https://www.mgm.gov.tr/veridegerlendirme/il-ve-ilceler-istatistik.aspx?m=TEKIRDAG>
- Middlemost, E. A.** (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3-4), 215-224.
- Miyashiro, A.** (1978). Nature of alkaline volcanic rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66(1), 91-104.
- Murray, H. H., & Keller, W. D.** (1993). Kaolins, kaolins, and kaolins.
- MTA.** (2002). Türkiye 1:25.000 ölçekli jeoloji haritası, Kırklareli F20-a1 paftası, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- MTA.** (2017). Türkiye 1:250.000 ölçekli jeoloji haritası. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.

- Natal'in, B. A., Sunal, G., Gün, E., Wang, B., & Zhiqing, Y.** (2016). Precambrian to Early Cretaceous rocks of the Strandja Massif (northwestern Turkey): evolution of a long lasting magmatic arc. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53(11), 1312-1335.
- Natal'in, B. A., Sunal, G., Satir, M., & Toraman, E.** (2012). Istranca masifi'nin tektoniği, kb türkiye: Paleo-tetis' in kuzey kenarında yer alan uzun süreli bir yayın evrimi. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(5), 755-798.
- Nesbitt, H., & Young, G. M.** (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717.
- Njoya, A., Nkoubou, C., Grosbois, C., Njopwouo, D., Njoya, D., Courtin-Nomade, A., Yvon, J., & Martin, F.** (2006). Genesis of Mayouom kaolin deposit (western Cameroon). *Applied Clay Science*, 32, 125-140.
- Nouri, T., & Masoumi, R.** (2020). Geochemical and industrial properties of the Kejal kaolin deposit, NW Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 29(2), 325-346.
- Oberhardt, N.** (2013). *Granite weathering, saprolitization and the formation of secondary clay particles, SW Bornholm* (Master's thesis). University of Oslo, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, Oslo.
- Okay, A., Satir, M., Tüysüz, O., Akyüz, S., & Chen, F.** (2001). The tectonics of the Strandja Massif: late-Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. *International Journal of Earth Sciences*, 90(2), 217-233.
- Okay, A. I., Yurtsever, A., & Siyako, M.** (2006). Trakya bölgesi litostratigrafi birimleri. *Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi birimleri serisi*, 2, 53-66.
- Okay, A. I., Özcan, E., Hakyemez, A., Siyako, M., Sunal, G., & Kylander-Clark, A. R.** (2019). The Thrace Basin and the Black Sea: the Eocene–Oligocene marine connection. *Geological Magazine*, 156(1), 39-61.
- Okay, A. I., Simmons, M. D., Özcan, E., Starkie, S., Bidgood, M. D., & Kylander-Clark, A. R.** (2020). Eocene-Oligocene succession at Kırıkköy (Midye) on the Black Sea coast in Thrace. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 29(8), 139-153.
- Osae, S., Asiedu, D. K., Banoeng-Yakubo, B., Koeberl, C., & Dampare, S. B.** (2006). Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Buem sandstones of southeastern Ghana: Evidence from geochemistry and detrital modes. *Journal of African Earth Sciences*, 44(1), 85-96.
- Ömeroğlu Sayıt, I., Günel Türkmenoğlu, A., Sayın, Ş.A., & Demirci, C.** (2018). Hydrothermal alteration products in the vicinity of the Ahırözü kaolin deposits, Mihalicçık-Eskişehir, Turkey. *Clay Minerals*, 53, 289–303.
- Özdamar, Ş.** (1998). *Avcıkoru-Domalı-Sofular Yöresi (Şile-İstanbul) Kömüraltı Killerinin Mineralojik İncelemesi*. (Yüksek Lisans Tezi). İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 117s.
- Pamir, H. N., & Baykal, F.** (1947). Istranca Masifi'nin jeolojik yapısı. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 1, 7-43.

- Peccerillo, A., & Taylor, S. R.** (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.
- Rebertus, R.A., Weed, S.B., & Buol, S.W.** (1986). Transformations of biotite to kaolinite during saprolite-soil weathering. *Soil Science Society of America Journal*, 50, 810-819.
- Ross, C. S., & Kerr, P. F.** (1930). The kaolin minerals 1. *Journal of the American Ceramic Society*, 13(3), 151-160.
- Ross, C. S., & Kerr, P. F.** (1934). *Halloysite and allophane*. US Government Printing Office.
- Ruiz Cruz, M.** (2007). Genesis and evolution of the kaolin-group minerals during the diagenesis and the beginning of metamorphism. In: Nieto F., Jimenez Millan, J. (Eds.) *Diagenesis in low temperature metamorphism. Theory, methods and regional aspects* (vol 3, pp. 41–52) . Sociedad Espanola de Mineralogia.
- Rückert-Ülkümen, N., Özkar-Öngen, İ., & Çevik-Üner, B.** (2012). Doğu Paratetis' in Ergene Havzası'ndaki (KB Türkiye) Paleobiyocoğrafik Özellikleri. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 22(2), 119-140.
- Sakınç, M., Yalıtırak, C., & Oktay, F. Y.** (2000). Kuzeybatı Türkiye’de (Trakya) Tetis-Paratetis ilişkisi ve Trakya Neojen Havzası’nın paleocoğrafyası ve tektonik evrimi, Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi, 107-135.
- Saner, S.** (1985). Saros Körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi, Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye.
- Sayın, S.A.** (2004). The role of hydrogen-metasomatism in the hydrothermal kaolin occurrences, Gönen, western Turkey. *Key Engineering Material*, 264–268, 1379–1382.
- Sayın, S.A.** (2007). Origin of kaolin deposits: Evidence from the Hisarcık (Emet-Kütahya) deposits, western Turkey. *Turkish J. Earth Science*, 16, 77–96.
- Seyhan, İ.** (1971). Volkanik kaolinin oluşumu ve andezit problemi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*; Sayı: 76.
- Seyhan, İ.** (1978). Türkiye kaolin yatakları ile hidrotermal cevherler arasında görülen ilişkiler. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 2 (1), 27–31.
- Siddique, M.A., & Ahmed, Z.** (2008). Geochemistry of the kaolin deposits of Swat (Pakistan). *Geochemistry*, 68, 207-219.
- Silva, M. S. E., Lages, A. S., & Santana, G. P.** (2017). Physical and chemical study of lattice kaolinites and their interaction with orthophosphate. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 89, 1391-1401.
- Siyako, M.** (2006). Trakya havzası'nın "linyitli kumtaşları". *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, (132), 63-73.
- Siyako, M., & Huvaz, O.** (2007). Eocene stratigraphic evolution of the Thrace Basin, Turkey. *Sedimentary Geology*, 198(1-2), 75-91.

- Sunal, G., Natal'in, B. A., Satir, M., & Toraman, E.** (2006). Paleozoic magmatic events in the Strandja Massif, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 19(5), 283-300.
- Sunal, G., Satir, M., Natal'in, B. A., Topuz, G., & Vonderschmidt, O.** (2011). Metamorphism and diachronous cooling in a contractional orogen: the Strandja Massif, NW Turkey. *Geological Magazine*, 148(4), 580-596.
- Stock, L., & Sikora, W.** (1976). Transformation of micas in the process of kaolinization of granites and gneisses. *Clays and Clay Minerals*, 24, 156-162.
- Sverjensky, D. A.** (1984). Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1), 70-78.
- Şans, B. E., Esenli, F., Kadir, S., & Elliott, W. C.** (2015). Genesis of smectite in siliciclastics and pyroclastics of the Eocene İslambeyli Formation in the Lalapaşa region, NW Thrace, Turkey. *Clay Minerals*, 50(4), 459-483.
- Şener, M., & Gevrek, A. I.** (2000). Distribution and significance of hydrothermal alteration minerals in the Tuzla hydrothermal system, Çanakkale, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 96(3), 215-228.
- Taner, F., & Çagatay, A.** (1983). Geology and mineralogy of the ore deposits in the Strandja massif. *Turkish Geol Soc Bult*, 26, 31-40.
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M.** (1985). *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publication, Carlton, 312 pp.
- Turgut, S.** (1991). Evolution of the Thrace sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity. *Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons*, 415-437.
- Turgut, S., Siyako, M., & Dilki, A.** (1983). Trakya havzasının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *Türkiye Jeoloji Kongresi Bülteni*, 4, 35-46.
- Umut, M., Kurt, Z., İmik, M., Özcan, İ., Sarıkaya, H., & Saraç, G.** (1983). Tekirdağ, Silivri (İstanbul), Pınarhisar alanının jeolojisi: MTA Derleme no: 7349. Ankara, (yayımlanmamış).
- Ünal Ercan, H., Ece, Ö.I., Schroeder, P.A., & Karacık, Z.** (2016). Differentiating styles of alteration within kaolin-alunite hydrothermal deposits of Çanakkale, NW Turkey. *Clay and clay minerals*. 64, 245–274.
- Ünal Ercan, H., Ece, Ö.I., Schroeder, P.A., & Gülmez, F.** (2022). Characteristics and evolution of the Etili silica sinter epithermal deposits, Çanakkale – Turkey: Relation to alkali chloride vs acid-sulfate fluids. *Ore Geology Reviews*, 142, 104726.
- Wilson, M. J.** (2004). Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates. *Clay Minerals*, 39(3), 233-266.
- Wilson, M. J., & Geological Society of London.** (2013). *Rock-forming Minerals: Clay Minerals. Sheet silicates. Volume 3C*. Geological Society of London.
- Yalçın, H., & Bozkaya.** (2003). Mineralogy and Geochemistry of hydrothermal kaolinite and IS occurrences, (Yıldızeli-Akdağmadeni) W-Sivas.

*Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 46 (2), 1–23 (in Turkish with English abstract).

- Yanık, G., Ceylanteğin, R., & Taşçı, E.** (2018). The Gümüşköy (Kütahya/Turkey) kaolin deposit and its ceramic properties. *Clay Minerals*, 53(3), 515–524.
- Yau, A. W., Whalen, B. A., Peterson, W. K., & Shelley, E. G.** (1984). Distribution of upflowing ionospheric ions in the high-altitude polar cap and auroral ionosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 89(A7), 5507-5522.
- Yılmaz, İ., Şahin, S. Y., Aysal, N., Güngör, Y., Akgündüz, A., & Bayhan, U. C.** (2021). Geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Cadomian (Ediacaran–Cambrian) magmatism in the Istranca (Strandja) Massif: new insights into magmatism along the northern margin of Gondwana in NW Turkey. *International Geology Review*, 1-22.
- Zielinski, R. A.** (1985). Element mobility during alteration of silicic ash to kaolinite—a study of tonstein. *Sedimentology*, 32(4), 567-579.
- Zinet, B.** (1996). *Binkılıç (Çatalca-İstanbul) dolayının jeolojisi*. (Yüksek Lisans Tezi). İstanbul Üniversitesi, Fen bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 70s.



## ÖZGEÇMİŞ

**Ad-Soyad** : Deniz Cemre ÖZDEMİR

### ÖĞRENİM DURUMU:

- **Lisans** : 2019, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü
- **Yüksek Lisans** : 2023, İstanbul Teknik Üniversitesi; Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

### MESLEKİ DENEYİM VE ÖDÜLLER:

- 2019 – Erel Madencilik - Stajyer
- 2018 – Şişecam - Stajyer