

## Kuzey Bozkuş Fay Zonunun (KB İran) Jeolojisi ve Tektonik Önemi

### Geology of the North Bozgush Fault Zone and Its Tectonic Significance, NW Iran

REZA SABER<sup>1\*</sup>, VEYSEL IŞIK<sup>1</sup>, AYŞE ÇAĞLAYAN<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tektonik Araştırma Grubu, 06100 Tandoğan, Ankara

Geliş (received) : 12 Şubat (February) 2013

Kabul (accepted) : 15 Ağustos (August) 2013

#### ÖZ

İnceleme alanının yer aldığı KB İran, kuzeyde Kafkaslar güneyde Zagros Bindirme Kuşağı arasında yer alan sismik bölgelerden biridir. Bölgede Elborz-Azerbaycan Zonu olarak adlanan alan içerisinde aktivitesini sürdüren önemli fay zonları bulunmaktadır. Meydana gelen büyük tarihsel depremler ( $M_s > 7$ ) yanında 1997 Erdebil (Mw 6.1) ve 2012 Eher-Verzegani (Mw 6.4) depremleri bölgenin sismik aktivitesini ortaya koymaktadır. Bölge içerisinde yer alan Kuzey Bozkuş Fay Zonu onlarca kilometre uzunluğa ve yüzlerce metre genişliğe sahiptir. Zon, içerisinde oluşmuş tarihsel büyük depremler kayıtlarda yer almaktadır.

Bu çalışmada Kuzey Bozkuş Fay Zonu 5 farklı alanda (Şerbiyan, Danbaran, Anakız, Damencan ve Abgerm bölgeleri) incelenmiştir. Kuzey Bozkuş Fay Zonu Senozoyik yaşlı litolojileri etkilemiş olup fay boyunca Eosen yaşlı birimler Miyosen ve/veya Pliyo-Kuvaterner çökel kayalar üzerine itilmiştir. Zon içerisindeki faylar egemen olarak ters bileşenli doğrultu atımlı ve ters faylar ile temsil olur. Ters faylar  $K55^{\circ}-85^{\circ}D$ ,  $40^{\circ}-50^{\circ}GB$  durumludur. Doğrultu atımlı faylar ise  $K50^{\circ}-85^{\circ}B$  ve  $K60^{\circ}-80^{\circ}D$  doğrultularında ve sağ yanal karakterdedir.

Yapısal verilerin analizi Kuzey Bozkuş Fay Zonunun KB-GD  $\sigma_1$  (sıkışma) ve KD-GB  $\sigma_3$  (genişleme/gerilme) ana stres doğrultularına sahip olduğunu ortaya koyar.  $\sigma_2$  ana stres eksenini düşey konumda ve R değeri 0.12 dir. Bu sonuçlar KBFZ'de etkin tektonik rejimin yanal sıkışmalı olduğuna işaret eder. Fay kayma analiz sonuçları KB İran için önerilen stres yönelimi ve GPS çalışmalarından elde edilen sonuçlarla uyumludur. Bozkuş Dağları'nın batı kısmı Tebriz Fay Zonu ile sınırlanır. Arazi gözlemleri Tebriz Fay Zonu'nun bu çalışmaya konu olan Kuzey Bozkuş Fay Zonu ile kökensel ilişkili olduğunu ortaya koyar.

**Anahtar Kelimeler:** Yapısal analiz, Kuzey Bozkuş Fay Zonu, Tebriz Fay Zonu, KB İran

#### ABSTRACT

NW Iran, including the study area is one of the seismically active regions between Zagros Thrust Belt at the south and Caucasus at the north. In this region, an area known as Alborz-Azerbaijan zone includes many significant active fault zones. Not only large magnitude historical earthquakes ( $M_s > 7$ ), but also 1997 Ardebil (Mw 6.1) and 2012 Ahar-Varzagan (Mw 6.4) earthquakes reveal that the region is seismically active. The North Bozgush Fault Zone in this region has tens of kilometers in length and hundreds of meters in width. The zone has produced some large and destructive earthquakes.

In this study five different study domains have been chosen along the North Bozgush Fault Zone. These are Sherbian, Danbaran, Anakiz, Damencan and Abgerm regions, respectively. The North Bozgush Fault Zone affects the Cenozoic units. Along this zone Eocene units thrust over Miocene and/or Plio-Quaternary sedimentary units. The zone is mainly characterized by strike-slip faults with reverse component and reverse faults. Reverse faults

*striking N55°-85°E and dip of 40°-50° to the SW while strike-slip faults show right lateral slip with N50°-85°W and N60°-80°E directions.*

*Our structural data analysis indicates that the North Bozgush Fault Zone shows  $\sigma_1$  principal stress (compression) with NW-SE direction and  $\sigma_3$  principal stress (extension) with NE-SW direction. The axis direction of  $\sigma_2$  principal stress is vertical and the stress ratio (R) is 0.12. These results suggest that the tectonic regime along the North Bozgush Fault Zone is transpressive. Fault slip analysis results are compatible with stress directions and GPS velocity results for NW Iran. Western part of the Bozgush Mountains is bounded with the Tabriz Fault Zone. Our field studies suggest that there is a genetic relationship between the North Bozgush Fault Zone and the Tabriz Fault Zone.*

**Keywords:** Structural analysis, North Bozgush Fault Zone, Tabriz Fault Zone, NW Iran

## GİRİŞ

Türkiye gibi İran da, Alp-Himalaya orojenez kuşağında anahtar alanlar içerir. İran'ın bugünkü morfo-tektoniği aktif ve aktif olmayan çok sayıda faylarla kontrol edilir. Sismik olarak aktif faylar, İran içerisinde büyüklüğü 7 ve üzeri pek çok deprem oluşumuna sebebiyet vermiştir (Berberian and King, 1981; Ambraseys and Melville, 1982; Moradi et al., 2011).

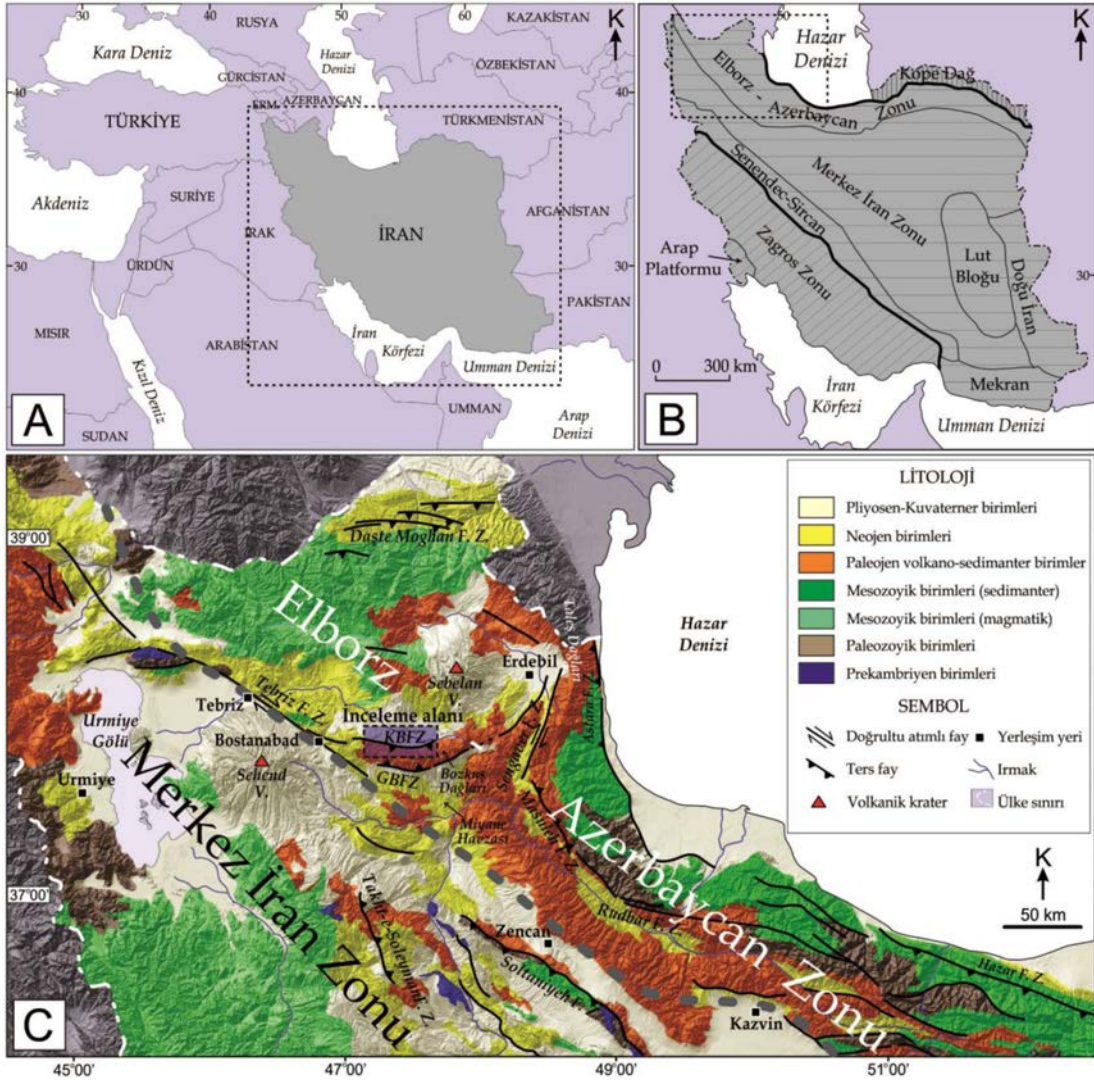
Bu çalışma İran'ın kuzeybatı kesiminde gerçekleştirilmiştir. Bölgede sismik olarak aktif en önemli yapılardan biri Tebriz Fay Zonu (TFZ) dur (Şekil 1C). Zon yüzlerce kilometre uzanımlı olarak öngörülür (Eftekharijad, 1976). Literatürde TFZ'nin karakteri Berberian and Arshadi (1976) tarafından sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak tanımlanmasına karşın Alavi (1994) tarafından ise yüksek açılı ters fay olarak belirtilir. Bir kısım çalışmalarda TFZ, Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Türkiye'nin doğusunda yer alan bazı fayların devamı olarak yorumlanır (Jackson, 1992; Westaway, 1990 and 1994; Hessami et al., 2003).

TFZ'ye vev konumlu gelişen Kuzey Bozkuş Fay Zonu (KBFZ) ve Güney Bozkuş Fay Zonu (GBFZ) dikkat çekicidir. Bu fay zonları gerçekte yaklaşık doğu-batı uzanımlı Bozkuş Dağlarını sınırlamaktadır. Her iki fay zonu ile ilgili jeolojik çalışmalar sınırlıdır. Abdollahi et al. (2012)'ne göre KBFZ güneye eğimli, GBFZ ise kuzeye eğimli ters faylardır. Bölgenin yaygın litolojisini Eosen yaşlı volkanitler oluşturmaktadır. Öncel haritalarda bu birimler, Miyosen ve Kuvaterner yaşlı birimler üzerinde itilmiş olarak gösterilir (Emami et al., 1993).

Çalışma KBFZ olarak tanımladığımız zon içerisinde gerçekleştirilmiştir. Böylesi bir çalışmayı şu sebepler önemli kılmaktadır: (1) Bozkuş Dağları ile genç havza çökelleri arasındaki yükselti farkı (yaklaşık 1600 m) yükselmin çok hızlı olduğunu ve faylanmanın önemini ortaya koyar. (2) Öncel çalışmalarda fay karakterleri konusunda farklı yorumların bulunması yanında bölgedeki çoğu faylar sadece çizgisellik olarak gösterilmiştir. Fayların karakteri ve kinematiklerini ortaya koymak bölge jeolojisi açısından önem taşımaktadır. (3) Bölgedeki fayların aktif veya pasif ya da hangisi aktif hangisi pasif olduğu yönünde yeterli bilgi bulunmamaktadır. Tarihsel ve güncel depremler bölgenin sismik olarak aktif olduğunu ortaya koyar. (4) KBFZ'nin TFZ ile kökensel bir ilişkisinin olup olmadığının belirlenmesi önem arz etmektedir. Bu çalışma bu sorunlara açıklık getirmeyi amaçlamaktadır.

## YÖNTEM

Çalışma KBFZ boyunca Şerbiyan, Danbaran, Anakız, Damencan ve Abgerm olarak tanımlanan beş bölgeyi içine almaktadır. Bu alanlarda arazi gözlemleri gerçekleştirilmiş elde edilen bulgular laboratuvar çalışmalarıyla değerlendirilmiştir. Arazi çalışmaları sırasında çalışma amacına yönelik fay yüzeyi ölçümleri yapılarak 42 adet kayma yüzeyi ve kayma çizikleri kayıt altına alınmıştır. Bu yapısal veriler iki bilgisayar programında işlenmiştir. Web ortamında ulaşılabilen bu bilgisayar programları FaultKin versiyon 6.5.0 (Allmendinger, 2013) ve Win-Tensor versiyon 4.0.4 (Delvaux, 2012) dür. Buradan elde edilen verilerin sonuçlarına grafik ve yazım olarak makalede yer verilmiştir.



Şekil 1. A) İran'ın yer bulduru haritası, B) İran'ın ana yapısal zonlarını gösteren harita. Kalın siyah çizgiler Kuzey ve Güney Neotetis Okyanuslarını temsil eden kenet izlerini göstermektedir (Stocklin, 1968, Stocklin and Nabavi, 1973; Nabavi, 1976; Alavi, 1991'den uyarlanmıştır.) C) KB İran'ın DEM (Digital Elevation Model) görüntüsü üzerine yerleştirilmiş kaya birimlerinin yayılımı ve bazı önemli fayların görüldüğü jeolojik harita (Hessami et al., 2003; Solaymani Azad et al., 2011'den uyarlanmıştır). Kalın kesik çizgi bölgedeki ana zonları ayırt etmektedir.

Figure 1. A) Location map of Iran, B) Map showing structural zones of Iran. The solid black lines indicate suture zones implying North and South Neo-Tetyan oceans (modified from Stocklin, 1968, Stocklin and Nabavi, 1973; Nabavi, 1976; Alavi, 1991). C) Geological map of distribution of rock units and some main structures with relief map in NW Iran (geologic units modified from Hessami et al., 2003; Solaymani Azad et al., 2011). Solid dashed lines separate main zones in the region.

## JEOLOJİ

### Tektonik Çerçeve

İran, Alp-Himalaya kuşağının bir parçası olup farklı tektonik zonlardan oluşan karmaşık bir alandır (Şekil 1). Güncel depremler ve yarı aktif

volkanlar İran'ın jeodinamik açıdan aktif olduğunu göstermektedir. İran'ın jeolojisini kuzeyden güneye doğru 3 ana levha oluşturur. Bunlardan ilki Kuzey levha olarak tanımlanmakta olup Turan levhasının (Avrasya Levhası) güney kenarını temsil eder. İkincisi Orta levha olup Neo-Tetis'in kuzey ve güney kolları ile sınırlı Gondvana

levhasının kuzey kenarını oluşturur. Üçüncü levha, Güney levha olarak tanımlanmakta ve Arap levhasının bir parçasıdır. İran'daki bu üç levha pek çok zon ile karakterize olur. Buna göre Kuzey levha Kope Dağ ile Güney Hazar havzasını kapsar. Orta levha ise kuzeyden güneye Elborz-Azerbaycan zonu, Merkez İran zonu, Senendec-Sircan zonu, Lut Bloğu, Doğu İran zonu ve Mekran zonundan oluşur. Güney levha ise Zagros zonu ve Arap Platformu ile temsil olur (Stocklin, 1968; Nabavi and Seyed-Emami, 1977; Staphli, 1978; Berberian and King, 1981; Alavi, 1991; Aghanabati, 2004) (Şekil 1B).

Kope Dağ aktif bir bölge olup (Priestley et al., 1994; Jackson et al., 1995) İran'ın KD kesiminde 700 km uzunlukta, KB uzanımlı kıvrım ve bindirme kuşağıdır (Roustamovich, 1967; Trifonov, 1978). Altta Paleozoyik yaşlı temel kayalar ile bunları açısız uyumsuzlukla üzerleyen Jura-Miyosen yaşlı havza çökellerinden oluşur (Berberian and King, 1981). Kuşak bölgesel sıkışmaya bağlı güncel aktivitesini sürdürmektedir (Volvovsky et al., 1966; Trifonov, 1978; Lyberis and Manby, 1999).

Elborz zonu kavisli bir geometride kuzeyde Güney Hazar Havzası ve güneyde ise Merkez İran Bloğu ile sınırlanır. Doğuda Afganistan'daki Parapamisus Dağlarına kadar devam eder (Alavi, 1991). Zonun güney sınırı tartışmalı olup bu sınır Atari fayı (Alavi, 1972), Semnan fayı (Nabavi, 1976), Tebriz fayı (Alavi, 1991) ve Garmsar fayı (Berberian, 1997) olarak yorumlanır. Zon, Paleotetis kenet zonunun meta-ofiyolitleri ve derin deniz çökelleri ile karakterize olur. Zonun doğu kesiminde ise bu birimleri Orta Jura-Günümüz yaşlı karbonat, molas türü sin-orojenik kumtaşı, şeyl ve konglomera birimleri örter (Afshar-Harb, 1970; Alavi, 1977 and 1991; Madani, 1977; Zonenshain and LePichon, 1986).

Merkez İran Zonu, İran platosunun ana bileşenini oluşturur. Zon içerisinde Prekambriyen'den günümüze kadar sedimanter, metamorfik ve magmatik kayaların farklı ve geniş fasiyelerini temsil eden litolojiler yer alır. Stocklin (1968)'e göre Merkez İran zonundaki kıvrımlanmalar Alpin orojenezi ile ilişkilidir. Zonun Triyas'dan günümüze kadar saat yönü tersine döndüğü öngörülür (Schmidt and Soffel, 1983; Şengör, 1990). Zon

boyunca bulunan volkanik oluşumlar Urmiya-Dokhtar kuşağı olarak adlanır. Kuşağın uzunluğu 1700 km ve genişliği ise 100 km olup Zagros bindirme zonuna paralel yayılım gösterir. Kuşak boyunca volkanik aktivite Kretase'den başlamış ve Eosen'de en şiddetli dönemini yaşamıştır.

Diğer bir zon olan Senendec-Sircan zonu 1200 km uzunlukta, kuzeydoğuda Merkez İran ve güneybatıdaki Zagros zonları arasında yer alır. Zon, Geç Kretase'de Neotetis'in kapanması ve Arap ve İran levhalarının çarpışması sonucu oluşmuştur (Mohajjel, 1997). Senendec-Sircan zonu Paleozoyik yaşlı birimler egemen olmak üzere Mesozoyik yaşlı kalın magmatik istiflerden oluşur. Taban kesiminde Prekambriyen yaşlı metamorfik kayalar yer alır. Permiyen sonrası litoloji özellikleri Merkez İran zonunun birimleri ile deneştirilir.

Lut Bloğu, Merkez İran zonunun doğu kesiminde yer alır. Blok yapısal açıdan Merkez İran zonuna benzer özelliktedir. Geç Kimmeriyen orojenezinin (Triyas) etkileri belirgin olarak gözlenir (Stocklin and Nabavi, 1973).

Yığışım kaması olan Mekran zonu dünyanın en geniş yığışım karmaşıklarından biridir. Zon, Arap ve Avrasya levhalarının yaklaşan kenarlarında Senozoyik süresince gelişmiştir. Doğrultusu boyunca 1000 km uzanımına sahiptir. Bu zonun gelişimi Himalaya orojenezi ile yaşıttır (Harms et al., 1984; Kopp et al., 2000). Zonun ilk gelişim evresi Geç Oligosen-Orta Miyosen yaşlı türbidit çökelleri ile temsil olur (Harms et al., 1984; Garzanti et al., 1996). Geç Miyosen-Orta Pleyistosen'de bu çökeller İran levhası altına sürüklenmiştir (Platt et al., 1985). Orta Pleyistosen'den bu yana Mekran zonunda, sahil kesimi yükselme ve normal faylanma etkisindedir. Buna karşın deniz kesiminde yığışım hala sürmektedir (Harms et al., 1984).

İran'ın en doğu kesiminde yer alan Doğu İran zonu, 800 km uzunluğa ve 200 km genişliğe sahiptir. Zonun taban litolojisini ofiyolitik kayalar oluşturur. Üzerinde ise filiş çökelleri yer alır (Samani and Ashtari, 1992). Bölge yaygın bindirme ve kıvrımlara sahiptir. Doğu İran zonu, İran'ın diğer kesimlerinden farklı olarak Hint levhasının kuzey ve kuzeybatıya hareketi sonucu gelişmiştir (Darvishzadeh, 1991).

Zagros zonu karmaşık deformasyon işlevlerinin ürünü olup, gelişimine Geç Kretase'den itibaren başlamıştır (Darvishzadeh, 1991). Deformasyon yapılarının oluşumu Arap levhasının İran levhasıyla çarpışması sonucudur. Kızıl Deniz'in açılması ile de Pliyosen döneminde deformasyon oranı artış gösterir (Sattarzadeh et al., 2002). Zagros zonu iki ana yapısal birimden oluşur. Bunlar, Kıvrımlanmış Zagros ve Yüksek Zagros dur. Kıvrımlanmış Zagros kesimi genel olarak binlerce metre kalınlıkta denizel çökellerden oluşmuştur. Bu çökeller Üst Miyosen-Alt Pliyosen ve Pleyistosen zamanlarında kıvrımlanmaya ve yükselmeye başlar ve Zagros kıvrım kuşağını meydana getirir (Allen et al., 2004). Zagros zonunun Yüksek Zagros kesimi özellikle literatürde Zagros çarpışma zonu veya Zagros bindirme zonu olarak da tanımlanır (Stocklin, 1968). Zonun genişliği 10 km ile 65 km arasında değişmektedir. Yaygın sedimentasyon ve magma gelişimi söz konusudur. Zon boyunca çarpışma ve bindirme-kıvrımlanma süreçleri İran levhasının hızla yükselmesine ve Urmiya-Dokhter magmatik kuşağı boyunca magmatik-volkanik etkinliklerin oluşumuna sebep olmuştur (Stocklin, 1968; Alavi, 1994). Arap Platformu veya Huzestan Ovası tamamen tortul kayalardan oluşmuştur. Bölgede yaşlı birimlerin bu tortul birimler tarafından örtülmesinin yanısıra petrol sondaj verileri ve jeofizik çalışmalar alanda Paleozoyik-Günümüz birimlerinin olduğunu ortaya koyar. Huzestan Ovası yapısal açıdan sade olup K-G eksen yönelimli kıvrımlanma gösterir. Bölgenin Zagros zonu ile olan sınırı belirgin değildir (Darvishzadeh, 1991).

### İnceleme Alanı ve Çevresinin Jeolojisi

İnceleme alanının da içinde bulunduğu Batı Elborz-Azerbaycan bölgesi İran'ın diğer kesimlerine göre daha karmaşık jeolojik özelliklere sahiptir (Şekil 1C). Özellikle Kretase ve sonrası dönemlerde bölge genişlemeli ve sıkışmalı tektonik evrelerin etkisinde kalmıştır. Bu evrelerin her birisi yaygın volkanizmalarla temsil olur. Bölgedeki yaygın ve şiddetli volkanizma gelişimi Eosen dönemindedir. Volkanizma, bölgenin genişleme/gerilme rejimi ile ilişkilidir (Emami et al., 1993). Alt Oligosen, Miyo-Pliyosen ve Pliyo-Pleyistosen dönemleri intrüzif kayaların yerleşmesi ve bölgenin karasallaştığı dönemleridir.

Bozkuş Dağları, bölgenin önemli morfolojik kuşağıdır (Şekil 1C). İnceleme alanı Bozkuş Dağları'nın kuzey kesiminde yer alır. Bozkuş Dağları'nın en yaşlı litolojisini Kambriyen birimleri oluşturur. İran jeolojisi içerisinde Kambriyen yaşlı bu birimler Barut formasyonu (şeyl, koyu renkli kumtaşı ve sarı, gri renkli çörtlü dolomit) ve Lalun formasyonu (kumtaşı) olarak adlanır. Formasyonlar bölgede Permiyen yaşlı birimlerce uyumsuz olarak örtülür. Birim alt kesimlerde konglomera, kumtaşlarından oluşur. Üstte Sakmariyen (Erken Permiyen) yaşlı koyu renkli bol fosilli kireçtaşları yer alır (Ruteh formasyonu) (Emami et al., 1993). Bu kireçtaşları üstte Orta-Geç Permiyen yaşlı dolomitlere geçer. Bozkuş Dağlarının orta kesimlerinde Permiyen yaşlı kireçtaşlarına volkanik kayalar (tüfit, diyabaz lavlar, andezit) da eşlik eder. Bölgede Permiyen yaşlı birimler, Geç Kretase yaşlı birimlerce uyumsuz olarak örtülür. Bu birimler altta kireçtaşı, şeyl, kumlu kireçtaşı, dolomitli kireçtaşı ve kumtaşları ile üst kesimlerde ise marnlı kireçtaşı ve kireçtaşları ile temsil olur (Emami et al., 1993). Üst kesimlerde ise Bozkuş Dağları'nın egemen litolojisini oluşturan Eosen yaşlı birimler uyumsuz olarak yer alır.

İnceleme alanının en yaşlı litolojisini oluşturan Eosen yaşlı birimler altta marn ve kumtaşlarıyla başlar. İnceleme alanı dışında Kretase yaşlı birimler ile yaptığı açısal uyumsuz dokanağı belirgindir. Bu açısal uyumsuzluğa neden olan tektonik rejim, İran'ın genelinde Laramid orojenezine atfedilir. Laramid orojenezisi bölgede sıkışmalı rejim ve kayaların kıvrımlanması ile temsil olur. Ardından gelişen gerilmeli/genişlemeli evre bölgede yaygın kırılanmalar, yaygın magma sokuşumu ve volkanizma gelişimine sebep olmuştur. Alkalen karakterdeki volkanizma genelde denizel ortamda meydana gelmiş ve andezit, bazaltik andezit, traki-andezit, latit, asidik tüf, ignimbirit, riyolit, tüfit ve kumlu tüfit türü kayaları oluşturmuştur. Bölgede volkanizma faaliyetleri Erken Miyosen dönemine kadar devam etmiştir. Eosen ve Oligosen dönemindeki magma sokuşumu ise granitik ve siyenitik kütleler ile temsil olur (Emami et al., 1993).

Sonraki dönem de genelde karasal ortam koşulları egemen olmuştur. Sedimentasyon önemli ölçekte karasal ortamda meydana gelmiş ve

sedimanter havzaların denizlerle irtibatı sınırlanmıştır. Bölgede Oligo-Miyosen sedimantasyonu konglomera, marn, şeyl, kumtaşı ve kireçtaşı bileşenli olarak farklı kalınlıklarda birbirinden ayrı havzalarda çökelmişlerdir. Bu birimler arazide açısız uyumsuzlukla Eosen ve Oligosen yaşlı birimlerin üzerinde yer alır. Bozkuş Dağları'nın yükselmesi muhtemelen Miyo-Pliyosen dönemindedir. Bölgedeki havza çökelleri Miyosen ve Pliyo-Pleyistosen dönemlerinde kıvrımlanmıştır. Kuvaterner yaşlı çökeller önceki birimleri uyumsuzlukla örter.

### KUZAY BOZKUŞ FAY ZONU

KBFZ, TFZ'nin güneydoğusunda yer alan ve Bozkuş Dağları'nın kuzeyini sınırlayan fay zonedir. Zon yaklaşık D-B doğrultulu ve onlarca km uzanımına sahiptir. Fay zonu batı kesimde Paleojen yaşlı birimlerin Miyosen yaşlı birimler üzerine ve doğu kesimde ise Paleojen yaşlı birimlerin Kuvaterner yaşlı birimlerin üzerine itilmesi sonucu morfo-tektonik yapıların gelişimi ile temsil olur (Şekil 2, 3). İnceleme alanı içerisinde zonun en yaşlı birimini Eosen yaşlı volkanitler, fosilli marn ve kumtaşları oluşturur. Oligosen yaşlı magmatik kayalar ile Miyosen yaşlı sedimanter kayalar (şeyl, kumtaşı ve konglomera) diğer litolojilerdir. Bölgedeki kayaların en gencini ise Pliyosen yaşlı konglomera, marn, kumtaşı ve Kuvaterner yaşlı alüvyal çökeller oluşturur (Şekil 2C).

KBFZ literatürde ters fay olarak tanımlanır (Karami and Rajaei, 2005; Abdollahi et al., 2012). Ancak arazi gözlemlerimiz, zonun tek bir faylanma ile gelişmediğini ortaya koyar. Zon birbirine paralel veya verrev pek çok faylanmayı kapsar. Bu kapsamda zon içerisinde faylanmanın tipik olduğu beş bölge inceleme alanı seçilerek haritalanmıştır. (Şekil 2). Bu bölgeler batıdan doğuya doğru Şerbiyan bölgesi, Danbaran bölgesi, Anakız bölgesi, Damencan bölgesi ve Abgerm bölgesidir (Şekil 2).

### Şerbiyan Bölgesi

Bu kesimdeki fay zonu yaklaşık 6 km uzunluğa ve 2 km genişliğe sahiptir (Şekil 3A). Zonu temsil eden ana fay K75°D/40°GD durumlu olarak ölçülmüştür. Alanda yer alan en yaşlı kayalar

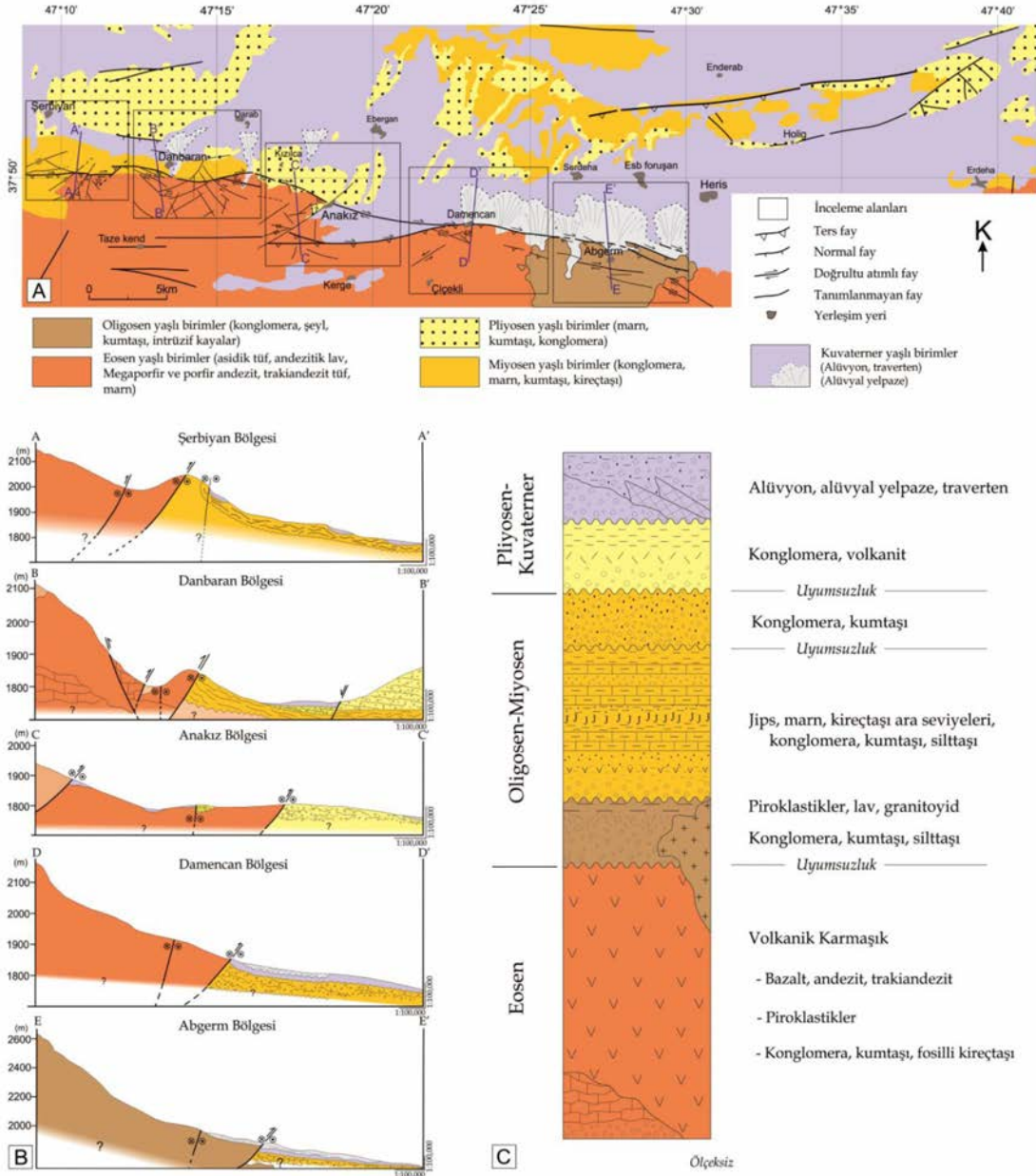
Orta Eosen yaşlı tüfit, bazaltik andezit ve fosilli kireçtaşlarıdır. Yaygın yüzeylemeleri bölgenin doğusunda gözlenir. Oligosen yaşlı kırmızı renkli konglomera ve marnlar bu birimleri örter. Miyosen yaşlı kireçtaşı, konglomera, kumtaşı ve asidik tüfler ile Kuvaterner yaşlı alüvyal çökeller bölgenin diğer litolojisidir (Şekil 2).

Bu kesimdeki fay zonu arazide tipik morfolojik ve yapısal özellikler sunar. Eosen yaşlı volkanik kayaların Miyosen yaşlı kırıntılı birimler üzerinde yer alması belirgin olup fay izi olarak yüzlerce metre takip edilmektedir (Şekil 3A, 4A). Faylanma genelde ters/oblik ters fay karakterindedir (Şekil 2B). Dere içlerinde faylanmayı temsil eden izin "V" şekilleri faylanmanın 60°-80° eğimlerde olduğunu ortaya koyar. Bu kesimdeki volkanik kayalarda fay yüzeyi gelişimi sınırlıdır; ancak faylanma boyunca yoğun kırılma ve ezilmeler belirgindir. Mezoskopik gözlemler zon içerisinde ters faylanmanın yanında doğrultu atımlı faylanmaların da gelişimini ortaya koyar. Zon içerisindeki fayların taban bloğunu temsil eden Miyosen yaşlı özellikle konglomera ve kumtaşı tabakaları yüksek açılar kazanmış ve kıvrımlanmıştır (Şekil 4A). Kıvrımlanma inceleme alanının kuzeyine doğru gidildikçe kaybolmakta ve tabakalar çok düşük eğim ve/veya yatay tabakalanma konumu sunarlar. Bu kesimdeki kıvrımlanma KD-GB gidişli olup bu durum zonun gelişimi ile uyumludur. Yakın zamandaki sismik veriler bölgede büyüklüleri 4 ve üzeri olan depremlerin varlığını ortaya koyar (Şekil 3).

Bu kesimde ölçülen fayların fay kayma analizi, ana stres eksenlerini  $\sigma_1$ : 143°/04°,  $\sigma_2$ : 236°/40°,  $\sigma_3$ : 49°/50° olarak verir. Stres oranı (R) ise 0.43 olarak elde edilmiştir (Şekil 3A). Ana eksen durumları ve R değeri bu kesimde saf sıkışmalı rejimin varlığını ortaya koyar.

### Danbaran Bölgesi

KBFZ bölge içerisinde yaklaşık D-B doğrultudadır (Şekil 3B). Fay zonunun bu kesimi Eosen yaşlı kayaların (fosilli kumtaşı, volkanit), Miyosen (şeyl, kumtaşı, konglomera) ve yersel Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimler üzerine itilmesi ile temsil olur (Şekil 2).

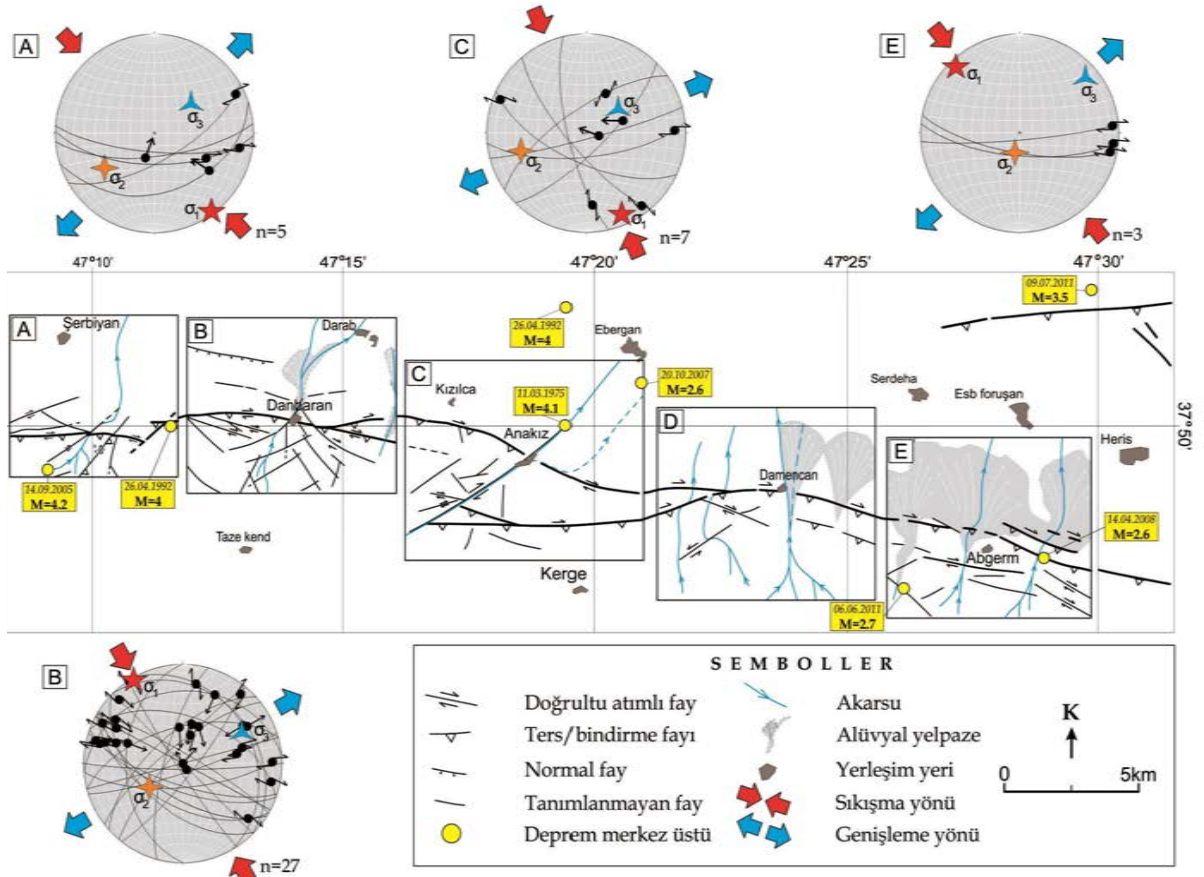


Şekil 2. A) İnceleme alanının jeoloji haritası. Sınırlandırılmış alanlar inceleme bölgelerini göstermektedir. B) Beş farklı inceleme bölgesinde KBFZ'nin bölge litolojileri ile ilişkisini gösterir jeolojik enine kesitler. Şekil 2A'da enine kesitlerin yönelimleri A-A', B-B', C-C', D-D' ve E-E' olarak gösterilmiştir. C) İnceleme alanının stratigrafik kolon kesiti.

Figure 2. A) Geological map of the study area. Bordered areas show study domains. B) Cross sections in five study domains along the NBFZ. The orientations of cross sections run from A to A', B to B', C to C', D to D' and E to E' in figure 2A. C) Stratigraphic column section for the study area.

Volkanik kayalar alacalı ve siyahın değişen renklerinde, geniş alanlarda yüzeyler. Bu kayaların yaygın litolojisini bazaltik andezit, latit ve tüfitler oluşturur. Eosen birimlerinin diğer litoloji türü olan kumlu kireçtaşı/fosilli kireçtaşı ve kumtaşları, kopuk izole kütleler olarak gözlenir. Bu

kayalarda yoğun kırılanma ve kıvrım yapıları değişen boyutlarda görülür. Miyosen birimleri kalın-orta tabakalı konglomera ve kumtaşlarından oluşur. Konglomeraları oluşturan çakıllar yer yer blok boyutludur. Çakılların litolojisini Eosen yaşlı birimler (genelde volkanitler) oluşturur.



Şekil 3. KBFZ boyunca inceleme bölgelerinin morfo-tektonik haritası ve kayma düzlemi ölçüm ve yorumları. Deprem verileri yıldız ile belirtilmiştir; tespit edilen depremlere ait tarih ve büyüklük bilgileri ayrıca ilave edilmiştir. Eş-alan neti üzerindeki büyük daireler fay düzlemini, siyah renkli nokta ve oklar ise kayma çizgisini temsil etmektedir.  $\sigma_1$  en büyük,  $\sigma_2$  orta ve  $\sigma_3$  en küçük ana stres eksenini belirtir. Kayma verileri faylar boyunca vev ters kaymayı temsil etmektedir. Büyük oklar ana sıkışma ve genişleme yönünü göstermektedir.

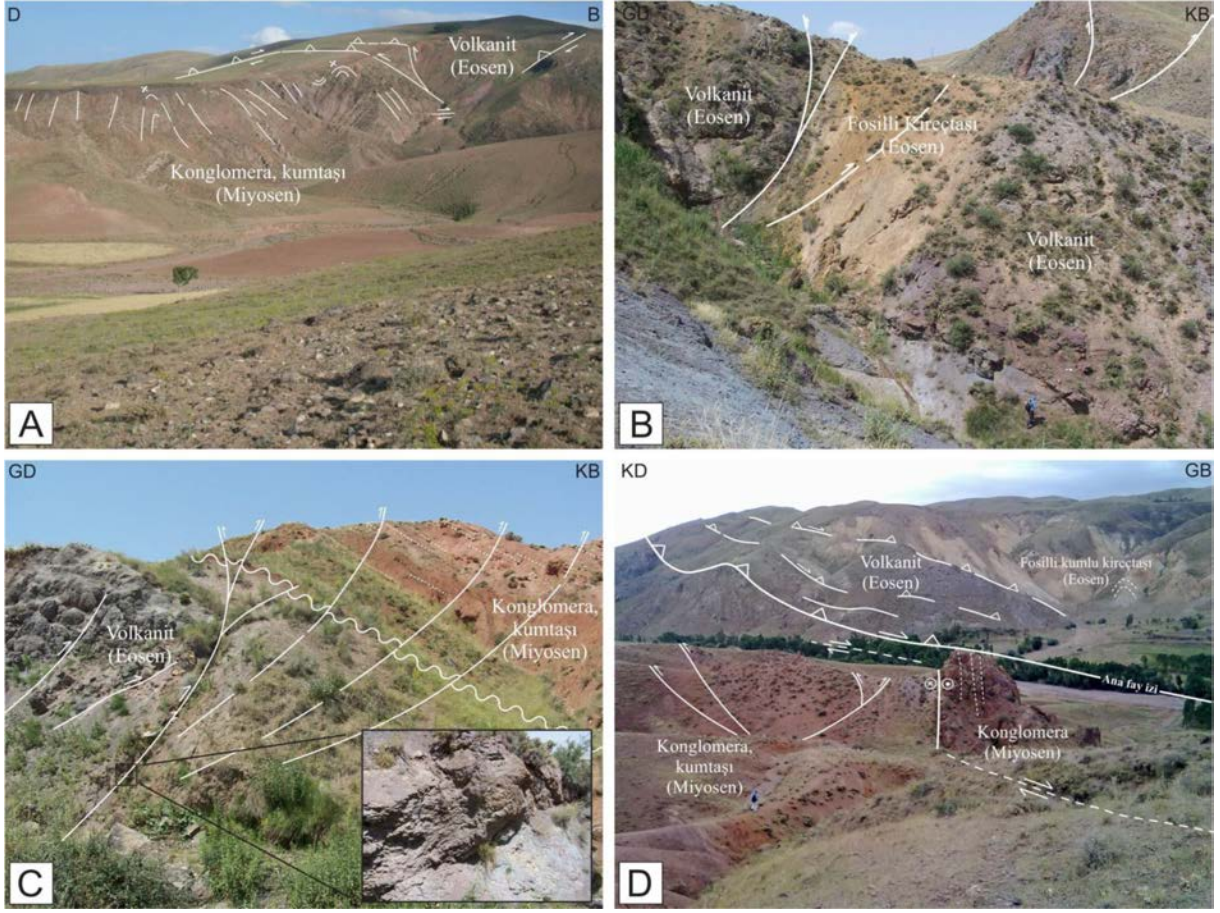
Figure 3. Morpho-tectonic map of study domains and slip-plane measurements and their orientations along the NBFZ. Stars indicate recorded earthquake data; some information about these earthquakes is also presented within the boxes. Great circles within the equal-area projection represent fault planes. Small points and arrows correspond to fault lineations.  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  indicate maximum, intermediate and minimum principal stresses, respectively. Striation data that indicate and oblique reverse slip along the faults. The large arrows are inferred direction of compression and extension.

Kırmızımsı renkli bu birimler kuzeye doğru bej renkli orta-ince tabakalı kumtaşı, konglomeratik kumtaşı, kumlu kireçtaşı birimlerine geçer. Miyosen birimleri daha kuzeyde daha gevşek dokulu Pliyo-Kuvaterner çökellere geçer. Bu çökellerin bir kısmı alüvyal yelpaze karakterindedir.

Danbaran bölgesi KBFZ'nin tipik alanlarından biridir. Eosen birimleri ile Miyosen birimleri arasındaki ana fay belirgin litoloji farklılığı nedeni ile kolayca takip edilmektedir. Ana fay bir fay

izi olarak takip edilmesine karşın fayın tavan ve taban bloğu faylanmaya bağlı karmaşık bir yapı sergiler (Şekil 2B, 4B, 4D). Bu yapılar değişen boyutlarda faylar, kırıklar, yüksek açılı tabakalar ve kıvrımlardır. Ana fay izine göre tavan bloğu oluşturan Eosen yaşlı birimlerde yaygın kıvrımlanma ve ters fay faylar görülmektedir (Şekil 3); bazı kesimlerde fay düzlemi dönerek geriye yatık bir konum alır (Şekil 4B). Faylanmanın Miyosen birimleri ile olan dokanaklarında





Şekil 4. İnceleme bölgelerinde KBFZ'nin arazi görünüşleri. A) Şerbiyan bölgesinde Eosen yaşlı birimlerin Miyosen yaşlı birimler üzerine itilmesi sonucu oluşan yapılar. B) Danbaran bölgesinde Eosen yaşlı birimlerde gelişen faylanma. C) Danbaran bölgesinde Eosen ve Miyosen yaşlı birimler arasındaki depolanmalı dokanak (uyumsuz) ilişkisi ve bunu kesen faylanmalar. Küçük resim buradaki faylanmadan yakın görünümü göstermektedir. D) Danbaran bölgesinde arazide ters ve doğrultu atımlı fayların genel görünümü.

Figure 4. Field photos of NBFZ A) Structures formed by thrusting Eocene units over Miocene units in the Şerbiyan region. B) Faulting within Eocene units in the Danbaran region. C) Depositional contacts (non-conformity) between Eocene and Miocene units and faulting. Inset figure displays close-up of fault. D) General field view of reverse and strike-slip faults in the Danbaran region.

konglomera/kumtaşı tabakaları, yüksek açılarda dikleşmiş tabaka ve devrik tabaka konumu sunar. Bu kesimlerde Miyosen birimlerinde de küçük ters bileşenli faylar olağandır. Faylar kısa mesafelerde ana fay izine vev sönümlenebildiği gibi ana fay izine paralel uzanımlarda sunabilmektedir (Şekil 4D). Arazide ters faylar ile doğrultu atımlı fayların ilişkileri pek çok yerde izlenebilmektedir (Şekil 4B, 4D).

Danbaran bölgesinde Eosen ve Miyosen birimlerinde gelişmiş çok sayıda (27 adet) kayma düzlemi ve kayma çizdiği ölçülmüştür. Hesaplamalar faylanmanın  $\sigma_1$ :  $332^\circ/03^\circ$ ,  $\sigma_2$ :  $240^\circ/56^\circ$ ,

$\sigma_3$ :  $33^\circ/62^\circ$  ana stres yönelimleri ile geliştiğini ortaya koyar. Belirlenen R değeri 0.22 dir (Şekil 3B). Bu veriler Danbaran bölgesinde yanal sıkışmalı (transpresif) rejimden saf makaslamalı rejime doğru tektonik gelişimi ortaya koyar.

### Anakız Bölgesi

KBFZ'nin iyi izlendiği diğer kesim Anakız köyü civarındır. Zon yaklaşık 6 km uzunlukta 3 km genişliğe sahiptir (Şekil 2).  $K84^\circ D/70^\circ GD$  durumlu ana fay Eosen yaşlı birimler ile Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökel kayalar arasında yer alır. İnceleme alanında Eosen yaşlı birimlerin yaygın litolojisini

volkanik kayalar oluşturur. Yersel fosilli kireçtaşı mostrası da gözlenir. Değişen renk ve dokusal özellikteki andezitler bölgenin egemen volkanik kayasıdır. Trakiandezit, diyabaz, bazalt ve tüfit bölgedeki diğer volkanik kaya türleridir.

İnceleme alanının diğer litolojisini oluşturan Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökeller Anakız köyünün kuzey ve doğu kesiminde bulunur ve egemen olarak gevşek sedimanlar ile temsil olurlar.

Zon boyunca Eosen yaşlı birimlerin Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimler üzerine ters/oblik eğim atımlı ters faylarla itilmesi ve bunların doğrultu atımlı faylar ile ilişkileri morfolojik olarak belirlenmiştir (Şekil 3C, 5B). Ters faylar yaklaşık D-B doğrultuludur. Volkanik kayalar içerisinde yersel ters/oblik eğim atımlı ters faylar ve kayma düzlemleri gözlenir. Volkanitler içerisinde bu faylara bağlı KD ve KB doğrultulu yaygın sistematik kırıklar gözlenir. Bölgedeki zon içerisinde önemli yapısal unsurlardan biri de yaygın damar gelişimleridir. Kalsit dolgulu bu damarlar KB-GD ve D-B doğrultulara sahiptirler. Sismik kayıtlar bu faylara bağlı son 30 yıl içinde küçük ölçekli de olsa depremlerin gelişimini belirtir (Şekil 3C).

Anakız bölgesinde Eosen ve Kuvaterner yaşlı birimleri etkileyen yedi kayma düzlemi ve kayma çizimi ölçümlerinde ana stres eksen durumları  $\sigma_1$ : 156°/11°,  $\sigma_2$ : 254°/32°,  $\sigma_3$ : 55°/49° ve 0.4 R değeri elde edilmiştir (Şekil 3C). Bu sonuçlar Anakız bölgesinde saf sıkışmalı rejime işaret eder.

### Damencan Bölgesi

Zonun gelişiminin iyi izlendiği yerlerden biri de Damencan köyü civarındadır (Şekil 2, 3D). BKB-DGD doğrultusu ile yay geometrisi sunan zon yaklaşık 6 km uzunluğa ve 2 km genişliğe sahiptir. Bu kesimin jeolojisini Eosen yaşlı volkanitler ile Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökel kayalar oluşturur. Ayrıca Oligosen yaşlı küçük intrüzif kütleler ile lokal Miyosen yaşlı kumtaşı, konglomera birimleri de yer alır. Volkanik kayalar andezit, bazaltik andezit ve bazalt türündedir. Kuvaterner yaşlı çökeller alüvyon ve alüvyal yelpaze çökelleri ile temsil olurlar. Zon alanı içerisinde iki büyük alüvyal yelpaze gelişimi tipik morfolojisi ile belirgindir (Şekil 3D).

KBFZ, bölgede Eosen yaşlı volkanitlerin Pliyo-Kuvaterner yaşlı gevşek çökellerin üzerine itilmesi ile temsil olur. Volkanik kayalarda yoğun kırılanma ve gevrek makaslama zonları gözlenir. İnceleme alanı içerisinde faylanmaya ilişkin en dikkat çekici durum Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimlerde gelişen yapısal özelliklerdir. Şekil 5C'de görüleceği üzere Damencan köyü doğusunda göreceli olarak daha yaşlı çökeller oldukça genç gevşek çökeller üzerine itilmesi ile gevşek sedimanları örseleyip kıvrımlandırmıştır. Bu kesimdeki fay düzlemi K78°D/70°GD konumlu olarak ölçülmüştür. Faylanma etkilerinin Kuvaterner yaşlı birimlerde görülmesi bölgedeki fayların aktif olduğunu ortaya koyar. Geniş alanlarda alüvyal yelpaze gelişimi ve dere yataklarının sağ yanal ötelenmesi belirgindir (Şekil 3D). Dahası oldukça genç olan alüvyon yelpazeler bölgede en son meydana gelen faylanmaların izlerini taşımaktadır. Bu durum bu kesimdeki faylanmaların bir kısmının alüvyal yelpaze çökeliminden sonrada geliştiğini ortaya koyar. Damencan bölgesinde fay yüzeyleri korunamadığı için fay kinematiğine yönelik analiz yapılamamıştır.

### Abgerm Bölgesi

KBFZ üzerindeki son inceleme alanımız Abgerm bölgesidir. Bu zonu BKB ve DGD doğrultulu faylar oluşturur; yaklaşık 6 km uzunluğa sahiptir. Bölgenin litolojisini Eosen yaşlı volkanik birimler, Oligosen yaşlı intrüzif kayalar ve Kuvaterner yaşlı çökeller oluşturur. Volkanik kayalar andezitler ile temsil olur. İntrüzif kayalar genellikle granitoid türünde olup inceleme alanının yaygın kayasıdır. Dokusal ve mineralojik belirgin farklılıklar oluşturan mostralar halindedir. Kesme-kesilme ilişkili olmaları göreceli olarak farklı fazlarda geliştiğini ortaya koyar. Kuvaterner yaşlı birimler alüvyal yelpaze çökelleri ve alüvyon ile temsil olur. Bölgenin morfoloji özelliği geniş alüvyal yelpaze oluşumu hızlı bir yükselimin varlığına işaret etmektedir. Yelpaze çökelleri blok boyutundan kum boyutuna kadar değişmektedir. Yersel pekişmiş özelliktedir. Fayın kestiği kesimlerde sıcak su çıkışları ve traverten oluşumları bulunur.

Morfolojik belirteçler (alüvyon yelpaze gelişimleri, sıcak su çıkışları ve traverten oluşumları, dere yataklarının ötelenmesi) dışında

granitoidlerdeki yaygın kırıklanmalar (Şekil 5D), gevrek makaslama zonlarının gelişimi ve yersel kayma yüzey gelişimleri gibi jeolojik belirteçler bölgede gözlenen tipik özelliklerdir (Şekil 3E). Ölçülebilen kayma yüzeylerinin doğrultusu D-B bazı alanlarda ise BKB ve DKD doğrultulardadır. Bazı fay zonlarında tipik fay kayaları (breşler, gauç) izlenir. Zon içerisindeki aktif faylar diğer bölgelerde olduğu gibi deprem üretme potansiyeli taşırlar (Şekil 2E, 3).

Abgerm bölgesinde Oligosen ve Kuvaterner yaşlı birimleri etkileyen üç tipik kayma yüzeyindeki veriler kullanılmıştır. Veriler KBFZ'nin bu kesiminde ana stres eksenlerinin yönelimini  $\sigma_1$ : 317°/09°,  $\sigma_2$ : 74°/191°,  $\sigma_3$ : 49°/13° olarak ortaya koymaktadır (Şekil 3E). R değerinin 0.5 olduğu bu kesimde saf makaslama tektonik rejim etkindir.

## TARTIŞMA VE SONUÇLAR

### KB İran'ın Sismik Etkinliği

İran'ın kuzey batısı, Türkiye'nin doğusu ve Kafkaslar, Arap-Avrasya levhalarının çarpışmasının en ilgi çekici alanlarıdır (Şekil 6). Kıta-kıta çarpışma ve kıta içi deformasyon alanını temsil eden bu bölge batı Asya'nın en yüksek kesimidir. Türk-İran platosu olarak da adlandırılan bölge ortalama 2 km yüksekliğe sahiptir.

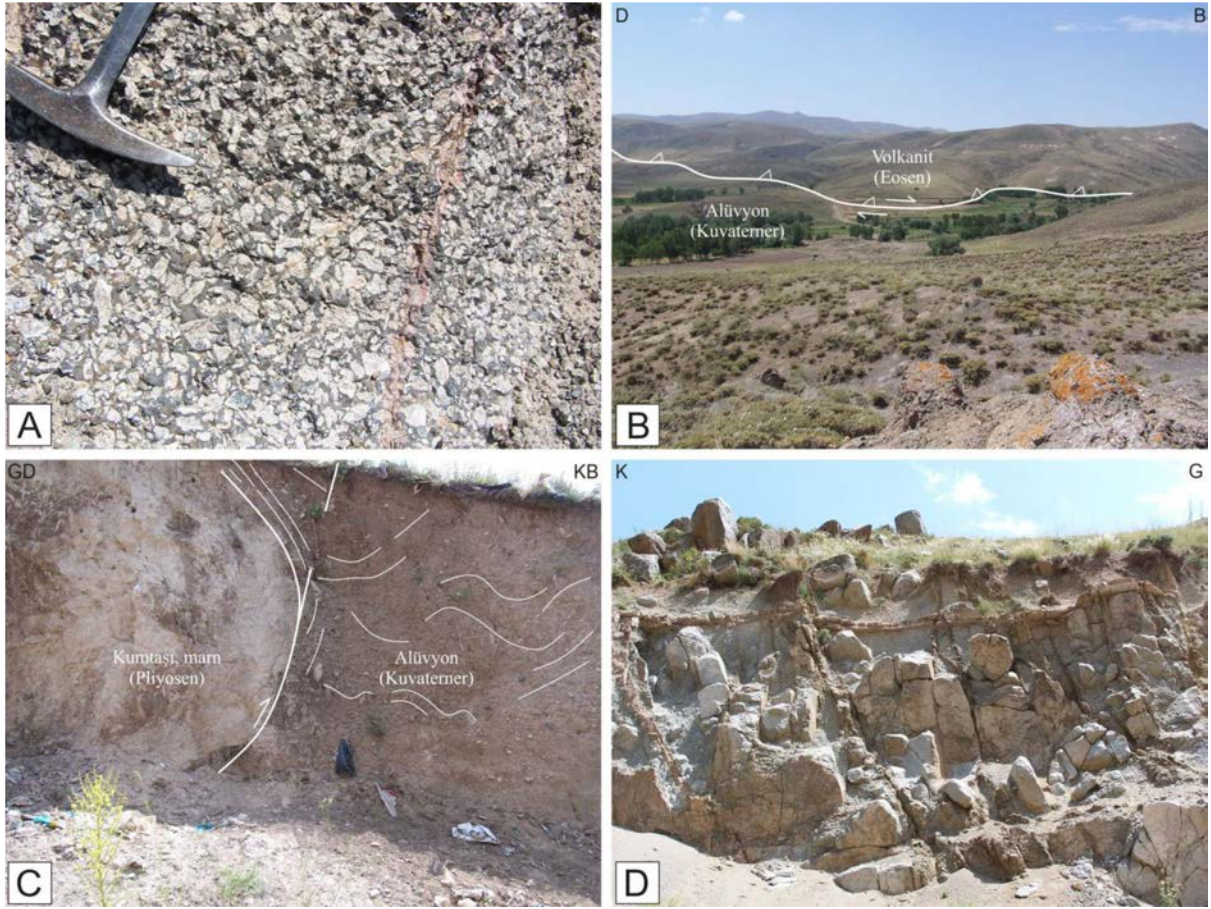
Bu yükselim Geç Kretase - Erken Tersiyer döneminde kıta parçalarının Avrasya'nın güney sınırlarıyla birleşmesi sonucunda meydana gelmiştir (Şengör, 1990). Tartışmalı olmakla birlikte kıta içi tektonik gelişimin başlangıç yaşı olarak yaklaşık 12 My öngörülür (McQuarrie et al., 2003). Bölgenin volkanizma aktivitesi 8-6 My'dan beri devam etmektedir (Innocenti et al., 1976; Pearce et al., 1990). Bölgede Arap-Avrasya levhalarının yakınsama yönü kuzeye doğrudur. Günümüz GPS verileri bu yaklaşma oranını yaklaşık 17 mm/yıl olarak belirtir (Reilinger et al., 2006). McQuarrie et al. (2003)'e göre ise bu oran 11 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Sismik aktivite bölgedeki ana faylar üzerinde yer alır. Bölge birbirine yarı paralel ters/bindirme fayları ve doğrultu atımlı faylar ile karakterize olmaktadır (Şekil 6). Kafkaslardaki KB-GD yönelimli ters/bindirme fayları KD-GB yönelimli  $\sigma_1$  stresi,

Türk-İran platosunda yer alan doğrultu atımlı fay zonları (örn. TFZ, Çaldıran Fayı) ise KB-GD yönelimli  $\sigma_1$  stresi ile ilişkilendirilir (Djamur et al., 2011). Sayısal modelleme çalışmaları bölgedeki gerilmenin/genişlemenin sadece Arap-Avrasya levhalarının çarpışması sonucu olmadığı yönündedir. Hazar Denizi'nin de içinde bulunduğu levhanın İran'ın kuzeybatısı altına dalması bölgenin sismik aktivitesini etkilemektedir (Djamur et al., 2011).

GPS çalışmaları bölgedeki önemli fay zonlarından TFZ'nin yaklaşık 8 mm/yıl sağ yanal hareket ettiğini göstermektedir (Nilforushan et al., 2003; Vernant et al., 2004; Masson et al., 2006; Masson et al., 2007). Bu hız bölgedeki tarihsel sismik aktivite ile uyumludur (Berberian and Yeats, 1999). TFZ'nin KD-GB yönelimli genişleme hareketine karşı Kafkaslarda bu doğrultuda yılda 10 mm'lik bir sıkışma mevcuttur (Masson et al., 2006). Buna karşın Copley and Jackson (2006) ise Türk-İran platosu ve Merkez İran bloğu arasında D-B yönelimli bir gerilme/genişleme önerir.

Güney Hazar havzasının sismik olarak duran olması beklenirken sismik olarak en aktif kesimler arasındadır (Priestley et al., 1994). Deprem odak mekanizması çözümlerine göre bölge kuzey kesiminde Merkez Hazar boyunca, batı kesiminde ise Taleş Bloğunun altına dalmaktadır (Jackson et al., 2002).

İran'ın kuzeybatısında yer alan doğrultu atımlı faylar ile Türkiye'nin doğusundaki başta Kuzey Anadolu Fayı olmak üzere diğer fayların birbirlerinin devamı olduğu tartışma konusudur (Westaway, 1990, 1994; Jackson, 1992). Türkiye'nin doğusundaki ve İran'ın kuzey batısındaki sağ yanal doğrultu atımlı faylanmalar arasında belirgin bir devamlılık gözlenmemekle birlikte kökensele ilişkili olabileceği yorumu yapılır. Sismik olarak aktif bu faylar yıkıcı hasarlara neden olan tarihsel depremlere ev sahipliği yapmıştır. Örneğin 1780 (Tebriz depremi,  $M_s=7.4$ ), 1930 (Selmas Depremi,  $M_s=7.2$ ) ve 1976 (Çaldıran Depremi,  $M_s=7.3$ ) depremleri bu faylar ile ilişkili olmuştur (Mckenzie, 1972; Jackson and Mckenzie, 1984; Westaway, 1990; Jackson, 1992). TFZ son 200 yıl içerisinde büyük deprem üretmemekle birlikte tarihsel çok sayıda yıkıcı depreme neden olmuştur (Örn. 858, 1042,



Şekil 5. KBFZ'nin arazi görünüşleri. A) Anakız bölgesinde andezit porfir kayasının yakın arazi görünüşü. Porfirik dokuyu beyaz renkli plajiyoklas mineralleri oluşturmaktadır. B) Anakız bölgesinde Eosen yaşlı volkanik kayaların Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimler ile faylı ilişkisinin genel görünüşü. C) Demancan bölgesinde Pliyosen yaşlı birimler ile Kuvaterner çökeller arasındaki faylı ilişkinin yakın görünüşü. D) Abgerm bölgesinde yüzeyleyen granitoid ve bu granitoidlerdeki makaslama kırıklarının yakın görünüşü.

Figure 5. Field photos of NBFZ. A) Close-up view of andesite porphyry in the Anakiz region. Note that porphyritic structure is characterized by white plagioclase minerals B) General view of fault contact between Eocene volcanic rocks and Plio-Quaternary units in the Anakiz region. C) Close-up view of fault contact between Pliocene and Quaternary units in Damencan region. D) Close-up view of fractures in granitoids in the Abgerm region.

1273, 1304, 1550, 1641, 1717, 1721, 1780 ve 1786 depremleri) (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian and Yeats, 1999). Bunlardan 1721 ve 1780 depremleri 50-60 km yüzey kırığı oluşturmuştur (Ambraseys and Melville, 1982). 1976 Çaldıran depreminin oluşturduğu yüzey kırığı ile TFZ'nin aynı sistem içerisinde geliştiği düşünülür.

### Bozkuş Fay Zonunun Sismik Aktivitesi

Tarihsel kayıtlara göre görüşler Bozkuş Fay Zonlarının en az üç büyük deprem oluşturduğu

yönündedir. Bu depremlerden iki tanesi (1883:  $M_s=6.2$ , 1593:  $M_s=6.1$ ) inceleme alanı olan KBFZ'de meydana gelmiştir. 1879 ( $M_s=6.7$ ) depremi ise GBFZ üzerindedir (Berberian and Yeats, 1999) (Şekil 6). 1996'den günümüze kadar meydana gelen  $M>2$  deprem verileri Bozkuş Dağları'nda çok sayıda depremin meydana geldiğini ortaya koyar. Bu depremler genel olarak Bozkuş Dağları'nın kuzey ve kuzeybatı kesimlerinde yoğunlaşma gösterir. Danbaran ve Şerbiyan bölgeleri depremlerin yoğunlaştığı alanlardır. Danbaran köyü sakinleri ile yapılan

sözlü görüşmeler muhtemelen 1593 depremiyle yıkılan köyün tekrar inşa edildiği ve her yıl deprem sarsıntılarını hissettikleri yönündedir.

### Bozkuş Fay Zonunun Tebriz Fay Zonu ile İlişkisi

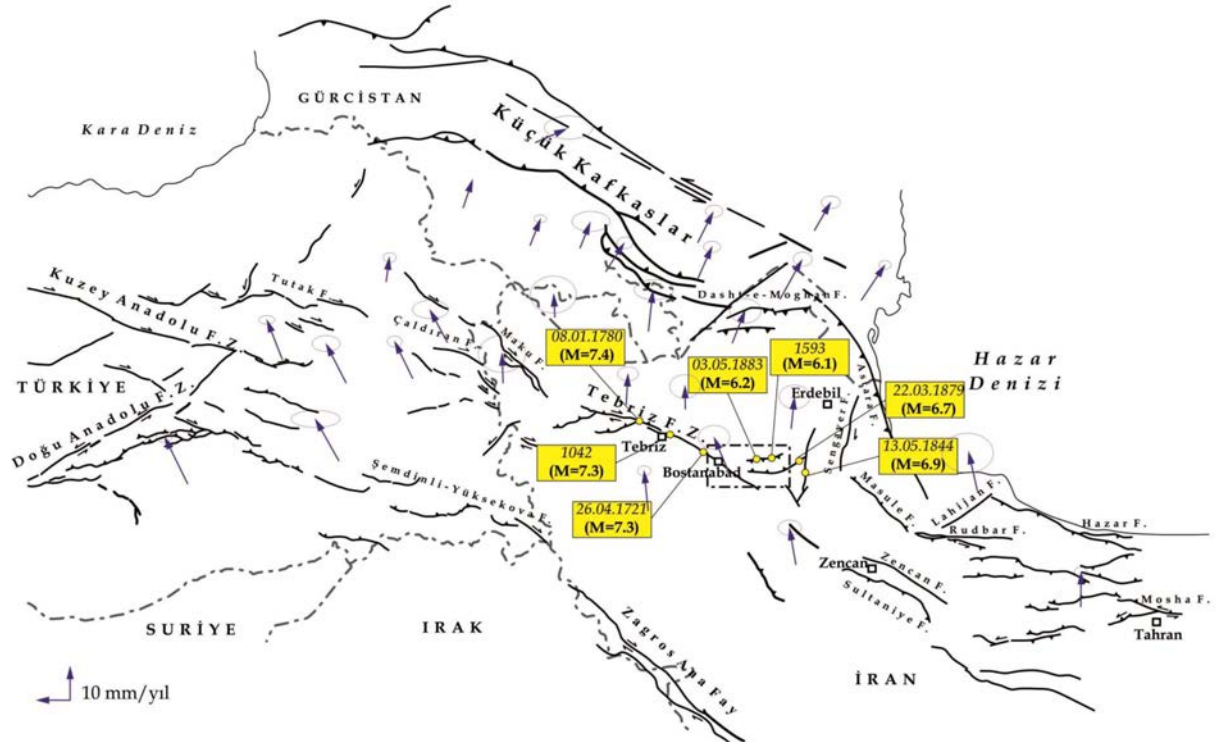
KBFZ, TFZ'nin güney doğusunda yer almaktadır. TFZ'nin güneydeki devamı için üç farklı görüş öne sürülür. Buna göre Tebriz Fayı, 1) Bozkuş Dağlarının güneyinde yer alan Miyane havzasından geçmektedir, 2) Bozkuş Dağlarının güney eteğinde yer alan GBFZ ile birleşerek devam etmektedir ve 3) Bozkuş Dağlarının kuzey kesiminde yer alan KBFZ ile birleşerek devam etmektedir (Djamour et al., 2011) (Şekil 1).

TFZ ile KBFZ arasındaki olası ilişkiyi anlamak için Bostanabad şehri civarlarında bazı gözlemler

gerçekleştirilmiştir (Şekil 1C). Bu kesim KB-GD yönelimli sağ yanal doğrultu atımlı fay karakterindeki TFZ ile yaklaşık D-B doğrultulu KBFZ'nin birleştiği kesimdir (Şekil 1C). Arazi çalışmaları ve uydu görüntülerinden elde edilen morfolojik veriler KBFZ ile TFZ arasında kökensel bir ilişkinin varlığına işaret etmektedir. Uydu görüntülerinde sırtların genç litolojilerde morfo-tektonik etkileri (faylanmalar, kıvrımlanmalar, basınç sırtları, çöküntü gölleri) ve fay zonundaki sismik devamlılık TFZ ile Bozkuş Fay Zonları'nın aynı sistem içerisinde yer aldığını ortaya koymaktadır (Işık et al., 2012; Işık vd., 2013).

### Bozkuş Fay Zonunun Bölgesel Önemi

KBFZ onlarca kilometre uzunluğa ve kilometrelerce genişliğe sahiptir. Zon, GBFZ ile birlikte



Şekil 6. Doğu Türkiye, Kafkaslar ve KB İran'da gelişmiş bazı ana fayları belirten yapısal harita (Şaroğlu vd., 1992; Hessami et al., 2003). Oklar Avrasya kıtası sabit kabul edilerek elde edilmiş GPS hız ve yönelim verisini temsil etmektedir. TFZ ve Bozkuş Fay Zonlarındaki tarihsel bazı deprem yerleri ve bilgileri harita üzerine işlenmiştir (Berberian and Yeats 1999; Hessami et al., 2003; Djamour et al., 2011).

Figure 6. Simplified structural map showing some main faults in East Turkey, Caucasus and NW Iran (Şaroğlu et al., 1992; Hessami et al., 2003). Arrows indicate GPS data that Eurasia plate is stable with respect to Arabian plate. Some historical earthquakes along the TFZ and Bozkuş Fault Zones is plotted (Berberian and Yeats 1999; Hessami et al., 2003; Djamour et al., 2011).

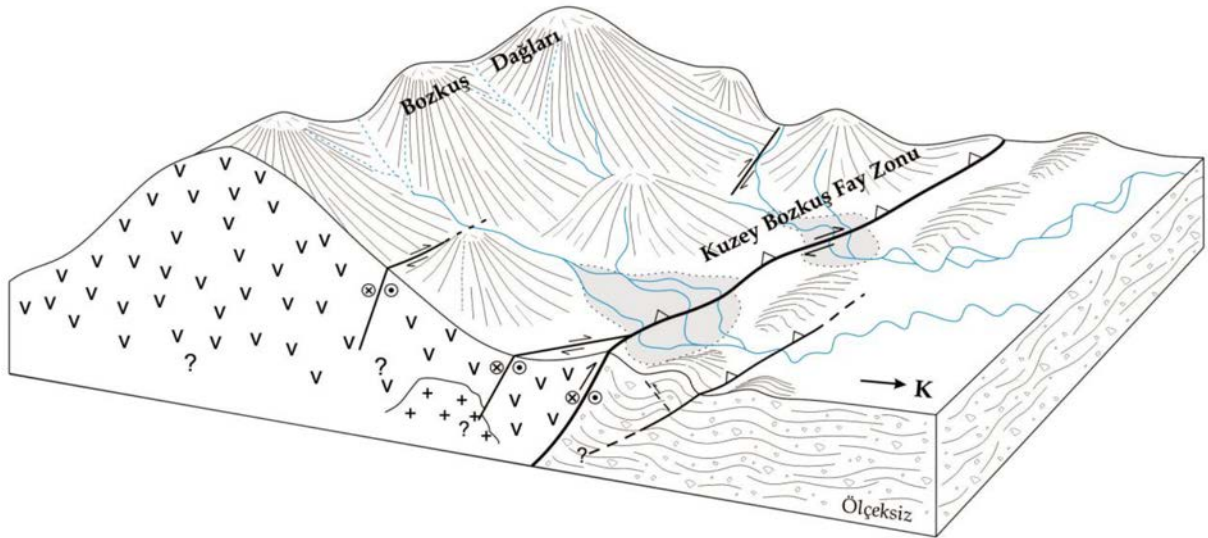
Bozkuş Dağlarının yükselmesini kontrol etmektedir. Bölgedeki geniş alüvyal yelpaze oluşumları bugünkü güncel hızlı yükselme için iyi bir göstergedir (Şekil 3,7). Bu çerçevede KBFZ ve GBFZ boyunca hızlı yükselimler ve hızlı aşınma oranları havza çökellerinin kalın istiflere sahip olmasına neden olmuştur. KBFZ ve GBFZ sismik olarak aktif olup tarihsel kayıtlar özellikle KBFZ üzerinde yıkıcı depremlerin meydana geldiğini ve bu depremlerin belirgin hasarlara neden olduğunu ortaya koyar.

Bu çalışma kapsamında elde edilen veriler şu sonuçları ortaya koymaktadır:

1. KBFZ ters/oblik eğim atımlı ters ve doğrultu atımlı faylanmalar ile temsil olan tipik bir fay zonudur.
2. Bozkuş Dağları'nın kuzey kesimini sınırlayan zon, Eosen birimlerinin Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimler üzerine itilmesi ile temsil olur. Zon içerisinde yaygın kırılanmalar, kayma yüzeyi gelişimleri ve kıvrım oluşumları söz konusudur.
3. Jeolojik ve morfo-tektonik veriler, KBFZ'nin Bozkuş Dağları'nın yükselmesini kontrol ettiğini ortaya koyar. Zonu temsil eden bazı fayların aktif olduğunu bölgedeki güncel ve tarihsel deprem kayıtları ortaya koymaktadır.
4. Zonun yapısal analizi, inceleme alanının KB-GD asal sıkıştırma ( $\sigma_1$ ) ve KD-GB yönelimli asal gerilme/genişleme ( $\sigma_3$ ) etkisinde kaldığını ortaya koyar. Zondaki tüm faylanmaların fay kayma yüzeyi analizi ana stres yönelimlerinin  $\sigma_1$ : 144°/04°,  $\sigma_2$ : 239°/58°,  $\sigma_3$ : 51°/31° olduğunu ortaya koyar. Bu yönelimler ve R değeri (0.12) zonun yanal sıkışmalı rejim ile geliştiğine işaret etmektedir.
5. KBFZ'nin batı sınırını TFZ oluşturur. Gözlemlerimiz iki fay zonunun kökensel ilişkili olduğunu ortaya koyar.

### KATKI BELİRTME

Bu çalışma Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezinden yararlanılarak hazırlanmıştır. Tezin olgunlaşmasında Kadir DİRİK (Hacettepe Üniversitesi) ve Gürol SEYİTOĞLU (Ankara Üniversitesi)'nun değerli katkıları olmuştur. Yazarlar bu çalışmaya yapıcı katkılarından dolayı hakemlere ve dergi editörlerine teşekkür eder.



Şekil 7. KBFZ'nin morfolojisini temsil eden blok diyagram. Zon içerisindeki bazı fayların konumu şematik olarak gösterilmiştir.  
Figure 7. Block diagram representing the morphology of the NBFZ. Some faults within the zone are shown as representative.

**KAYNAKLAR**

- Abdollahi, S., Mohajjel, M., Salagi, A., and Taghipour, K., 2012. Compressional termination of North Tabriz Fault in Bozkush mountains, 30<sup>th</sup> GSI congress, Iran, 7.
- Afshar-Harb, A., 1970. Geology of Sarakhs area and Khangiran gas field. Bulletin of the Iranian Petroleum Institute, 37, 86-96.
- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran Pub., 707 p.
- Alavi, M., 1972. Etude géologique de la région de Djam. Geological Survey of Iran, Reports, 23, 1-288.
- Alavi, M., 1977. Geology and petrology in the ophiolite range NW of Sabzevar (Khorassan, Iran). Geol. Soc. of Iran, No. 43, 147.
- Alavi, M., 1991a. Tectonic map of the Middle East. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Alavi, M., 1991b. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of American Bulletin, 103, 983-992.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. Tectonophysics, 229, 211-238.
- Allen, M., Jackson, J., and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. Tectonics, 23, no. 2, TC2008, doi: 10.1029/2003TC001530.
- Ambraseys, N.N., and Melville, C.P., 1982. A History of Persian Earthquakes, Cambridge University Press, New York, 240.
- Berberian, M., 1997. Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes, Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus, D. Giardini and S. Balassanian (Editors), NATO ASI Series 2. Environment, Kluwer Academic Press, the Netherlands, 28, 233-311.
- Berberian, M., and Arshadi, S., 1976. On the Evidence of the Youngest Activity of the North Tabriz Fault and the Seismicity of Tabriz City. In: Contribution to the Seismotectonics of Iran, Part II (ed. M. Berberian). Geol. Surv. Iran, 39, 397-418.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian Journal of Earth Science, 18, 210-265.
- Berberian, M., and Yeats, R.S., 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 120-139.
- Copley, A., and Jackson, J., 2006. Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau. Tectonics 25, TC 6006.
- Darvishzadeh, A., 1991. Geology of Iran. Danesh-Emruz Pub., Tehran, 901p.
- Djamour, Y. Vernant, P., Nankali, H., and Tavakoli, F., 2011. NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network. Earth and Planetary Science Letters, 307, 27-34.
- Eftekharnajad, J., 1976. Report of Geological map of Tabriz-Poldasht. 1:100,000 series. Geological Survey of Iran.
- Emami, M.H., Asadian, O., Amini-Fazl, A., and Khodabandeh, A., 1993. Geological Map of Qarachaman Quadrant. Geological Survey of Iran.
- Garzanti, E., Critelli, S., and Ingersoll, R.V., 1996. Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrital modes of Tertiary sandstones and modern sands (Indus transect, India and Pakistan). GSA Bull. 108/6, 631-642.
- Harms, J.C., Cappel, H.N., and Francis, D.C., 1984. The Makran coast of Pakistan: its stratigraphy and hydrocarbon potential. In: Haq, B. U., Milliman, J. D. (Eds.), Marine Geology and Oceanography of Arabian Sea and Coastal Pakistan, 3-26.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabnian, E., Abbassi, M.R., Fegghi, K. and Solaymani, S., 2003. Paleoeearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results, Annals of Geophysics, 46, 5. 903-915

- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F., and Villari, L., 1976. Evolution of volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1, 103–112.
- Isik, V., Saber, R. and Caglayan, A. 2012. Is There Any Relationship Between Active Tabriz Fault Zone And Bozkush Fault Zone, NW Iran? AGU Fall Meeting, 3-7 December, San Francisco, USA, T33A-2640.
- Işık, V., Saber, R. ve Çağlayan, A. 2013. Tebriz Fay Zonu ve Bozkuş Fay Zonlarının İlişkisi, KB İran. 66. TJK bildiri özleri kitabı, 92 .
- Jackson, J., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 97, 12471–12479.
- Jackson, J., and McKenzie, D.P., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 77, 185–264.
- Jackson, J., Haines, J., and Holt, W., 1995. The Accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran: *Journal of Geophysical Research*, 100, B8, 15205–15219.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophys. J. Int.*, 148, 214–245.
- Karami, F., and Rajaei, H., 2005. The Role of Tectonics on Morphological Evolution of the Northern Piedmonts of Bozghosh Mountains, *Geosciences Scientific Quarterly Journal*, 51-52, 68-77.
- Kopp, C., Fruehn, J., Flueh, E.R., Reichert, C., Kukowski, N., Bialas, J., and Klaeschen, D., 2000. Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data. *Tectonophysics*, 329, 171-191.
- Lyberis, N., and Manby, G., 1999. Oblique to Orthogonal Convergence Across the Turan Block in the PostMiocene: *AAPG Bulletin*, 83, 7, 135-160.
- Madani, M., 1977. A study of the sedimentology, stratigraphy and regional geology of the Jurassic rocks of eastern Kopet Dagh (NE Iran). Unpublished Ph.D. thesis, Royal School of Mines, Imperial College, London, 246.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chery, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., and Vernant, P., 2006. Extension in NW Iran driven by the motion of the south Caspian basin. *Earth Planetary Science Letters*, 252, 180–188.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H., and Van Gorp, S., 2007. Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. *Geophysical J. International*, 170, 436–440.
- Mckenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 30, 109-185.
- McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C., and Wernicke, B.P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 20, 2036.
- Mohajjel, M., 1997. Structure and tectonic evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, Unpublished Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Australia.
- Moradi, A., Hatzfeld, D., and Tatar, M. 2011. Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault, Iran. *Tectonophysics*, 506, 22–30.
- Nabavi, M.H., 1976. An introduction to the Geology of Iran, Geological Survey of Iran, Report No. 38, In Farsi.
- Nabavi, M.H., and Seyed-Emami, K., 1977. Siemurian ammonites from the Shems-hak Group of North Iran (Semnan area, Alborz). *Neues Jahrbuch für Geologie*



- und Paläontologie, Abhandlungen, 153, 70–85.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., DeLong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moor bath, S., and Mitchell, J.G., 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *J. Volcanology Geothermal Research*, 44, 189–229.
- Platt, J.P., Leggett, J.K., Young, J., Raza, H., and Alam, S., 1985. Large-scale sediment underplating in the Makran accretionary prism, southwest Pakistan. *Geology*, 13, 507–511.
- Priestley, K., Baker, C., and Jackson, J., 1994. Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian Basin and surrounding regions: *Geophysical Journal International*, 118, 111–141.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., and Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophysical Research Solid Earth*, 111, B5, 26.
- Roustanovich, D.N., 1967. Seismology of the Turkmenistan territory and Ashgabat 1948 earthquake. *Moscow, Nauka*, 12, 95.
- Samani, B., and Ashtari, S., 1992. Evaluation of Volcano Plutonic Arc in Central Iran, Formed by Subduction of Mesozoic Tethys Oceanic Crust, *Geosciences, Geological Survey of Iran*, 1, 4.
- Sattarzadeh, Y., Cosgrove, J.W., and Vita-Finzi, C., 2002. The geometry of structures in the Zagros cover rocks and its neotectonic implications. In: P.D. Clift, D. Kron, C. Gaedicke and J. Craig (Editors), *The tectonic and climatic evolution of the Arabian Sea Region. Special Publications of the Geological Society, London*, 195, 205–218.
- Schmidt, K., and Soffel, H.C., 1983. Mesozoic–Cenozoic geological events in Central East Iran and their relation to palaeomagnetic results, Technical Report 51, *Geol. Survey of Iran*, 27–35.
- Stampfli, G.M., 1978. Etude géologique générale de l'Elburz oriental au S de Gonbad-e Qabus (Iran, N-E): These, *Faculté des Sciences, Université de Genève*: 315 pp.; Genève.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, A review. *AAPG Bulletin*, 52, 7, 1229–1258.
- Stocklin, J., and Nabavi, M.H., 1973. Tectonic map of Iran (1/2,500,000). *Ministry of Mines and Metals, Geological Survey of Iran*.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ., 1992. Türkiye Diri Fay Haritası. *Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi*.
- Şengör, A.M.C., 1990. A new model for the late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *The Geology and Tectonics of the Oman region. Geol. Soc. Spec. Publ. London*, 797–831.
- Trifonov, V.G., 1978. Late Quaternary movements of western and central Asia: *Geological Society of America Bulletin*, 89, 1059–1072.
- Volvovsky, I.S., Garetzy, R.G., Shlezinger, A. E., and Shreibman, V.I., 1966. Tectonics of the Turan plate. *Geologicheskii Institut Akademi Nauk, U.S.S.R.*, 165–287
- Westaway, R., 1990. Block rotation in western Turkey, 1, *Observational evidence. Journal of Geophysical Research*, 95, 19, 857–884.
- Westaway, R., 1994. Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey. *Journal of Geophysical Research.*, 99, B10, 20203 – 20223.

Zonenshain, L.P., and LePichon, X., 1986. Deep basins of the Black sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181-211.

## Çaldağ (Turgutlu-Manisa) Lateritik Ni-Co Yatağının Jeolojisi, Mineralojisi ve Jeokimyasal Özellikleri

### *Geology, Mineralogy and Geochemical Properties of the Çaldağ Ni-Co Laterite Deposits*

CAHİT HELVACI<sup>1\*</sup>, İBRAHİM GÜNDOĞAN<sup>1</sup>, TOLGA OYMAN<sup>1</sup>, HASAN SÖZBİLİR<sup>1</sup>,  
OSMAN PARLAK<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Buca-İZMİR

<sup>2</sup>Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Balcalı-ADANA

Geliş (received) : 31 Temmuz (July) 2013

Kabul (accepted) : 15 Ağustos (August) 2013

#### ÖZ

Çaldağ Ni-Co yatağı Gediz grabeni içinde bir havza içi yükselti şeklinde yeralan Çaldağ'ın üst kesimlerinde yaklaşık 10 km<sup>2</sup>'lik bir alan kapsar. Halen pilot üretim aşamasında olan Çaldağ Ni-Co yatağı dünyanın önde gelen Ni-Co yatakları arasındadır. Yatak, % 1.14 Ni ve % 0.05 Co olmak üzere, 38 milyon ton cevher içermektedir. Yeni Kaledonya tipi lateritik Ni-Co yatakları olarak literatürde yeralan bu tür yataklar eser miktar Ni-Co içerikli peridotitlerin lateritleşmesi sonucu karmaşık ve zonlu bir yapı sunarlar.

Çaldağ Ni-Co yatağı Geç Kretase-Erken Paleosen yaşlı ofiyolitik karmaşık içinde yeralmaktadır. Bu karmaşık türbiditik kumtaşı-çamurtaşı ardalı, pelajik kireçtaşı ve çamurtaşı arakatlı spilitik volkanitlerden oluşan bir matris ile içindeki değişik boyutlu kireçtaşı, radyolarit ve serpantinleşmiş ultramafik kütlelerinden oluşur. Farklı derecelerde serpantinleşmiş peridotitik kayalar başlıca dünit, harzburjit ve piroksenitlerden oluşmaktadır. Bu kaya topluluğu yapısal bir dokanak ile Menderes Masifi'ne ait metamorfik kayalar üzerinde oturur. Bu kayalar Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı gölsel tortullar tarafından aşılma uyumsuzlukla örtülür. Volkanik kayalar üzerinde yapılan ana, iz ve nadir toprak element analizleri bu kayaların toleyitik magmadan türediklerini ve okyanus içi-yay ortamında oluştuklarını işaret etmektedir.

Nikel içeren birincil minerallerin serpantinleşmiş ultramafik kütleler içinde yeralan pentlandit ve çeşitli nikel-sülfür alaşımları oldukları saptanmıştır. Çalışmalarda nikel ve kobaltın yatak oluşturacak şekilde zenginleşmesini sağlayan iki farklı lateritleşme evresinin varlığı saptanmıştır: (1) Üst Paleosen-Orta Eosen dönemine karşılık gelen ilk lateritleşmede kolloform yapı götit, hematit, limonit, Ni-Co asbolan, Mn oksitler oluşmuştur. Lateritik yatak Üst Eosen'de gelişen bindirme faylarıyla kuzeye doğru bugünkü Çaldağ bölgesine taşınmıştır. (2) Oligosen'de gelişen ikinci lateritleşmede kolloform yapı yanında breşik yapı ve çatlak dolgusu Ni-Co asbolan, takovit, pekorait, Mn oksitler, jips, bravoit, götit, limonit, pirit ve markasit ile nimit, haloysit ve montmorillonit gibi kil mineralleri oluşmuştur. Çaldağ bölgesindeki lateritik nikel-kobalt zenginleşmesi başlıca serpantinleşmiş ultrabazikler (% 0,2-1,2 Ni; % 0,04-0,11 Co) demirli ve kilce zengin (% 0,02-5,6 Ni; % 0,02-5,2 Co), karbonatlı-jipsli (% 0,2-1,2 Ni; % 0,04-0,11 Co) ve silisli laterit (% 0,2-1,2 Ni; % 0,04-0,11 Co) olmak üzere farklı zonlardan oluşmaktadır.

İkinci lateritleşme sonrası Çaldağ laterit yatağı Miyo-Pliyosen döneminin karasal-gölsel çökelleri ve gölün son evresinde oluşan algli kireçtaşları ile örtülmüştür. Neotektonik dönemde bölge normal faylarla parçalanarak KB-GD uzanımlı horst ve graben yapılarının oluşumu sağlamıştır. Çaldağ yükseliminin gerçekleştiği bu evrede, yükselen bloklar aşınmaya başlamış ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı genç çökeller oluşmuştur. Bu dönemde Çaldağ yükseltisinde örtülü bulunan lateritik düzeyler yüzeylere aşınma etkisi altında kalmıştır.

**Anahtar Kelimeler:** Çaldağ, lateritik Ni-Co yatağı, Ni-mineralleri, Batı Anadolu

**ABSTRACT**

*Çaldağ Ni-Co deposit covers an area approximately 10 km<sup>2</sup> on the Çaldağ horst of Gediz Graben. This world class Ni-Co deposit has recently started to be exploited. Extensive exploration drilling on the mineralization proved a reserve of 38 million tonnes, with a grade of 1.14% nickel and 0.05% cobalt. Showing complex and zoned structures, Çaldağ mineralization is analogous to the New Caledonian type residual nickel deposits that are formed by the intense tropical weathering (lateritization) of the peridotites which consist of trace amounts of nickel.*

*Çaldağ Ni-Co mineralization is developed over the ultramafic rocks of Late Cretaceous-Early Paleocene ophiolitic mélange. The ophiolitic mélange consists of limestone blocks, radiolaria, and serpentinized ultramafic rock masses set in a matrix composed of interbedded sandstone-shale, spilitic volcanic rocks with pelagic limestone and shale intercalations. Peridotites with variable serpentinization are mainly composed of dunite, harzburgite and pyroxenite. The ophiolitic mélange was emplaced tectonically on the basement rocks of Menderes masif. The whole succession is uncomformably overlain by Upper Miocene-Lower Pliocene lacustrine sediments. Whole rock, trace and REE analysis on volcanic rocks implies that they have tholeiitic magmatic source and they formed in intra oceanic -arc environment.*

*The primary Ni-bearing ore phases in serpentinized peridotites are pentlandite and associated nickel-sulfide alloys. In Çaldağ mineralization, lateritic profile consists of serpentinized peridotites (% 0,2-1,2 Ni; % 0,04-0,11 Co), iron-oxide and clay-rich saprolite (% 0,02-5,6 Ni; % 0,02-5,2 Co), carbonate and gypsum-bearing laterite (%0,2-1,2 Ni; % 0,04-0,11Co), and silica rich laterite (% 0,2-1,2 Ni; % 0,04-0,11 Co) with different Ni-Co contents. Two different lateritization stages are determined in the enrichment of Ni-Co ore; 1) Colloform goethite, limonite and hematite, Ni-Co asbolane and manganese oxides are mainly formed during the first lateritization stage (Upper Paleocene-Middle Eocene). Laterite was carried tectonically towards north to its present place by thrust faults during Upper Eocene. 2) The second lateritization took place in Oligocene, beside the colloform ore, takovite, pecoraite, manganese oxides, gypsum, bravoite, pyrite, marcasite and clay minerals such as nimite, halloysite, montmorillonite were deposited either as fracture infills or brecciated masses.*

*Following the second lateritization event, the Çaldağ lateritic deposit was covered by Mio-Pliocene terrestrial-lacustrine sedimentary units. During the Neotectonic period, the region was dissected by high-angle normal faults resulted in NW-SE trending horst and graben structures. The Çaldağ horst was uplifted during this stage and the Plio-Quaternary alluvial fans were formed around the Çaldağ Horst due to erosion of the rising blocks. Finally, the latest event resulted in erosion of the cover series and the Çaldağ lateritic deposit cropped out over the Çaldağ Horst.*

**Keywords:** Çaldağ, Ni-Co laterite deposits, Ni-minerals, west Anatolia

**GİRİŞ**

Çalışma alanı, Manisa Turgutlu ilçesinin 25 km kuzeyindeki Çaldağ bölgesinde bulunmaktadır. Çaldağ (Turgutlu-Manisa) lateritik Ni-Co yatağı, % 1,14 Ni (430.000 ton nikel) ve % 0,05 Co (19.000 ton kobalt) olmak üzere 38 milyon ton cevher içermektedir (European Nickel Şirketi internet sitesi:www.enickel.co.uk). Bu cevher miktarı Mart-2004 metal fiyatlarına göre 6 milyar Amerikan dolarına karşılık gelen bir değeri gösterir.

Çaldağ Ni-Co yatağı Geç Kretase-Erken Paleosen yaşlı ofiyolitik karmaşık içinde yer almaktadır (Erdoğan, 1990; Okay ve Siyako, 1993; Kaya ve vd., 2004) (Şekil 1).

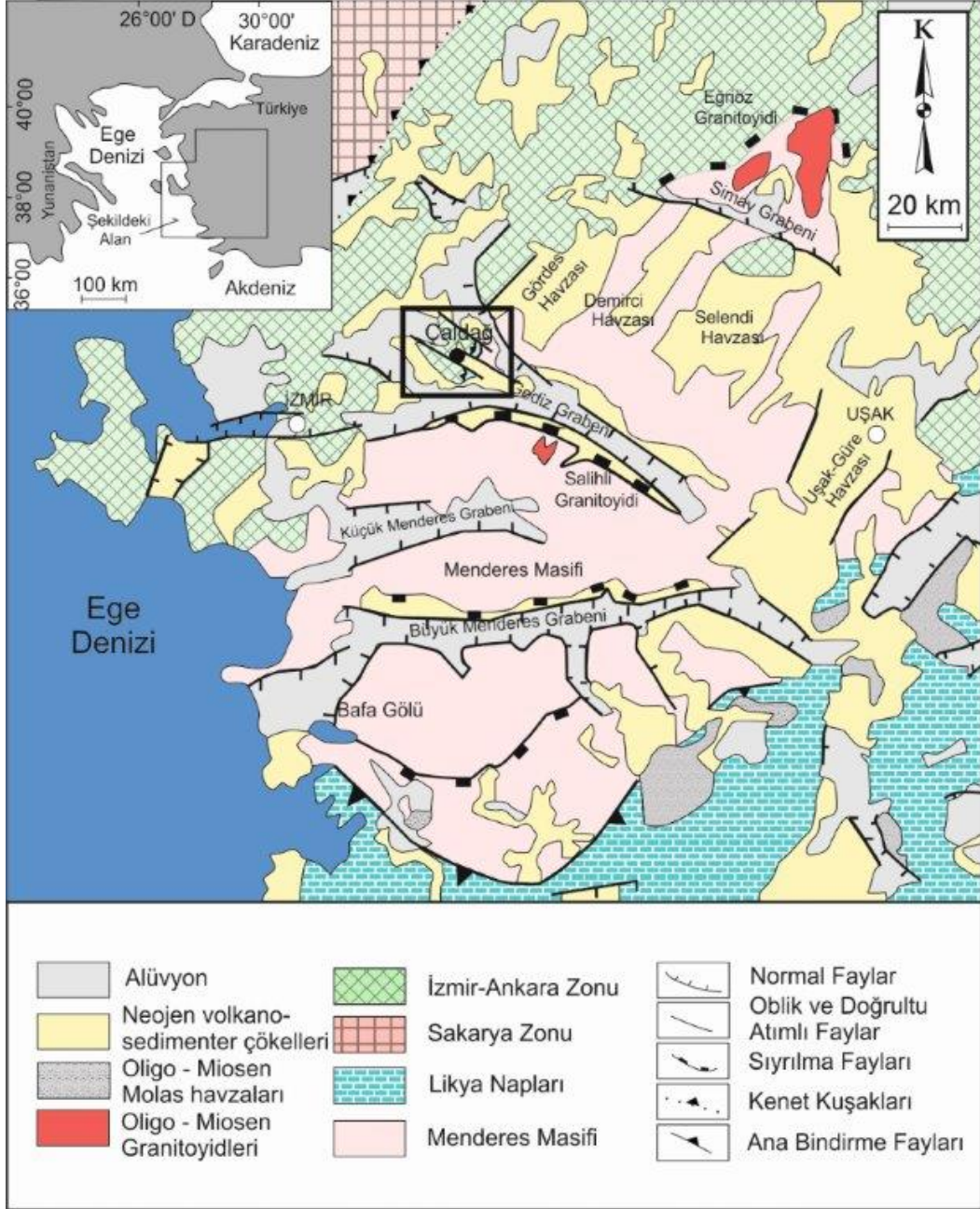
Çaldağ bölgesinde Ni-Co madenine yönelik çalışmalar çoğunlukla yatağın jeolojisi (Yıldız,

1977; Helvacı ve Şahin, 1981; Şahin, 1982; Yıldız, 1982; Yıldız, 1994) ve mineralojisi (Cöcen, 1980; Çağatay, vd., 1981; Yıldız,1982,Yıldız, 1994) üzerinde yoğunlaşmaktadır.

Bu çalışmanın amacı Çaldağ Ni-Co lateritik yatağının jeolojik yapısı, mineralojisi, jeokimyası ve oluşum evrelerini saptamaktır.

**ÇALDAĞ BÖLGESİNİN JEOLJİSİ**

Çaldağ bölgesinde alttan üste doğru Menderes Masifinin örtü serisine ait Paleozoyik yaşlı metamorfikler ve bu metamorfik seriyi bindirmeli olarak üstleyen Bornova Karmaşığına ait birimler gözlenir. Bu birimler uyumsuz olarak Neojen yaşlı karasal gölsel çökeller tarafından örtülür. Çaldağın kuzey ve güneyindeki çöküntülerde



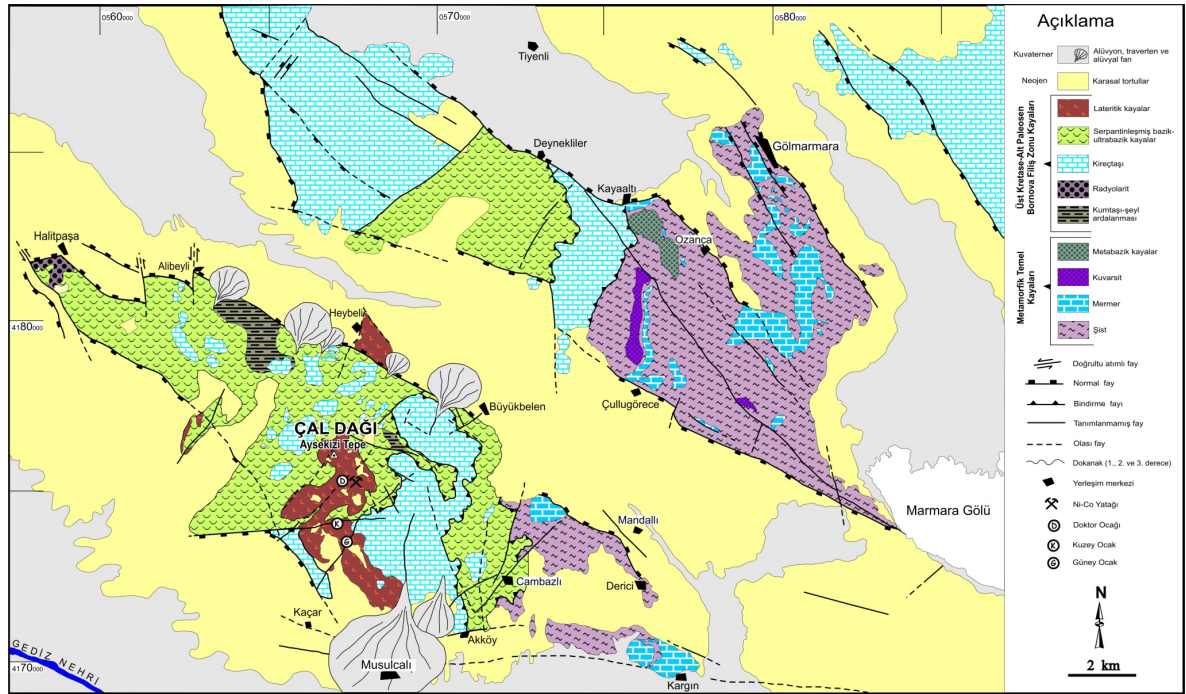
Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.  
Figure 1. Location map of the study area.

alüvyonal birimler, bölgedeki en genç çökelleri oluşturur (Şekil 2 ve 3).

### Metamorfik Temel Kayaları

Çalışma alanının temelini Menderes Masifine ait örtü serisinin düşük dereceli metamorfik kayaları oluşturmaktadır. Çalışma alanının doğusunda

Gölmarmara, Ozanca, Çullugörece, Cambazlı ve Kargın köyleri civarında gözlenmektedir. Baskın olarak mikaşist, kuvars mika şist, kuvarsit, kalkşist-fillit ve mermerlerden oluşmaktadır. Mikaşistler içinde içinde yersel olarak bantlı-merceksi ve yapraklanmaya paralel kuvarsit damarları gözlenir.

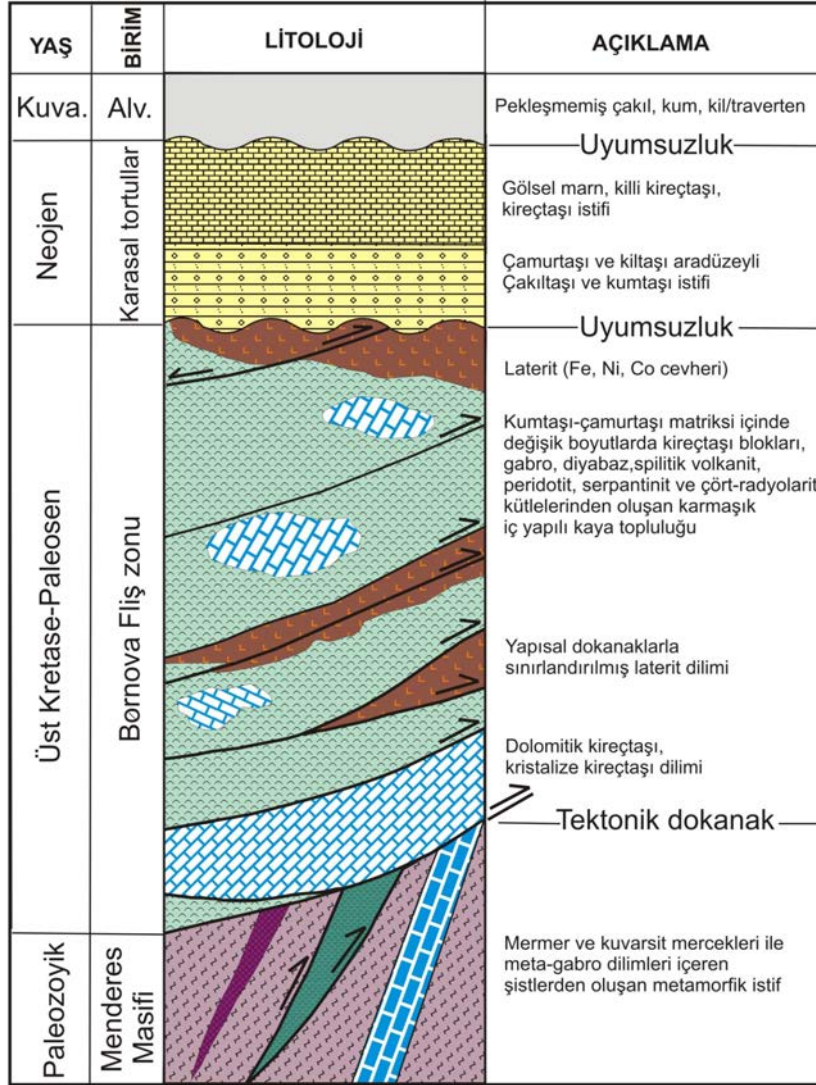


Şekil 2. Çalışma alanının bölgesel ölçekli jeoloji haritası (kısmen Karamanderesi, 1972'den yararlanılmıştır).  
Figure 2. Regional geological map of the study area (partly modified from Karamanderesi, 1972).

Kalkışitler sarımsı, yeşilimsi gri ve açık mavi renkli olup ayrılmış kısımları koyu yeşil-kahverengi renkte ve bantlı mermerlerle araldanmalar sunmaktadır. Yapraklanma gösteren kalkışitler içinde yaygın ikincil kalsit damarları gelişmiştir. Kalkışit ve mikaşitlerle araldanan mermerler açık gri, beyazımsı, kırmızımsı ve koyu gri renklidir. Mermerler iri ve ince kristalli ender olarak masif, bol eklemlili, yer yer bantlı ve çözünme boşlukludur. Kayaaltı Köyü güneyinde, Menderes Masifi metamorfiklerinde içinde amfibol şist (tremolit-aktinolit) ve bantlı-folyasyonlu metagabro türü bazik-ultrabazik kökenli metamorfik kayalar gözlenir. Bu kayalardaki amfibol minerallerinde yapılan  $Ar^{39}/Ar^{40}$  yaş ölçümlerinde 37,44 Ma, 41,07 Ma, 58,33 Ma, 60,55 Ma ve 90,77 Ma toplam gaz yaşları ve 35,63 Ma, 41,07 Ma, 43,30 Ma, 43,80 Ma, 47,62 Ma izokron yaşları elde edilmiştir. Ayrıca iki örnekte 35,89 Ma ve 36,12 Ma plato yaşları ölçülmüştür. Amfibol şist içindeki çatlak yüzeylerinde karlsbat ikizlenmesi gösteren iri K-feldispat kristalleri; gabroyik kökenli metamorfik kayalarda kümülat dokuları ve metaltramafik kayalarda ise bantlı kromit saçınımları gözlenir.

### Bornova Fliş Zonu Kayaları (İzmir-Ankara Zonu)

KD-uzanımlı İzmir-Ankara Zonu (Brinkmann, 1966) içinde yayılım sunan birim, önceki çalışmalarda "İzmir Flişi" (Öngür 1972; Eşder 1988), "Kretase flişi" (Brinkmann, 1966; Brinkmann ve İzdar, 1971), "Bornova flişi" (Konuk, 1977), "Kretase-Paleojen flişi" (Başarı ve Konuk, 1981), "Bornova Karmaşığı" (Erdoğan, 1990) "Bornova Fliş Zonu" (Okay ve Siyako, 1993) ve Ovacık Grubu (Kaya vd. 2004) olarak tanımlanmıştır. Bornova Fliş Zonu kayaları basın olarak türbiditik kumtaşı-çamurtaşı araldanmasından oluşan matriks ile bu matriks içindeki değişik boyutlu kireçtaşı, gabro, peridotit ve serpantinleşmiş ultramafik kütleleri içeren ofiyolitik bir karmaşıktan oluşur. Birimin yaşı matriksten ve bloklarından elde edilen yaşlara göre Üst Maastrichtiyen-Paleosen veya daha genç (Konuk, 1977), Kretase Sonu-Paleosen (Yağmurlu, 1979), Eosen (Düzbastılar, 1980), Kampaniyen-Paleosen (Konak vd., 1980), Turoniyen-Paleosen (Akdeniz vd., 1986), Paleosen-Eosen,



Şekil 3. Çalışma alanının genelleştirilmiş kolon kesiti.  
Figure 3. Generalized stratigraphic section of the study area.

Kampaniyen-Daniyen (Erdoğan, 1990) yaşlarda olduğu öngörülmektedir. Bu sonuçlara göre birim için Geç Kretase-Paleosen yaşı kabul edilebilir.

Bu kaya topluluğu yapısal bir dokanak ile Menderes Masifi'ne ait metamorfik kayalar üzerinde oturur ve Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı gösel tortullar tarafından açısız uyumsuzlukla örtülür (Kaya vd., 2004).

Bornova Fliş Zonu kayalarının matrisini kumtaşı-şeyl ve çamurtaşı araldanması oluşturur. Yanal ve düşey olarak radyolaritli fasiyeslere geçiş gösterir. Ofiyolitik karmaşık içinde en alt seviyeyi oluşturan kırıntılı çökeller kumtaşı-

şeyl-radyolarit-çört ve karbonat düzeylerinden oluşan değişken bir araldanma sunar. Matrisi içinde yer yer pelajik kireçtaşı ve spilitleşmiş denizaltı volkanitleri gözlenmektedir. Halitpaşa köyü güneyinde 1 km<sup>2</sup> lik alanda yayılım sunan kalın bir radyolarit fasiyesi gözlenmiştir. Radyolaritlerle geçişli kumtaşı-şeyl karmaşığı içinde ilksel yapılarını korumuş ve kırıntılı çökeller ile giriklik sunan bazaltik yastık lav yapıları gözlenmiştir.

Bornova Fliş Zonu içinde farklı boyutlarda kireçtaşı blokları mevcuttur. Çaldağı'nın doğu ve güneydoğu kesimlerinde dolomitik kireçtaşı blokları geniş yayılım sunar. Kireçtaşı blokları Çaldağ

ofiyolit serisi ile bindirmeli bir dokanakla sınırlanmaktadır. Dolomitleşme oranına göre mikritik kireçtaşı-dolomit arasında değişen bir litoloji sunarlar. Birim açık-koyu gri renkli olup çoğunlukla masif yapılıdır. Konak vd (1980) *Glomospirella* sp., *Endothyra* sp., *Inlilitina* sp. ve *Trachamnia* sp. fosil içeriklerine dayanarak bu birime Üst Triyas yaşını vermişlerdir. Kireçtaşları yer yer dolomitleşmiş ve kalsit dolguludur. Bu birim kumtaşı, şeyl ve radyolarit araldanması sunar. Kumtaşı-şeyl-radyolarit bantları içeren kireçtaşlarının pelajik ortamda çökeldiği düşünülmektedir.

Halitpaşa Köyü'nün güneyinde Bornova Filiş Zonu kumtaşı-şeyl karmaşığı içinde çapları genel olarak 20 cm ile 70 cm arasında değişen gabro ve meta ultramafik kaya blokları gözlenmiştir. Kumtaşı-şeyl karmaşığı içindeki ultramafik kaya blokları Kayaaltı Köyü güneyindeki metamorfik kayalar içinde gözlenen metaultramafik kayalarla benzerlik sunarlar. Ofiyolitik karmaşığın yaşının aydınlatılması için bu gabro kökenli kayalardan alınan amfibol minerallerinden yapılan  $Ar^{39}/Ar^{40}$  yaş ölçümlerinde 225,65 Ma toplam gaz yaşı, 214,23 Ma plato yaşı ve 220,00 Ma izokron yaşı elde edilmiştir.

**Peridotitler**, Çaldağının kuzeybatı ve kuzeydoğusunda geniş yüzlekler sunan Çaldağ ofiyolit serisi dünit, harburjit türü peridotitler ve serpantinleşmiş ultrabaziklerden oluşmaktadır. Ultramafik kayaları büyük oranda ayrışmaya uğramıştır. Harzburjit ile dünit arasında değişim gösteren peridotit bileşimli ultramafik kayaların taze yüzey renkleri zeytin yeşili, ayrışmış kısımları ise sarımsı yeşil renkten tuğla kırmızısına kadar değişen renkler sunarlar. Taze yüzeylerinde olivin kristalleri çıplak gözle ayırt edilebilen peridotitlerde yaygın olarak kromit bantları gözlenmektedir. Bölgedeki tektonizmadan etkilenen peridotitlerde birçok yönde çatlak ve kırık sistemleri gelişmiştir. Bu kırık sistemleri boyunca manyezit, kalsit ve kuvars (kalsedon) damarları gelişmiş olup ağsı (boxwork) bir yapı sunarlar. Ağsı magnezit oluşumları 1-2 mm den 15-20 cm kadar değişen kalınlıklar gösterirler.

**Serpantinleşmiş ultrabazikler**, Ultrabazik kayaların ayrışmaları sonucu oluşmuş ve çalışma alanı içinde geniş yayılım sunarlar. Serpantinleşmiş ultrabazikler içinde yaygın olarak tektonik kayma yüzeyleri gözlenmektedir. Yeşil, sarı ve kahverenginin tonlarında renkler

sunan serpantinlerde, manyezit ve kalsit damarları ile karbonatlı ağsı (boxwork) damarcıklar ve kısmen ayrışmanın son ürünü olan talklaşma gözlenmektedir.

**Mafik denizaltı volkanitleri**, Bornova Filiş Zonu içindeki pelajik kireçtaşı merccekleri ve bordo renkli çamurtaşları arasında ilksel yapılarını korumuş spilitik denizaltı yastık lavları gözlenmiştir. Denizaltı volkanikleri (spilitleşmiş bazaltik yastık lavlar) ofiyolitik karmaşık içinde tektonik bir dilim olarak mercceksi bir yapı sunmaktadır. Oldukça değişik şekillerde gözlenen denizaltı volkanitleri, kırıntılı çökellerle aynı zamanda oluşmuştur.

### Neojen Birimleri

Kaya vd. (2004), Halitpaşa bölgesinde Neojen birimlerini Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Develi Formasyonu ve Erken-Geç Pliyosen yaşlı Halitpaşa ve Kızıldağ formasyonları şeklinde ayırtlamışlardır. Araştırmacılar Develi Formasyonunu alttan üste doğru sırasıyla çakıtaşı, felsik tuf, kumtaşı, kıltaşı, kireçtaşı, birimlerinden ve bu formasyonu uyumsuzlukla üstleyen Halitpaşa Formasyonu kömürlü çamurtaşı, kıltaşı ve kireçtaşı birimlerinden oluştuklarını belirtmişlerdir. Halitpaşa Formasyonu'nu uyumsuzlukla üstleyen Erken Pliyosen yaşlı Kızıldağ Formasyonu ise çakıtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı birimlerinden oluşmaktadır.

Bu çalışma kapsamında Neojen birimleri tek birim altında toplanmıştır. Çalışma alanı genelinde Neojen birimleri tabanda çakıtaşı-kumtaşı ile başlamakta ve üste doğru çamurtaşı, kıltaşı, kireçtaşı kumtaşı-çamurtaşı araldanması şeklinde devam etmekte ve en üst seviyelerde traverter/kireçtaşı ile son bulmaktadır.

Çaldağında alt seviyelerde çakıtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı araldanmalı ince bir kırıntılı seriyle başlayan Neojen kayaları üst doğru marn ve alglı kireçtaşlarına geçiş gösterir. Sarımsı-gri-turuncu kahve renkli olan çakıtaşları temelden türeme bileşenler içerir. Kumtaşları sarımsı renkli olup baskın olarak kuvars tanelerinden ve az oranda metamorfik kaya kırıntıları içermektedir. Orta-iyi boylanmalı ve iyi dereceli kumtaşları tane destekli olup yersel olarak çapraz tabakalanma gösterir. Kirli beyaz, açık koyu sarı ve bej renkli çamurtaşları alt düzeylerinde ince tabakalanma, yersel olarak laminalanma göstermek-



tedir. Çamurtaşlarını dereceli olarak üstleyen kireçtaşları alt seviyelerinde kalkerli kilitaşı-marn türü karbonat kayaları üste doğru ise gri-bej ve kahverengi saz türü bitki fosillerince zengin traverten benzeri kireçtaşlarına geçiş göstermektedir. Birimin sedimentolojik özellikleri karasal-gölsel bir ortamı simgelemektedir.

**Alüvyon**, Gediz nehrinin biriktirdiği akarsu çökelleri ve Çaldağ yamaçlarından çöküntü havzalarına doğru büyüyen yelpaze örtüleri metamorfik temel kayaları, Bornova filiş zonu kayaları ve Neojen yaşlı kayalara ait çeşitli kaya türlerinden oluşan oldukça kalın bir istif sunmaktadır. Musulcalı bölgesinde Urganlı kaplıcalarında genç fay zonları boyunca traverten oluşumları gözlenir. Traverten oluşumları eski ve güncel olmak üzere iki farklı evrede gelişmiştir. Musulcalı bölgesinde jeotermal sıcak sulara bağlı olarak güncel traverten oluşumları halen devam etmektedir. Aktif fay hatlarından çıkan sıcak sular fay hatlarına paralel olarak çeşitli traverten sırtları oluşturmuştur. Bölgede jeotermal sistem Pliyosen döneminden günümüze fay hatlarına bağlı olarak sıcak suların kademeli olarak kuzeyden güneye doğru ilerler (Karamanderesi, 1972). Musulcalı bölgesinin yaklaşık 1 km doğusunda yüzeyde aktif sıcak su çıkışının olmadığı alanda çapı yaklaşık 8 m olan paleo-gayzer koinisi ve baskın traverten oluşumları gözlenmiştir.

## YAPISAL JEOLJİ

Çaldağ bölgesinde bindirme fayları/ters faylar, normal faylar ve doğrultu atımlı faylar olmak üzere üç ana fay takımı gelişmiştir.

**Bindirme fayları/ters faylar**, çalışma alanındaki a) altere ofiyolit-lateritlerin arasında ve içinde, b) ofiyolitler ile Menderes Masifi'ne ait birimler arasında gözlenir. Lateritik düzeyleri ve ultramafik kayaların içinde gelişen bindirme fayları Çaldağ zirvesi ve çevresinde etkili olmuştur. Çaldağ'daki ultramafik kayaların çoğu tanınmayacak düzeyde ayrışmaya uğratılmıştır. Özellikle serpantinleşmenin yaygın olarak gözlemlendiği bu kayalar çok sayıda makaslama zonlarıyla kesilmiştir. Bu makaslama zonları lateritik düzeyler içinde yaygın olarak bulunur. Serpantinleşmiş tektonik dilimlerle lateritik düzeyler sıkça yapısal dokanaktır. Yersel olarak lateritik düzeyler serpantinleşmiş dilimlerin üzerinde ve altında gözlenir

(Şekil 4 ve 5). Bu dokanaklarda kuzeye ve güneye doğru tektonik taşınmayı belirten yapısal veriler saptanmıştır (Şekil 5). Büyükbelen Köyü'nün 1 km güneyinde serpantinleşmiş ultrabazik kayalar içindeki tektonik dilimlerde siyah-camsı psödotakilit oluşumları gözlenmiştir. Çaldağ bölgesindeki lateritik oluşumlar Neojen gölsel tortullar ve kireçtaşları tarafından uyumsuzlukla örtülür.

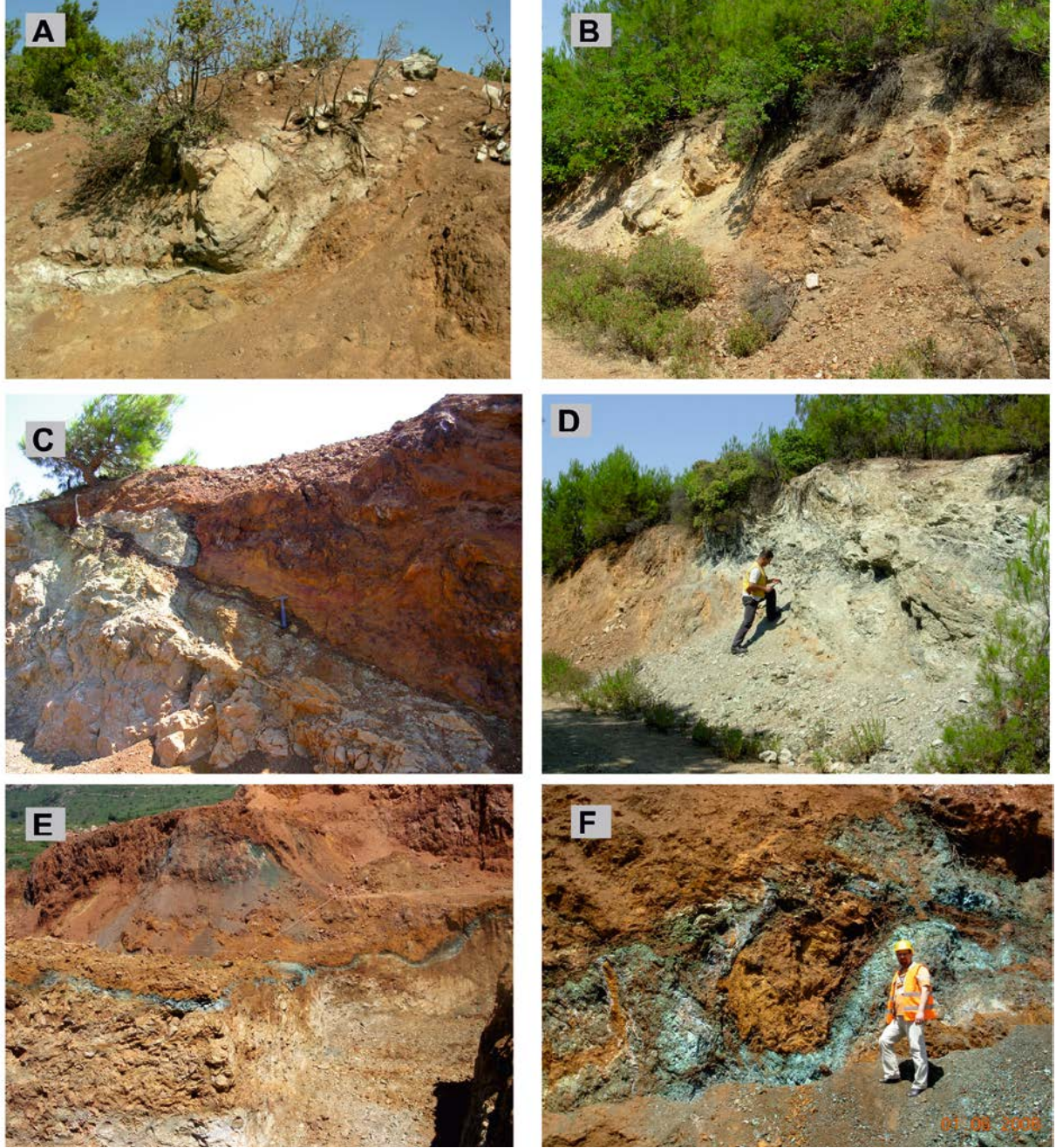
Deynekliler Köyü güneyi Bornova Filiş zonu içindeki ofiyolitik karmaşık, kristalize kireçtaşları üzerinde 25-50 derece arasında değişen güneybatıya eğimli fay düzlemi boyunca bindirmeli fayla oturmaktadır. Çaldağ bölgesinde ofiyolitik karmaşık kristalize dolomitik kireçtaşları üzerine bindirmeli dokanakla oturur.

Kayaaltı Köyü güneyinde Ofiyolitik karmaşık Menderes Metamorfikleri üzerinde gözlenir. Yaklaşık K-G doğrultusu boyunca izlenebilen bindirme zonu boyunca kireçtaşı bloklu ofiyolitik karmaşık mermer, kuvarsit ve meta-gabroik düzeyler içeren mikaşist topluluğu üzerinde oturur.

Bindirme fayı zonunda yapılan kinematik analizler fayın 125°-140° doğrultusuna sahip ve 25°-50° arasında güneybatıya eğimli olduğu saptanmıştır. Fay düzlemlerinde fay çiziklerinin yatım açıları (Rake açıları) 70°-80° G arasında değişmektedir. Kinematik veriler, bu fayın bindirme fayı niteliğinde geliştiğini göstermektedir. Bu fayları oluşturan en küçük gerilme eksenini  $\sigma_3$  değeri 233° yönünde ve düşeye yakın dalımlıdır (76°). Diğer ana gerilme eksenleri  $\sigma_1$  ve  $\sigma_2$ , sırasıyla, 014°/11° ve 106°/09° konumlarına sahiptir. Bu veriler, ofiyolitik karmaşığın Menderes Masifi üzerinde yaklaşık K-G doğrultulu sıkışma kuvvetleri etkisinde taşındığını göstermektedir.

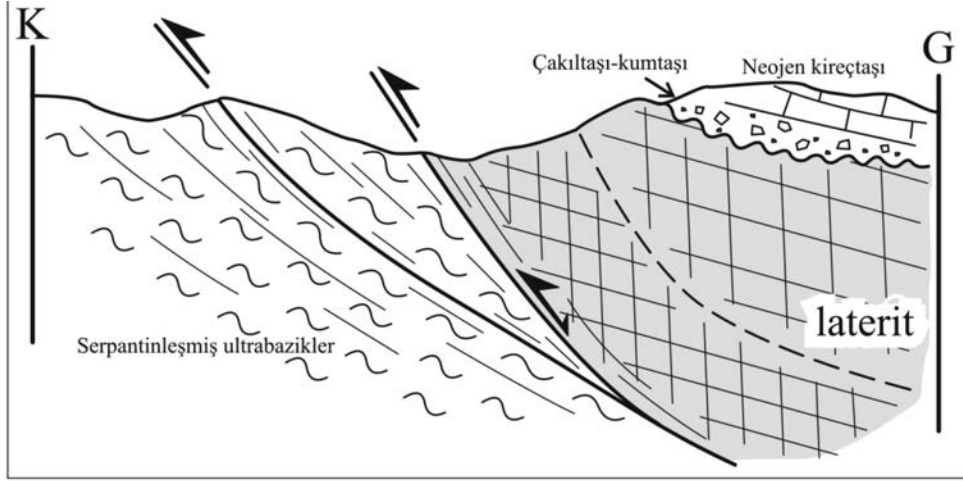
Cambazlı Köyü kuzeyinde yeşil, mor, gri renkli metaçamurtaşlarından oluşan matris içinde değişik boyutlu laminalı kireçtaşı ve intraformasyonel kireçtaşı düzey ve blokları ile serpantinleşmiş ultrabazik dilimler içeren olisostromal bir kaya topluluğu yüzeyler. Bu kaya topluluğu kuzeydoğuya eğimli yapısal düzlemlerle birbirinden ayrılan tektonik dilimlerden oluşur. Kayma düzlemlerine yakın yerde yapılan çalışmalarda kuzeye doğru tektonik taşınmayı gösteren yapılar saptanmıştır.

**Normal faylar** Çaldağ çevresinde KB-GD doğrultulu basamaklı yapıları oluşturacak şekilde gelişmiş ve Gölmmarmara kuzeyine kadar graben



Şekil 4. Serpantinleşmiş ultrabazik kayalar ile laterit oluşumları arasında gözlenen bindirmeli faylı dokanıklar. A, lateritik oluşum içinde küçük bir dilim olarak gözlenen serpantinleşmiş ultrabazikler; B ve C, serpantinleşmiş ultrabazik kayalar üzerine bindirmeli fayla oturan lateritik oluşum; D, lateritik oluşum üzerine bindirmeli fayla oturan serpantinleşmiş ultrabazik kayalar; E, lateritik oluşum içinde gözlenen yeşil killeşmiş ilksel ekay yüzeyi; F, ilksel lateritleşme sonrası bindirmeli faylanmayla parçalanmış bloklu ekay yüzeyi.

Figure 4. Thrust faulted contact between serpentinitized ultrabasic rocks and lateritic formations. A, Small serpentinitized ultrabasic slice within the lateritic formations; B and C, lateritic formations overlying top of the serpentanized ultrabasic rocks with thrust fault; D, Serpentinized ultrabasic rocks overlying top of the lateritic formations with thrust fault; E, Green clayey filled imbricated surface occurring in the lateritic formations; F, Deformed imbricated surface by the thrust faults after primary lateritic formations.



Şekil 5. Çaldağ Güney Ocak içinde serpantinleşmiş ultrabazik kayalar üzerine bindirmeli fayla oturan lateritik oluşum (şematik).

Figure 5. Lateritic formation overlying over the serpentinized ultrabasic rocks with thrust fault at the Çaldağ Güney Ocak (Open Pit Mine).

ve horst yapıları oluşturarak devam ederler. Çulugörece Köyü kuzeyinden geçen  $110^\circ$  doğrultulu ve  $45^\circ$  güneybatıya eğimli normal fayın yükselen bloğunda Menderes Masifine ait metamorfik kayalar yüzeyler. Bu kayalar  $63^\circ$  kuzeybatıya eğimli zımparalı mermer aradüzeyleri içeren şistlerden yapıldır. Fayın düşen bloğunda çakıltası-kumtaşı-kiltası-çamurtaşı aralanmasından oluşan Neojen yaşlı kırıntılı kayalar bulunur. Fay zonu boyunca 30 metre kalınlığa ulaşan karbonat çimentolu mermer, kuvarsit, manyetit ve korendon parçaları içeren fay breşi yer alır.

Çalışma alanının kuzeyindeki Lütfiye Köyü doğusunda KB doğrultulu ve güneybatıya eğimli bir fay zonu boyunca Mesozoyik kristalize kireçtaşları ile Neojen yaşlı birimler yan yana gelmiştir. Fay düzlemlerinin  $090^\circ$ - $125^\circ$  arasında değişen doğrultu değerlerine sahiptir. Bu fay düzlemleri  $36^\circ$ - $80^\circ$  güneybatıya ve kuzeydoğuya eğimlidir. Fay düzlemleri üzerinde ölçülen yatım açıları yaklaşık eğim atımlı bir normal fayın varlığını göstermektedir. Bu fayın Lütfiye Köyü doğusunda maksimum gerilme eksenini  $\sigma_1 = 085^\circ/72^\circ$  değerlerine sahiptir. Diğer ana gerilme eksenleri, sırasıyla,  $\sigma_2 = 296^\circ/16^\circ$  ve  $\sigma_3 = 203^\circ/09^\circ$  'dir. Bu verilere göre Çaldağ kuzeyindeki normal faylar KD-GB çekme kuvvetleri etkisinde oluşmuştur.

Lütfiye Fayı'nın kuzeydoğusunda Kayaaltı ve Değnekler köyleri arasında uzanan KB-GD doğrultulu fay da benzer özellikler taşımaktadır. İki köy arasındaki fay düzlemlerinde yapılan

ölçümlerde  $130^\circ$ - $160^\circ$  arasında değişen doğrultuya sahip bir fay yer alır. Fay zonu boyunca yapılan ölçümler, fayın  $45^\circ$ - $55^\circ$  arasında kuzeydoğuya doğru eğimli olduğu ve yaklaşık eğim atımlı normal fay karakterinde geliştiği saptanmıştır. Paleostres analiz sonuçlarına göre maksimum gerilme eksenini yaklaşık düşeydir ( $\sigma_1 = 170^\circ/78^\circ$ ). Diğer gerilme eksenleri ise yaklaşık yataydır ve sırasıyla,  $\sigma_2 = 337^\circ/12^\circ$ ,  $\sigma_3 = 068^\circ/03^\circ$  değerlerine sahiptir. Bu değerler KD-GB doğrultulu çekme kuvvetlerine işaret eder.

**Doğrultu atımlı faylar** yaklaşık KG ve KD-GB ve KB-GD doğrultulu faylardır ve çoğunluğu yırtılma fayları şeklindedir. Bu faylar Çaldağ kuzeyinde ve Gölarmara güneyinde gözlenir. Arazide 3 km'ye kadar izlenebilen bu faylar, normal fayları kesip öteleyecek şekilde gelişmiştir. Doğrultu atımlı faylar, ofiyolitik karmaşık ile Neojen yaşlı gölsel tortulların sınırlarında gözlenmelerine karşın, Neojen yaşlı kırıntılı tortulları kesenlerde mevcuttur.

Çaldağ yükseltisini kuzeyden sınırlayan fayların düşen bloğunda ofiyolitik ve lateritik kayalardan oluşan birimler Neojen yaşlı kırıntılı-gölsel tortullar üzerinde saptanmıştır. Düzensiz ve bazen yataya yakın düzlemler boyunca dokanak yapan bu birimler, bazı kesimlerde iç içe girecek şekilde karmaşık bir görünüm sunar. Bu dokanaklar sadece yol yarmalarında gözlenebilmektedir. Bunlar her ne kadar bindirme/ters fay niteliği taşısa da eski heyelanlara karşılık gelmesi olasıdır.

Yukarıdaki verilere göre laterit oluşumundan sonra gelişen ilk tektonik hareket kuzeye doğru tektonik taşınma yönü veren bindirme faylarının oluşma dönemidir. Bu dönemde sigma 1 yaklaşık yatay konumludur ve ofiyolitik karmaşık Menderes Masifi üzerine K-G doğrultulu kuvvetler etkisinde sıkışarak bindirmiştir. Bölgesel ölçekte Eosen dönemine karşılık gelen bu sıkışma fazında, ofiyolitik karmaşığın yükselme ve aşınması sonucunda, Akhisar bölgesinde yüzlek veren Eosen yaşlı Başlamış Formasyonu'na ilk malzemelerini vermeye başlamıştır (Akdeniz vd., 1986). Daha sonra yine yaklaşık K-G doğrultusunda fakat genişleme kuvvetleri etkisinde kalan bölgede, tüm Batı Anadolu'yu etkileyen ve detachment (sıyrıma) fayları ile ilişkili karasal havzalarla simgelenen genişleme tektoniği sırasında, bazı ters faylar yeniden aktif hale geçerek normal fay olarak çalışmıştır. Bazı noktalarda ofiyolitik karmaşığın Neojen yaşlı tortul kayalar üzerinde gözlenmesi, yeni bir sıkışma fazına işaret edebileceği gibi (Kaya vd. 2004), fosil heyelan yapılarına da karşılık gelebilir. Son safhada ise, bölge KD-GB doğrultulu çekme kuvvetlerin etkisinde kalarak parçalanmış ve normal faylar boyunca horst-graben yapıları oluşmuştur.

### CEVHERLEŞME ÖZELLİKLERİ

Çaldağ yatağının yapı-doku, alterasyon ve mineralojik özellikleri halen işletilmekte olan Doktor, Kuzey ve Güney ocaklarında yapılan gözlemlere göre tanımlanmıştır. Çaldağda işletilen ocakların konumları ve jeolojik özellikleri Şekil 6'da verilmiştir.

#### Doktor Ocağı

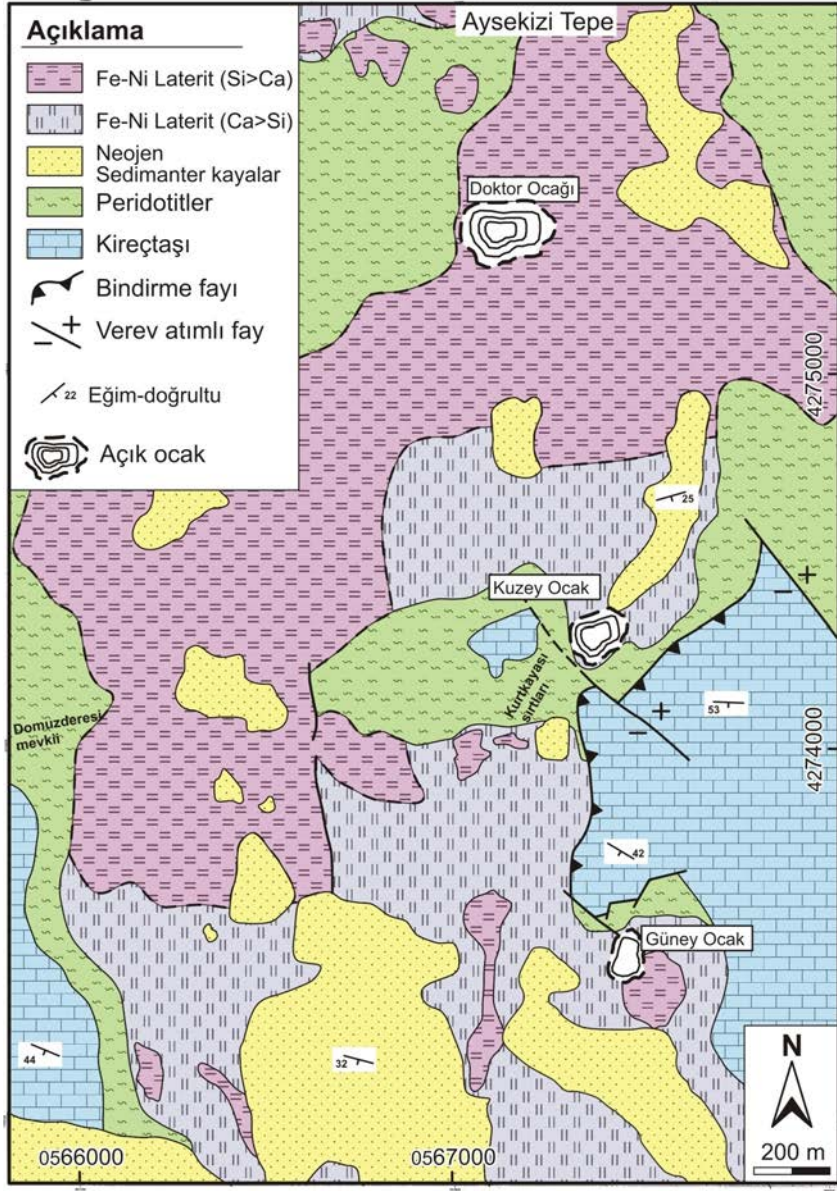
Coğrafik olarak kuzeyde ve topoğrafik olarak en üstte yer alan Doktor Ocağı, serpantinleşmiş ultrabazik kayalar üzerinde yaklaşık 20-25 m kalınlıkta lateritik bir istif sunmaktadır (Şekil 7A). Doktor ocağının güneybatısında Domuzderesi mevkiinde lateritleşmeden korunmuş ve kısmen serpantinleşmiş dünit-harzburgit türü peridotitler gözlenir. Serpantinleşmiş ultrabazikler ayrışma derecelerine göre iki farklı zona ayrılabilir. Altta bulunan zon kısmen ileri derecede ayrışmış olan serpantinleşmiş dünitler masif yapıda ve oldukça serttir. Diğer zon ise ayrışmış silisli ve/veya karbonatlı ağısı damar yapıları içeren

serpantinlerdir (Şekil 8 A ve B). Genellikle karbonat dolgulu ağısı yapılar içermektedir (Şekil 8 C ve D). Bu serpantinleşmiş zonun yüksek alterasyon geçirmiş kısımları nikel zenginleşmesi göstermesi bakımından oldukça önemlidir. **Lateritik Kil Oluşumları**, lateritleşmeye bağlı olarak yatağın farklı bölümlerinde yüksek ve düşük kristalinli çeşitli kil oluşumları saptanmıştır. XRD, SEM ve STEM çalışmaları ile Al-smektit (beidellit-tipi) ve lizardit ana kil mineralleri olarak tespit edilmiştir. Kaolinit, kerolit, klorit ve illit mineralleri eser olarak gözlenmiştir. Smektitler kayda değer Cr ve Al içermelerinden dolayı volkonskit veya Cr-içerikli beidellit olarak adlandırılabilir. Smektitler Ni içerikli (Mg, Fe) saponitler veya (Mg, Fe) içerikli pimelitler olarak ta sınıflandırılabilir. Lateritleşme sırasında veya sonrasında düşük asidik ortamın etkisi ile kısmen kaolenleşmişlerdir. Çaldağ Ni-Co yatağı içindeki Ni içerikli ana kil mineralleri lizardit  $(MgNi)_3SO_2O_5(OH)_4$ , ve falkondoit  $(Ni,Al)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$  tir (Şekil 9). Yatağın farklı bölümlerinde nikelli killer yaklaşık % 34 Ni içeriğine sahiptir (Şekil 9). Asbolan üzerinde yapılan SEM ve EDS çalışmaları bu oluşumların yatağın nikel (yaklaşık % 18 Ni) ve kobalt (yaklaşık % 3 Co) içeriğini önemli oranda zenginleştirdiğini göstermektedir (Şekil 10). Asbolan yataktaki kobalt içeriği açısından en önemli oluşumdur.

Serpantinleşmiş ultrabaziklerin üzerinde farklı oranlarda Ni içeren lateritik zonlar oluşmaktadır. Yatağın üst zonlarına doğru gidildikçe demirli ve silisli düzeyler artmaktadır. Yanal olarak opalleşme, kalsedonlaşma ve karbonatlaşma gösteren ultrabaziklere geçiş gözlenir.

Ocak tabanında serpantinleşmiş ultrabazik kaya dayanımlı, sert saprolit olarak adlandırılabilir. Lateritleşmenin gelişim mekanizmasını yansıtan bir gövdeden ayrılan dallar şeklinde başlıca demiroksitlerden oluşan damar sistemleri tarafından katedilmektedir. Demiroksitlerin egemen olduğu bölüm üstte doğru kalınlaşıp ve ana kaya ultrabaziğe doğru incelerek damar, damarcık ve ağısı kılcal demiroksit oluşumları şeklinde gözlenir (Şekil 7 A ve B).

Dayanımı yüksek sert saprolit olarak tanımlanan serpantinleşmiş ultrabaziklerin üzerinde kalınlığı en fazla 30-40 cm arasında değişen yataya yakın kil düzeyi yer almaktadır. Dalgalanmalar sunan yataya yakın dayanımlı saprolit ile demir laterit arasında kalan killi zon %0,8 ile 1,5

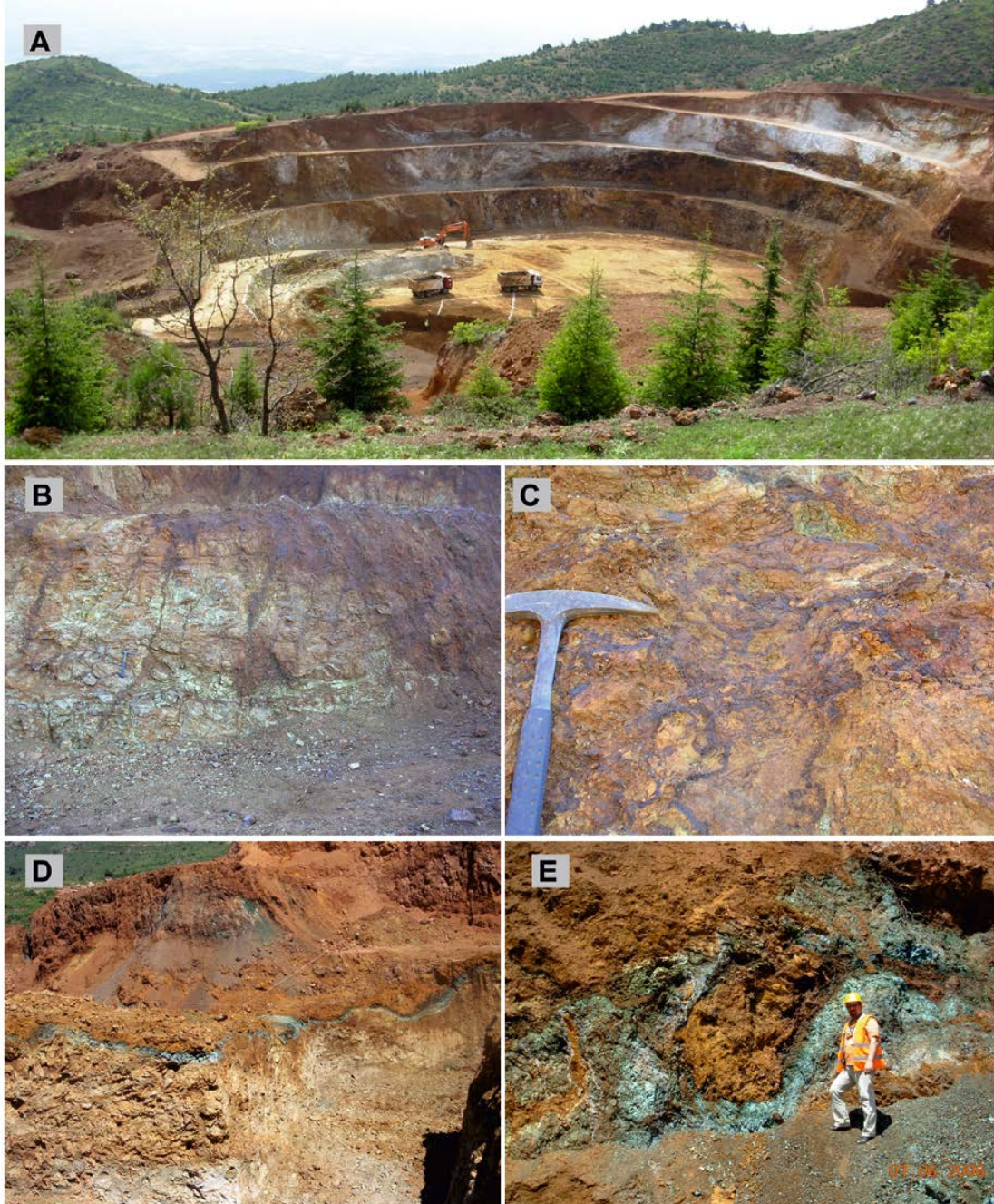


Şekil 6. Çaldağ Ni-Co yatağı ve yakın çevresinin jeoloji haritası.

Figure 6. Geological map of the Çaldağ Ni-Co deposit and adjacent areas.

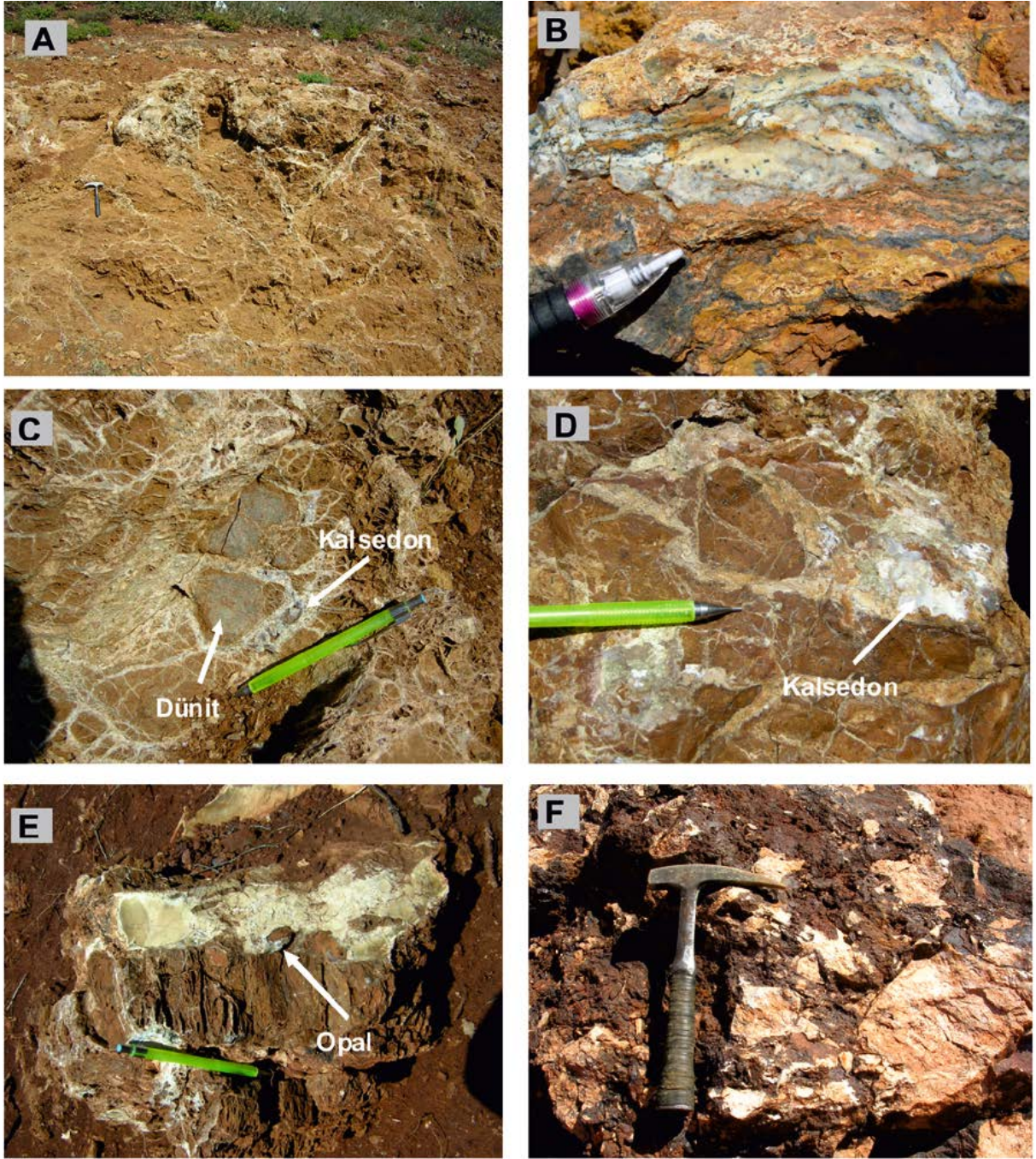
arasında nikel içermektedir. Kil düzeyinin demir oksitli laterite göre oldukça sınırlı olan kalınlığı lateritleşme sürecinde iklimin bol yağışlı ve nemli olduğuna işaret etmektedir. Lateritin üst bölümlerinde gözlenen otokton silisli-demirli laterit ile olasılıkla bindirmelerle taşınmış demir laterit arasındaki ekaylı yüzeyler boyunca gelişmiş olan kil düzeylerinin nikel içeriği sınırlıdır (Şekil 7 D). Bu killer lateritleşme öncesinin serpantin ve/veya ultrabazik kayalarına ait blokları çevreler şekilde gözlenmektedir (Şekil 7 E).

Lateritleşmenin yukarıdan başlayıp aşağıya doğru ilerlediğini gösteren yapılar tektonizmadan ve ikincil sedimenter taşınmadan korunabilmiş olduğu için ilksel serpantinleşmiş ultrabazik-laterit dokanağının en iyi gözlendiği ocaktır (Şekil 11 A). Serpantinleşmiş ultrabaziklerin üzerine Ni içerikleri farklı lateritik zonlar gelir ve yatağın üst zonlarına doğru gidildikçe demirli ve silisli düzeyler baskın bir şekilde artar. Yanal olarak opalleşmiş kalsedonlaşmış ve karbonatlaşmış ultrabaziklere geçiş gözlenir. Ocak



Şekil 7. A) Çaldağ Ni-Co yatağındaki Doktor Ocak'ının genel görünüşü. B) Demir oksitlerin egemen olduğu bölüm üste doğru kalınlaşıp masivleşmekte ana kaya ultrabaziğe doğru incelerek damar, damarcık ve ağısı kılcal demir oksit oluşumları şeklinde ilerlemektedir. C) Lateritleşmenin ilerlediği yan kayanın ilksel dokusunun kalıntı olarak izlenebildiği nikelce zengin lateritik zon. D) Otokton silisli-demirli laterit ile olasılıkla bindirmelerle taşınmış demir laterit arasında ekay yüzeyleri boyunca gelişmiş olan nikel içeriği sınırlı kil düzeyleri. E) Lateritleşme sonrası bindirmeli faylarla parçalanmış bloklu ekay yüzeyleri.

Figure 7. A) General view of Doctor Ocak ( Open Pit Mine) at the Çaldağ Ni-Co deposit. B) Dominant iron oxides becoming thickening and massive forms upto section and thinning and veining towards to ultrabasic source rocks. C) Primary ghoust texture of the host rock where lateritic formation proceeding with Ni-rich lateritic zone. D) Imbricated slice facies between authohton siliseous-iron laterite and iron laterite transported by thrust faults where clay horizons with limited Ni content occurring. E) Imbricated surfaces deformed with thrust faults after lateritization.



Şekil 8. Çaldağ Ni-Co yatağında, serpantinleşmiş dünitler içinde gözlenen opal ve kalsedon oluşumları. A, lateritleşmiş ultrabazik (dünit?) içinde ağsı silis damarcıkları ve opal ve kalsedon oluşumları. B, kalsedonlaşmış ultrabazik içinde kalıntı kromit kristalleri. C ve D, parçalanmış dünitler içinde gelişmiş kalsedon oluşumları. E, lateritleşmiş ultrabazik içinde sarımsı opal oluşumları. F, kromit içeren kalsedonlaşmış breşik ultrabazik, götüt mineralleri tarafından çimentolanmıştır.

Figure 8. Opal and chalcedony formations in serpentinized dunites in the Çaldağ Ni-Co deposit. A, Stocworks siliceous veins and opal and chalcedony formations in the lateritized ultrabasics (dunites?). B, Relict chromite crystals in chalcedonized ultrabasics. C and D, chalcedony formations in deformed dunites. E, Yellowish opal formations in lateritized ultrabasics. F, goethite minerals cemented chromite-bearing chalcedonized and brecciated ultrabasics.

tabanında serpantinleşmiş ultrabazik kaya sert saprolit olarak gözlenir (Şekil 11 B).

Doktor Ocağı'nda götit en yaygın cevher mineralidir. (Şekil 11 C). Götitler, olivin ve piroksen gibi kayaç yapıcı minerallerin yanısıra pirit ve kromitleri de ornatmaktadır. Yaygın olarak koyu kahverengi-siyah renkli dayanımlı kolloform yapılar halinde ve sarımsı limonitik kütleler içinde yer alır (Şekil 11 D). Lateritleşme sürecinde serpantinleşmiş ultrabaziklerin çatlakları boyunca demiroksit oluşumları Doktor Ocağı'nda yaygın olarak gözlenir. Serpantinleşmiş ultrabazik kayaların içinde gelişen manyetitlerin martitleşmesi ve götite dönüşümü de izlenmektedir. Lateritleşme sürecinde götitin ana mineral olduğu damarcıklar boyunca daha önce kristalleşen manyetit ve sülfürlerin de taşındığı gözlenmektedir.

Lateritik cevher yanal yönde de değişimler göstermektedir. Opalleşmiş kalsedonlaşmış ve karbonatlaşmış ultrabazikler Doktor ocağı'nda yaygın olarak gözlenir ve saçılmış kalıntı kromit kristalleri içerirler (Şekil 11 E). Ağsı silis, kalsiyum ve magnezyum karbonat damarlarının demir lateriti katettiği bölümler gözlenir (Şekil 11 F). SEM-EDS çalışmaları ile serpantinleşmiş ultrabazikler içindeki ağsı-damarsı hematit ve götit oluşumlarında %1,47 Ni anomalisi tespit edilmiştir.

Doktor Ocağı laterit örneklerinde yapılan mineraloji çalışmaları ocakta yüksek değerlere ulaşan kobalt değerlerinin çatlak ve kovuklarda dolgu şeklinde ortaya çıkan asbolan oluşumları ile ilişkili olduğunu gösterir. SEM-EDS çalışmaları oluşumların yatağın nikel (yaklaşık % 18 Ni) ve kobalt (yaklaşık % 3 Co) içeriğini önemli oranda zenginleştirdiğini göstermektedir. Üst zonlara doğru demirli ve silisli düzeyler belirgin bir şekilde artmaktadır. Lateritin üst bölümlerinde demirli silisli bölümlerde nikel oranı yüksektir. Bu bölümler serpantinleşme evresinden türeyen yaygın dissemine manyetit oluşumları içermektedir.

Doktor Ocağı'nın tabanında yer alan saprolitleşmiş, serpantinleşmiş peridotitlerde en yaygın serpantin minerali XRD analizlerine göre lizardittir. Serpantinitin parlak kesitlerinde martitleşen küçük manyetit tane ve damarcıkları ile tane büyüklükleri 1,5 mm olan öz, yarı özşekilli uzama gösteren kataklastik dokulu kromit taneleri gözlenmiştir. Lateritleşmenin gelişim mekanizmasını yansıtabilecek bir şekilde bir gövdeden ayrılan dallar

şeklinde başlıca demir oksitlerden oluşan damar sistemleri tarafından katedilmektedir.

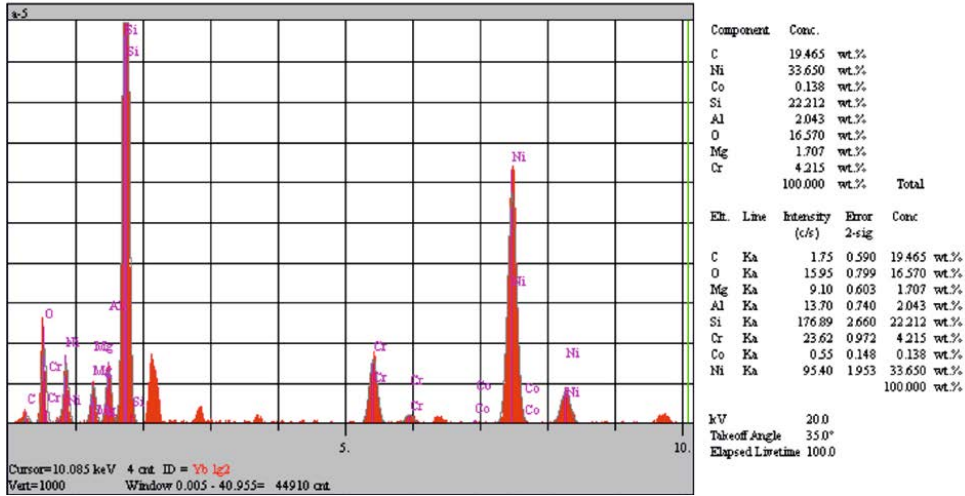
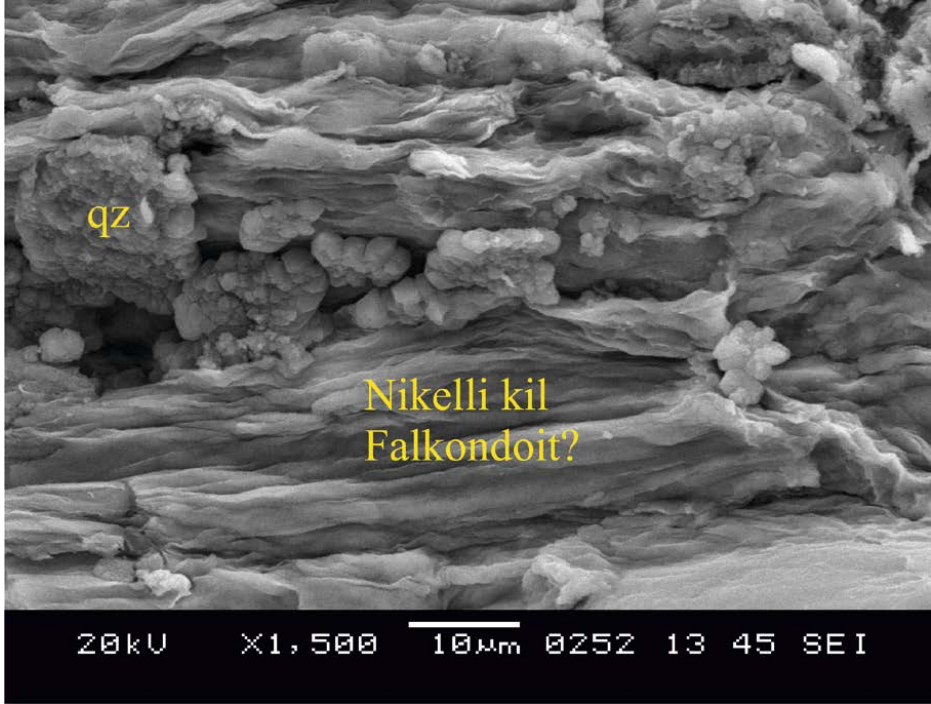
Dayanımı yüksek sert saprolit olarak da tanımlanan serpantinleşmiş ultrabaziklerin üzerinde iki farklı killi seviye mevcuttur. Bunlardan altta olanı devamlılığı sınırlı olan ancak % 1,4 civarı Ni içeren mavimsi renkli kil düzeyidir. Bu düzey başlıca nimit, klinoklor ve haloysitten oluşmaktadır. Bu kil düzeyinin üzerinde kalınlığı 30-40 cm arasında değişen yataya yakın bir kil düzeyi daha yer almaktadır. Yer yer dalgalanmalar sunan yataya yakın dayanımlı saprolit ile demir laterit arasında kalan killi zon % 0,8 Ni içermektedir. Lateritin üst bölümlerinde gözlenen otokton silisli-demirli laterit başlıca trevorite, teophrastit, götit ve hematitten oluşur. Bu zondaki nikel tenörü % 0,7 dir.

### Kuzey Ocak

Yoğun olarak işletilen Kuzey Ocak, faylarla dilimlenmiş ve serpantinleşmiş ultrabazikler üzerine faylı dokanakla oturmaktadır. Üst düzeylerinde yeniden taşınma nedeniyle karmaşık bir yapı sunmakta ve yatağın bu bölümü sülfür mineraleri, jips ve karbonatların egemen olduğu farklı zonlardan oluşmaktadır.

Serpantinleşmiş ultrabazik kayalar üzerine K 70B/ 15-25 GB yönlü ters fay ile oturan lateritik kayalar oldukça karmaşık bir iç yapı sunmaktadır. Tabanda ağsı serpantinleşmiş ultrabazik kayadan saprolitik zona geçiş belirgin olarak izlenir. Dayanımsız saprolit kalınlığı 15-30 cm arasında olan karmaşık bir kil zonu tarafından üstlenmektedir. Bu kil zonu sarımsı turuncu kahverengi limonitik kilden, nikel içeriği yüksek açık yeşilimsi kil ve ufalanmış kromit tanelerinin yoğunlaştığı bölümlerden yapıldır. Killi düzeyin üzerindeki lateritin tabanı götitten oluşan demir oksit zonundan meydana gelmektedir. Demiroksit zonu üzerinde tektonizmadan etkilenmiş, lateritik demir oksit zonu ile ardalanmalı ve geçişli farklı kaya parçalarının demirli, karbonatlı ve jipsli bir çimento ile bağlandığı bir zon yer almaktadır. SEM ve EDS çalışmaları, pekoraitin bu zonda jipslere eşlik ettiği gösterir. Piritlerin alterasyonu ile gelişen pekorait ( $\text{Ni}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ) ve brindleyit ( $\text{Ni,Mg,Fe}^{++})_2\text{Al}(\text{SiAl})\text{O}_5(\text{OH})_4$  türü Ni-silikat mineralleri ikincil jipsler içinde ve jips tarafından poikilitik olarak çimentolanmış olarak gözlenmektedir. SEM çalışmaları Ni-silikat minerallerinin





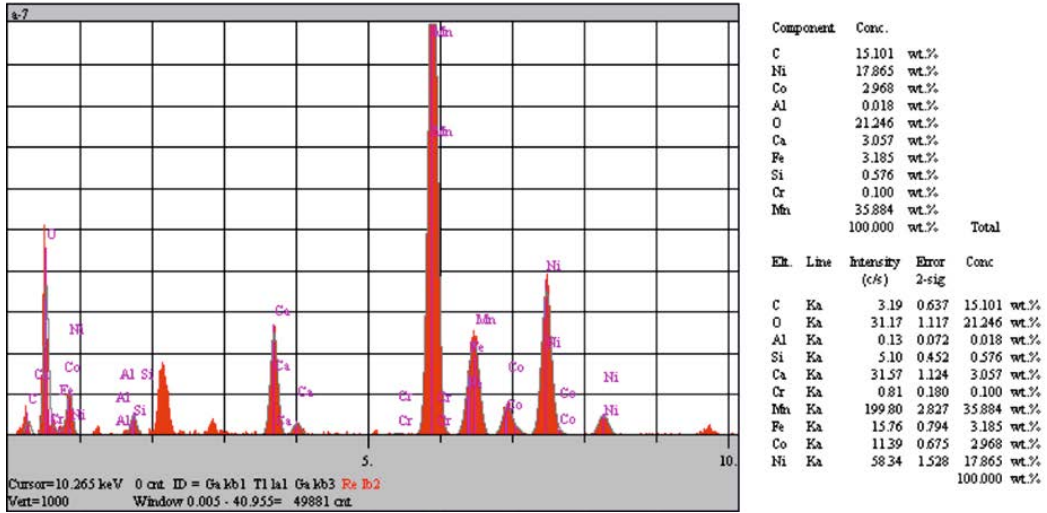
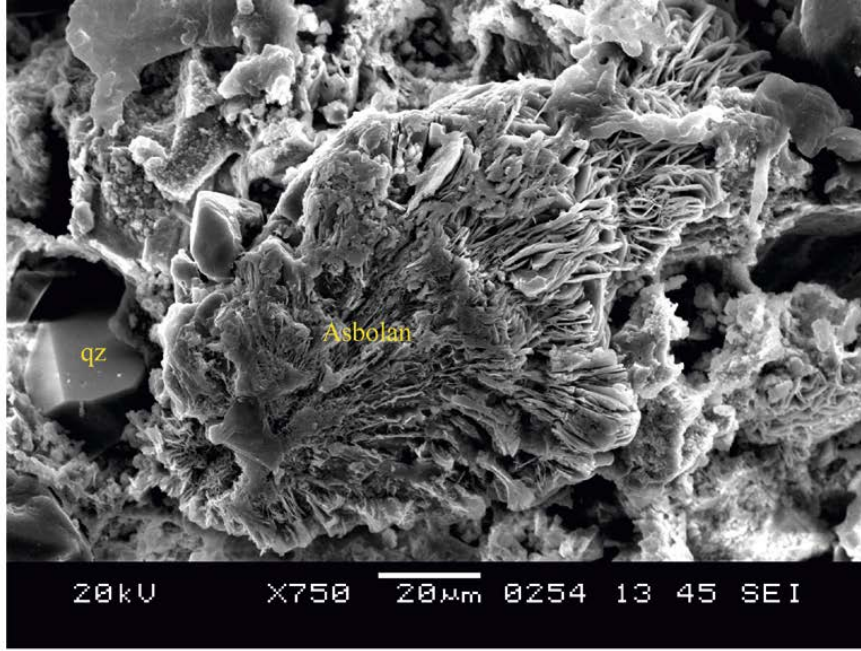
Şekil 9. Çaldağ Ni-Co yatağı Güney Ocağı içinde gözlenen nikelli kil (falkondoit?) oluşumları ve eşlik eden kuvarşın SEM görüntüsü ve EDS analizi.

Figure 9. SEM and EDS analysis of nickel-bearing clay (falkondoit?) and associated quartz in the Güney Ocağı of the Çaldağ Ni-Co deposit.

lateritik yatak içinde ikincil karbonatlaşma sonrası ve jips oluşumu öncesi bir aşamada kristallendiklerini gösterir. Bu veriler lateritik yatak içinde Ni dağılımının nerelerde olabileceği hakkında önemli ipuçları vermektedir. Lateritin üst düzeylerinin yeniden taşınması sonucu karmaşık bir yapı sunmaktadır. Kuzey Ocağıta laterit istifinin üst bölümü boyutları birkaç metreyi bulan karbonat ve jips ile birlikte demir lateritten

oluşan bloklardan meydana gelmektedir. Bloklar içinde silisçe zengin lateritik parçalar karbonat ve jips ile çimentolanmıştır.

Killi zonun üstünde yer alan demirli laterit başlıca götit, limonit, siderit az oranda götitten meydana gelmiştir. Götit koloidal bir çökelmenin tüm özelliklerini taşımaktadır. Götit kromit tanelerini çevrelemekte, kenar ve çatlaklardan itibaren



Şekil 10. Çaldağ Ni-Co yatağındaki Kuzey Ocak içinde gözlenen asbolan oluşumunun SEM görüntüsü ve EDS analizi.

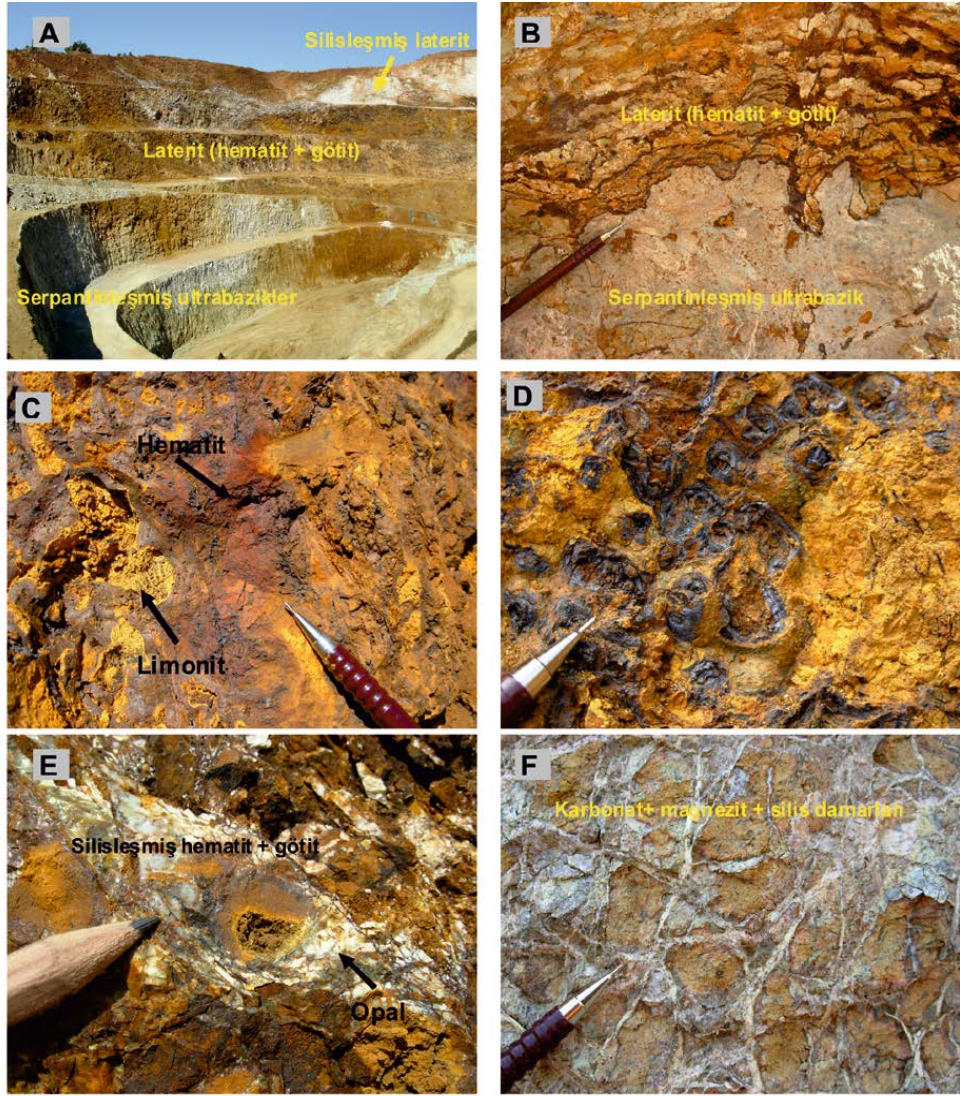
Figure 10. SEM and EDS analysis of asbolan formations in the Kuzey Ocak of the Çaldağ Ni-Co deposit.

ornatmaktadır. Kuzey Ocak'ta gözlenen yaygın ornatımlardan biri götillerin piritleri psödomorf olarak ornatmasıdır. Aksesuar mineraller lateritleşme sonrası Eh-pH koşullarına bağlı olarak gelişen götit, lepidokrozit, limonit ve hematit bir matriks içinde yer alırlar.

Lateritik yatağın ilksel kayacı olarak ultrabazikler içinde sülfid mineralleri olarak, milerit,

pentlandit, bravoit, hazlevodit ve nikelin(nikolit), gibi Ni sülfitlerin bir bölümünün varlığı saptanmıştır. Pirit ve markazit lateritler içinde kalkopirit ise mafik volkanik kayalar içinde yaygın olarak gözlenen sülfid mineralleridir.

Düşük sıcaklıkları temsil eden markazit Kuzey Ocak bölümünde en yaygın sülfür mineralidir. Pirit ve markazitlerde yapılan EDS analizleri



Şekil 11. A) Doktor Ocağı'nda laterite ait farklı zonların tabandan tavana doğru birbirleri ile olan ilişkisi. B) Ocak tabanında dayanımını korumakta olan saprolit. C) Hematit ve kuşatarak ornatılan limonit, D) Limonit içinde kolloform götüt oluşumları, E) Opalleşmiş kalsedonlaşmış ultrabazikler, F) Lateritleşme sürecinde gelişen ağsı silis, kalsiyum ve magnezyum karbonat damarları.

Figure 11. A) Relationships of different horizons of laterite from bottom to top in the Doctor Ocak (Open Pit Mine). B) Saprolite occurring at the bottom of open pit mine. C) Hematite and invading and replacing limonite. D) Colloform goethite formations within limonite, E) Opal and chalcedonized ultrabasics, F) Stockworks siliceous, calcium and magnesium carbonate veins forming during lateritization period.

bunların düşük Ni içeriğine sahip olduklarını göstermektedir (Şekil 12). Piritler Kuzey Ocakta yaygın olarak jipsler tarafından ornatılmıştır. Çe-kirdek bölümleri nikel ve kobaltça zengin öz ve yarı öz şekilli bravoitler Kuzey Ocağın karakteristik mineralidir. Piritlerin alterasyonu ile gelişen ikincil jipsler içindeki pekorait ( $Ni_3Si_2O_5(OH)_4$ ) ve

brindleyit ( $(Ni,Mg,Fe^{++})_2Al(SiAl)O_5(OH)_4$  türü Ni-silikat mineralleri jipsler tarafından poikilitik olarak çimentolanmış olarak bulunurlar (Şekil 13). Petrografik ve SEM çalışmaları bu Ni-silikat minerallerin lateritik yatak içinde ikincil karbonatlaşma sonrası ve jips oluşumu öncesi bir aşamada kristallendiklerini göstermektedir. Tabanda

ağsı (boxwork) yapılar sunan serpantinleşmiş ultrabazik kayadan dayanımsız saprolitik zona geçiş oldukça belirgin olarak izlenir. Dayanımsız saprolit kalınlığı 15-30 cm arasında olan karmaşık bir kil zonu tarafından üstlenmektedir. Kil zonu sarımsı turuncu kahverengi limonitik kil, nikel içeriği yüksek açık yeşilimsi kil ve yer yer de ufalanmış kromit tanelerinin yoğunlaştığı bölümlerden yapıldır. Bu zondan alınan örneklerde XRD çalışması ile tabandaki serpantinleşmiş ultrabazige ait lizardit ve lateritleşme sonucu oluşan kuvarsın yanı sıra pekorait mineralinin varlığı saptanmıştır (Şekil 14).

Örneklerde farklı evre piritleri gözlenmektedir. Erken evrede oluşanlar özşekilli olup milimetre ölçeğinde kristaller oluşturur. Yatağın her yerinde piritler götit tarafından ornatılmaktadır. Geç evre pirit oluşumları ise ince taneli yarı-özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde çatlak dolgusu ve breş parçalarını bağlayan silisli, jipsli ve karbonatlı yan kaya içinde gözlenmektedir. Kuzey Ocakta kromit çatlaklarını dolduran geç evre piritleri jipsler tarafından ornatılmıştır. Yatağın bazı bölümlerinde piritler lateritleşme sürecinde gelişen demirli silikatları çevreler. Bu oluşumlar piritlerin en azından bir bölümünün lateritleşme ile yaşıttır olduğu kanıtıdır.

Kalkopiritler ise genellikle bazaltik volkanikler içinde saçınmış özşekilsiz kristaller halinde gözlenmektedir. Markazit düşük pH değerlerine sahip zonlarda kristallenme eğilimindedir. Markazitin piritte dönüşümü sonucu meydana gelen hacimce daralma yeni gelişen piritin gözenekli bir yapı sunması ile karakteristiktir.

Genellikle yarı özşekilli veya özşekilli kristaller halinde bulunan pentlandit ( $(Fe, Ni)_9 S_8$ ), ultrabazik kayaların piroksen ve olivinleri içinde gözlenmektedir. İri taneli kristallerinde tipik özellik olarak (111) dilinimi sunmaktadır. Pentlandit mineralinin EDS analizleri yaklaşık %18 Ni içeriği ile Ni cevherlemesi için önemli mineral olduğunu göstermektedir.

Kuzey Ocaktaki lateritleşmiş zonlarda götitler içinde yaygın olarak kalıntı kromit taneleri gözlenmiştir. Bu veriler götitlerin kaynağının ultrabazikler olduğuna işaret etmektedir. Kuzey Ocak içinde tespit edilen asbolan  $(Co, Ni)_{1-y} (Mn^{+4} O_{2/2-x} (OH)_{2-2y+x} nH_2O)$  oluşumları daha çok Ni-sülfat ve Ni-silikatların oksidasyon

kuşaklarında gelişmiştir. Bu oksidasyon kuşaklarındaki asbolanlar diğer ocaktakilerden farklı zonlu kabuklar şeklinde yapılar sunmaktadır.

### Güney Ocak

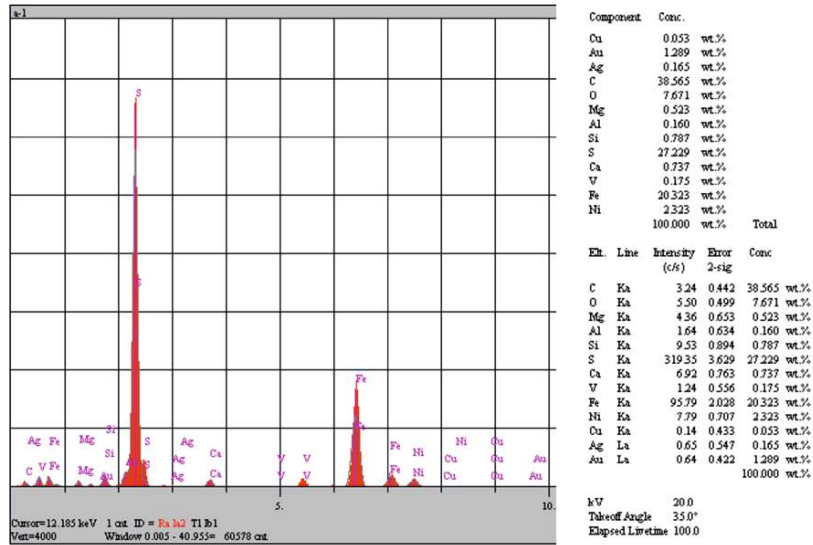
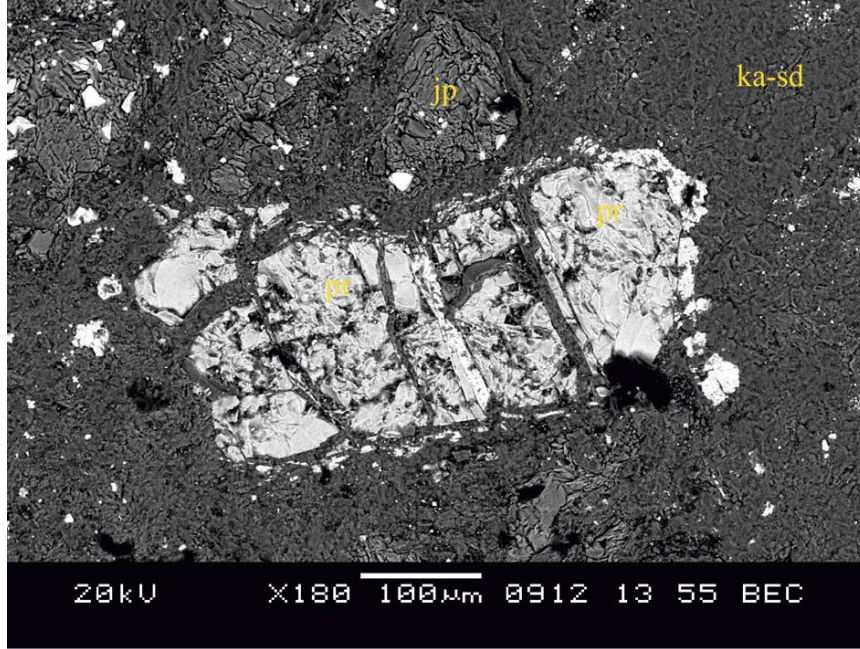
Tektoniğin etkisinin en fazla gözlendiği Güney Ocağı topoğrafik olarak yatağın tabanında kalmaktadır. Bindirmelerin etkisi ile farklı dilimlerin üst üste gelmesi sonucu lateritik istif kalınlaşmıştır. Yatağı kateden normal faylar önemli tektonik hatlar oluşturmaktadır (Şekil 15). Bu fayların bir bölümü daha sonra ters fay olarak çalışmıştır. Tabanda yer yer ağsı yapıların bulunduğu serpantin tektonik bir dokanakla ince kil düzeyleri içeren kalın bir lateritik istif tarafından üstlenmektedir. Tabana yakın düzeylerde lateritler koyu kahverengi-siyah renkte, egemen olarak götitten oluşan masif bir zon görünümündedir. Egemen demir minerali götit olup yer yer hematite dönüştüğü zonlar vardır.

Pirit ve markazit Kuzey Ocaktaki kadar yaygın değildir. Güney Ocakta piritlerin götitler tarafından ornatıldığı gözlenir. Lateritleşmenin şiddetli geliştiği bölümlerde duraylı olan kromitler bile götit tarafından ornatılır ve ancak hayalet sınırlarla ayırt edilebilir. Yer yer kromit kristalleri üzerinde büyümüş kolloform götitler gözlenmektedir.

Diğer ocaklardan daha yaygın olarak asbolan yatak içinde kobalt cevherleşmesinin ana mineralini oluşturur. Ni ve Co ca zengin olan bölümlerde kobalt asbolan ve Mn-oksitlerle, Ni ise daha çok Fe-oksitlerinin kristal kafesine girdiğini SEM analizleri göstermiştir. Asbolan konsantrik kabuklu kürecikler, böbreğimsi, ışınal kristaller ve çatlak dolgusu şeklinde gözlenmektedir.

Götitçe zengin lateritik zonu kateden çatlaklarda gelişen nikel mineralleri nikel tenörünü arttırmaktadır (Şekil 16). Çatlak dolgusu mineral bileşimi başlıca brindleyit  $(Ni, Mg, Fe^{++})_2 Al(SiAl) O_5(OH)_4$ , takovit  $(Ni_6 Al_2(OH)_{16}(CO_3, OH)_4(H_2O))$ , jips, kalsit olarak belirlenmiştir (Şekil 16). Yarma ve kesitlerde farklı mineralojik özellikler sunan kil düzeyleri ayırt edilmiştir. Yataya yakın killi düzeyler yeşil ve mavinin tonlarından siyaha değişen bir renk aralığında gözlenmektedir. Ni içerikli düzeyler hematitli, limonitli ve kromitli düzeylerle araldanma sunmaktadır.

Killi düzeylerin demir oksitli laterite göre oldukça sınırlı olan kalınlığı lateritleşme sürecinde

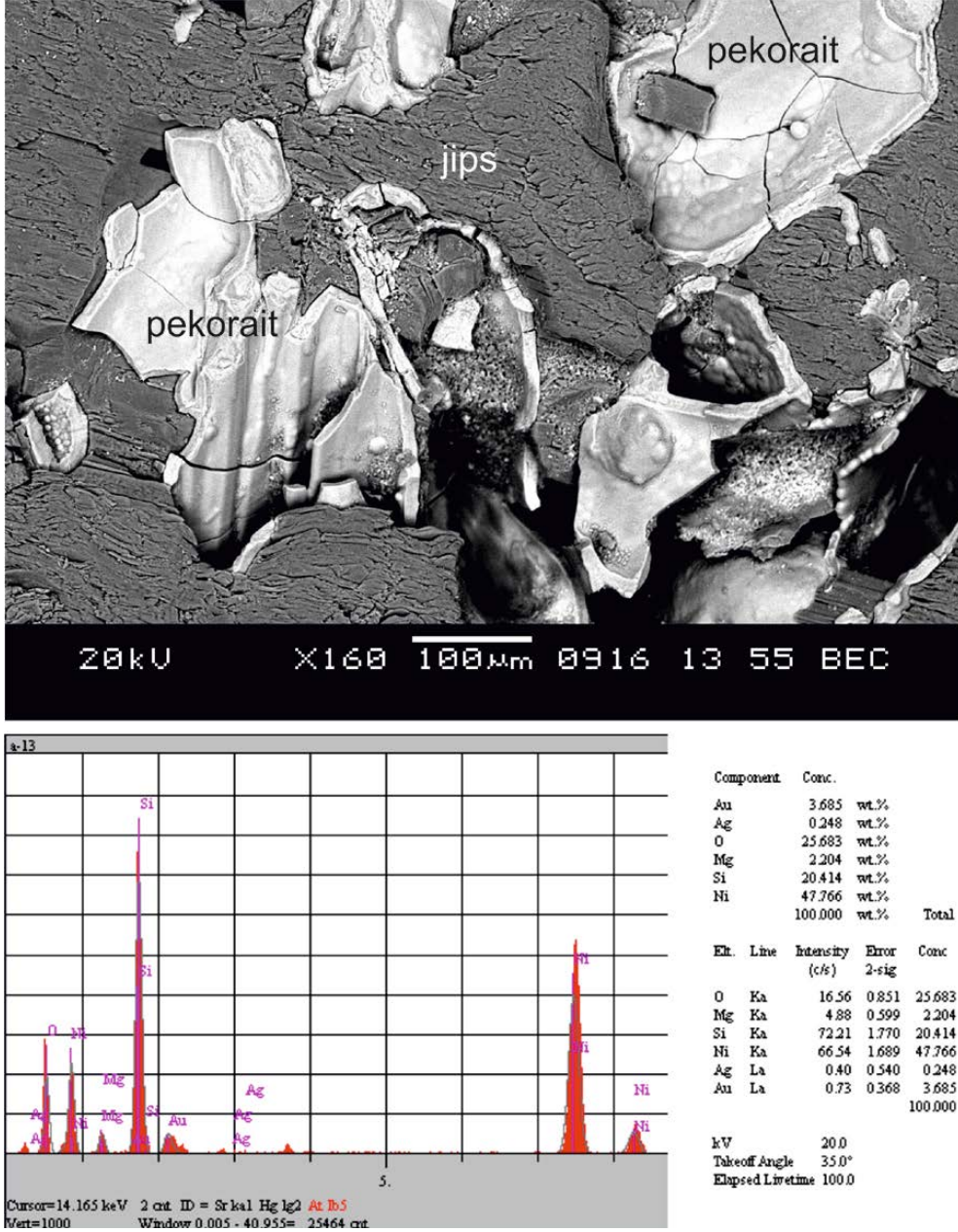


Şekil 12. Çaldağ Ni-Co yatağındaki Kuzey Ocak içinde karbonatlaşmış ultrabazik kaya içinde gözlenen pirit (pr) ve kalsit (ka), siderit (sd) ve jips (jp) minerallerinin SEM görüntüsü. EDS analizi pirit minerali içinde yapılmıştır. Pirit minerali % 2'nin üzerinde Ni içermektedir.

Figure 12. SEM views of pyrite(pr), calcite (ka), siderite(sd) and gypsum(jp) present in the carbonatized ultrabasic rocks in the Kuzey Ocak of the Çaldağ Ni-Co deposit. EDS analysis performed in the pyrite mineral. Pyrite mineral contents over %2 Ni.

iklimin bol yağışlı olduğunu işaret etmektedir. Güney ocağının kilce zengin lateritik kayalarda (Gb-12) % 10 Ni değeri tespit edilmiştir. SEM ve EDS analizleri kil minerallerinin % 37'ye varan nikel içerdiğini göstermiştir.

Kesitlerde demir oksit zonunu üst seviyelerde opal ve kalsedondan yapıli silisçe zengin seviyelerin üstlediği gözlenir. Kolloform yapılar sunan opal ve kalsedonlar ultrabazik kayadan kalıntı saçılmış kromit kristalleri içerir. Kalınlığı birkaç metre ile sınırlı silisli düzeyler tekrarlanma sunarlar.

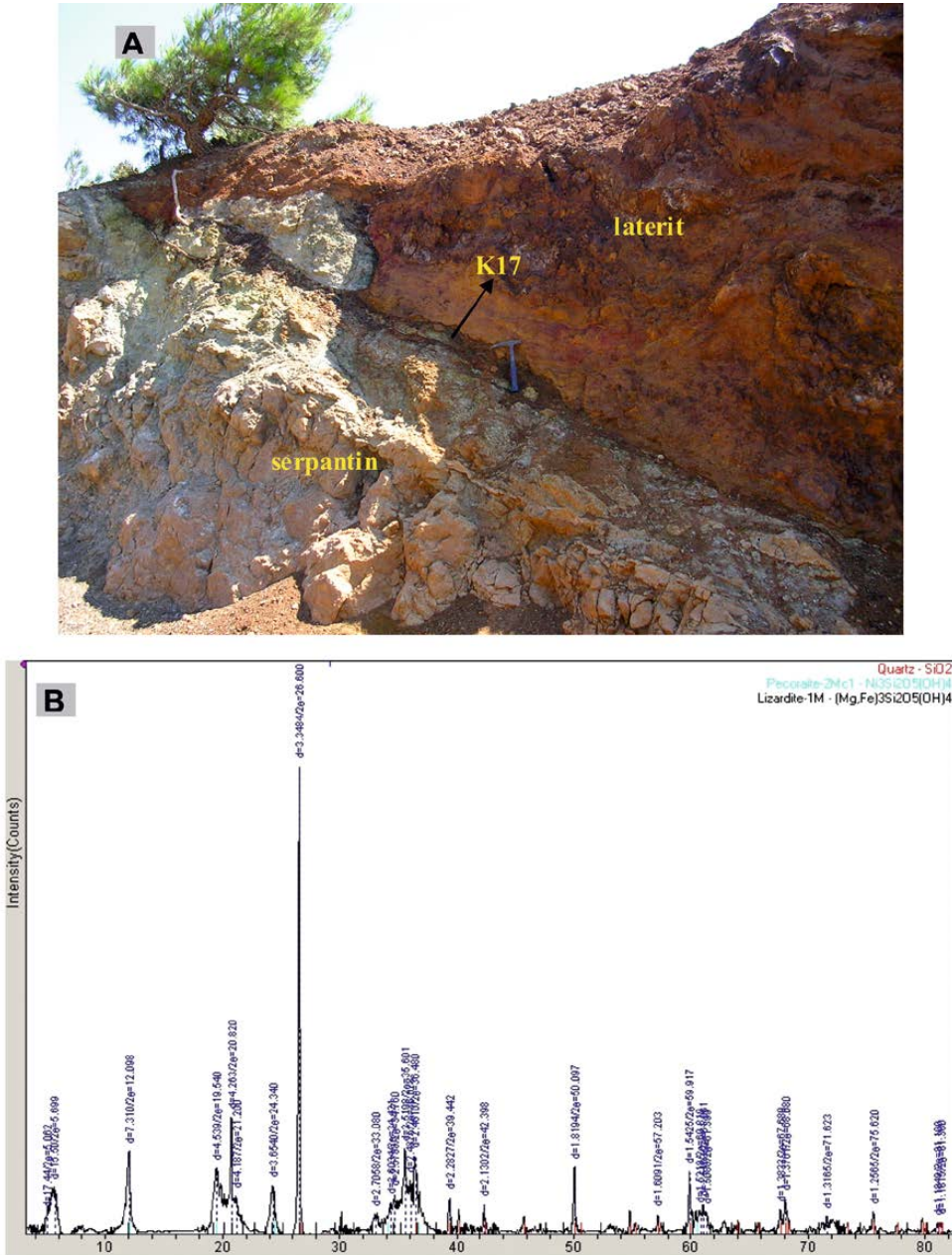


Şekil 13. Çaldağ Ni-Co yatağındaki Kuzey Ocak içinde, jipslerle birlikte gözlenen pekorait ( $\text{Ni}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ) mineralinin SEM görüntüsü ve EDS analizi.

Figure 13. SEM view and EDS analysis of pekorait ( $\text{Ni}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ) mineral occurring with gypsum in the Kuzey Open Pit Mine of the Çaldağ Ni-Co deposit.

Demiroksitlerin egemen olduğu zon üst seviyelere doğru karbonat ve jips düzeylerine geçişlidir. Kalsit minerali lateritleşmeye bağlı olarak ikincil olarak oluşmuş ve kuvars mineraline eşlik etmektedir. Kuvars-kalsit parajenez çifti lateritleşme esnasında pH'ın asidik ve bazik arasında değiştiğini göstermektedir.

SEM ve optik mikroskop çalışmaları, kuvarın kalsit oluşumunu takiben ve kısmen kalsiti ortatarak oluştuğunu gösterir. Kalsit minerali yüzey ayrışma kuşağında meteorik suların etkisi ile de gelişir. Lateritik düzeylerde farklı dönemlerde iki tip ikincil kalsit mineral oluşumu tespit edilmiştir. Karbonatın egemen olduğu zon Güney Ocakta



Şekil 14. Çaldağ Ni-Co yatağı Kuzey Ocağı'nda, serpantinleşmiş ultrabazik ile lateritin sınırını oluşturan fay zonunda gelişen pekorait (K-17) oluşumlarının arazi fotoğrafı (A) ve XRD analizi (B).

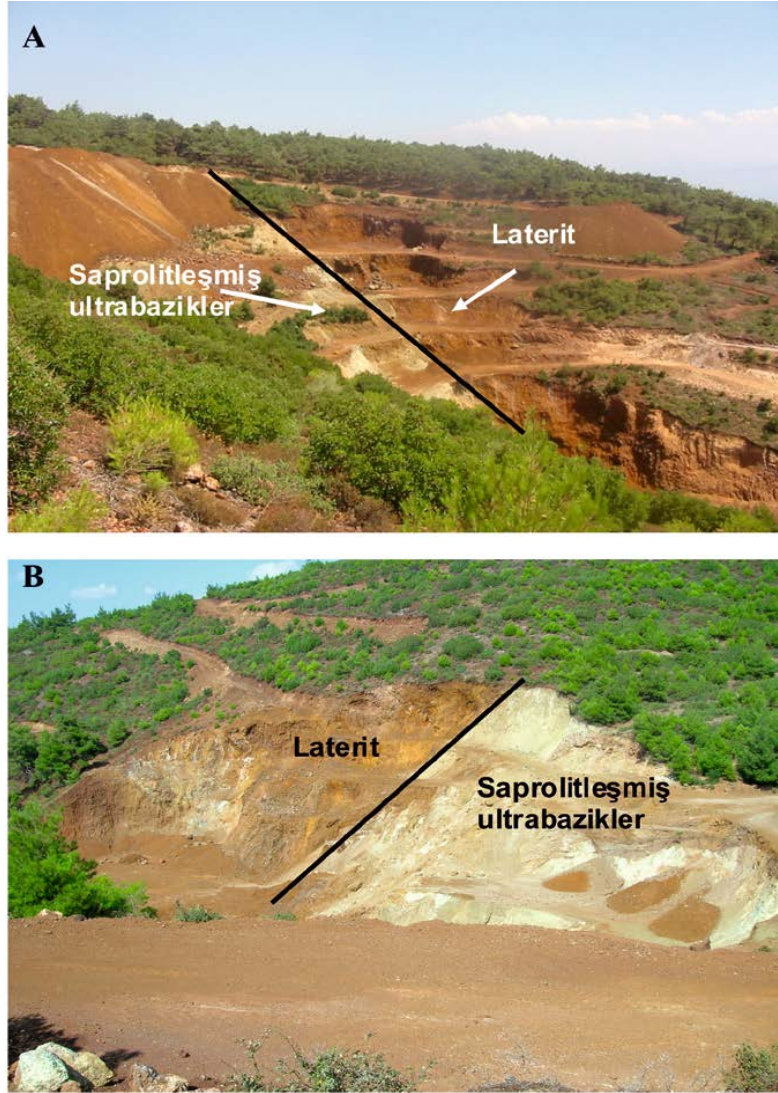
Figure 14. Field photo (A) and XRD analysis of pecoraite (K-17) formations occurring in the fault zone contact between laterite and serpentinized ultrabasics in the Kuzey Open Pit Mine of the Çaldağ Ni-Co deposit.

bindirmeler ile kalınlaşan istifin üzerinde çatlak dolguları şeklinde gözlenmektedir. Karbonatların kökeni olarak lateriti üstleyen Neojen ait kırınılı ve karbonatlı tortulların olduğu düşünülebilir.

Çaldağ Ni-Co yatağına ait mineral parajenez ve süksesyonu Şekil 17'de verilmiştir.

## JEOKİMYA

Çaldağ lateritik Ni-Co yatağında yapılan kimyasal analizler lateritin ilksel kayası olan saprolitleşmiş ve serpantinleşmiş peridotitler ile lateritin kendisi olmak üzere iki ana grup altında toplanmıştır.



Şekil 15. Çaldağ Ni-Co yatağındaki Güney Ocakta saprolitleşmiş ultrabazikler arasındaki normal faylı dokanaklar büyük ölçekte (A) ve daha küçük ölçekte (B) gözlemlenmektedir. Fotoğraflardaki bakış yönleri kuzeydoğu (A) ve kuzeydir (B).

Figure 15. Normal fault contacts occurring between saprolitized ultrabasics as great scale (A) and small scale (B) in the Güney Open Pit Mine of the Çaldağ Ni-Co deposit. Photos taken towards to northeast (A) and north (B).

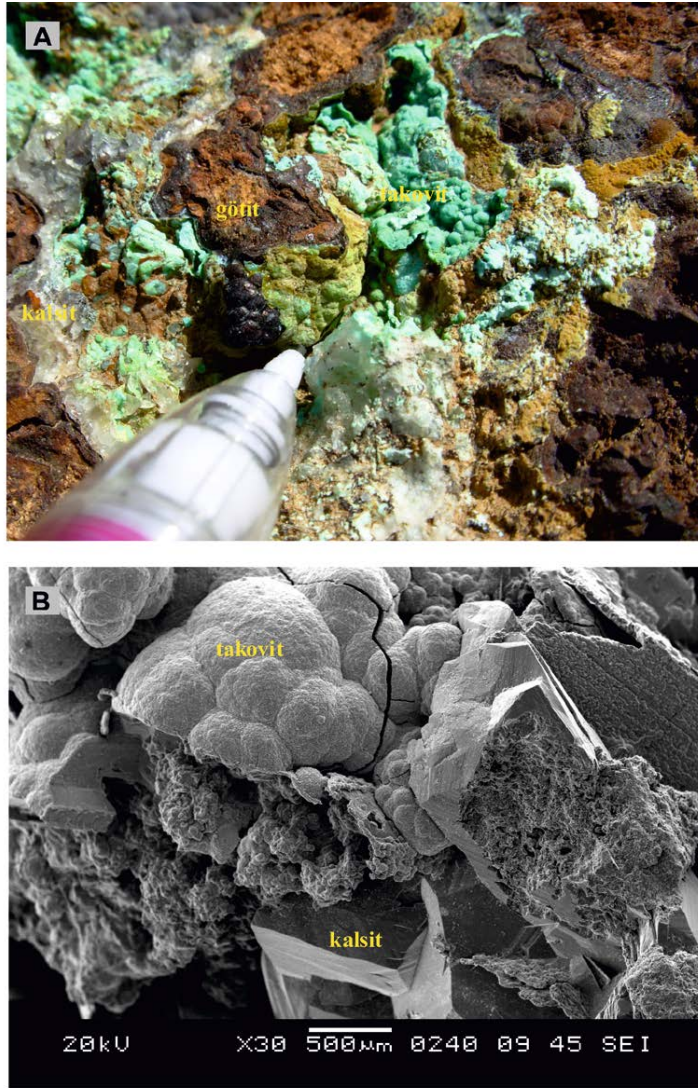
#### Çalışma alanındaki cevher yankayası ve laterit türlerinin jeokimyası

Lateritik zon içinde geçiş gösteren birlikte oluşmuş bölümler olduğu gibi tektoniğin etkisi ile farklı bölümlerin karıştığı zonlara da sıkça rastlanmaktadır. Karmaşık bir yapı sunan lateritin jeokimyasal analiz sonuçlarının kolay anlaşılması için jeokimyasal özelliklerine göre serpantinleşmiş peridotitler, karbonat ve jipsli

lateritler, silisli laterit, yüksek kil içerikli laterit, yüksek demir içerikli laterit ve demir-nikel laterit alt gruplarına ayrılmıştır (Tablo 1).

**Serpantinleşmiş peridotitler:** Farklı oranlarda serpantinleşmiş ve saprolite dönüşmüş peridotitik kayalardan oluşmaktadır. Saprolite dönüşüm sırasında Mg oranında azalma Ni ve Fe içeriğinde ise zenginleşme olmaktadır. Meteorik suların etkisi ile kayaç yapıcı mineraller (olivin ve/veya serpantin, ortopiroksen ve ender olarak





Şekil 16. Çaldağ Ni-Co yatağı Güney Ocağı'nda götitçe zengin lateritik zon içinde gelişmiş yüksek Ni içerikli Ni-karbonat (takovit;  $Ni_6Al_2(OH)_{16}(CO_3,OH)_4(H_2O)$ ) minerallerinin makro (A) ve SEM (B) görüntüleri. SEM görüntüsünde takovit mineralinin kalsiti kısmen ornattığı görülüyor.

Figure 16. Macro (A) and SEM (B) views of high Ni-bearing Ni-carbonate (takovite;  $Ni_6Al_2(OH)_{16}(CO_3,OH)_4(H_2O)$ ) minerals occurring in the goethite rich lateritic zone in the Güney Open Pit Mine of the Çaldağ Ni-Co deposit.

klinopiroksen) hidrolize olarak sulu çözümler içine karışarak bozunur. Olivin ve ileri evrelerde hidrolize olan ortopiroksen ve serpantin Mg ve Si açığa çıkarır ve götit tarafından ornatılırlar. Bozunmanın ilerlemesi ilksel dokunun yok olması, saprolitleşme süreci ve izleyen everde belirgin bir dokusu olmayan masif götitin egemen olması ile sonuçlanır. Mineralojik değişim Mg'un kaybı ve Fe'in kalıntı olarak yığışımı lateritin üst seviyelerine doğru Mg'ca tükenme ve

Fe'ce zenginleşmesi ile sonuçlanır. Lateritleşme sürecinde demirin zenginleşmesi ultrabazik kayanın silis ve alüminyum içeriğinde bir azalma ile sonuçlanır. Ultramafik kayaların lateritleşmesi sürecinde en yaygın son ürün oksitlerce baskın lateritlerdir.

**Karbonat ve jipsli lateritler:** Güney Ocakta egemen olarak karbonatlı, Kuzey Ocakta ise jipsli lateritler yaygın şekilde gözlenir. Yüksek

CaO ve MnO içeriği ile belirgindir. Kalsiyum yatak içinde karbonatlı-jipsli lateritlerde en yüksek değerlere ulaşmakta ve kalsiyumun kaynağı olasılıkla Neojen ait gölsel tortullardır. Jipslerin oluşumu için gerekli olan sülfürün kaynağında ise pirit ve bravoit gibi sülfür mineralleridir.

**Silisli laterit:** Çalışma alanında Ayşe Kız Tepe'den düşük kotlara doğru SiO<sub>2</sub> içeriğinin azaldığı görülmektedir. Silisleşme altere olmuş ultrabazikler üzerinde etkili olmuş ve ayrılmış ultrabaziklerde silisleşme ile kalsedon oluşumları gerçekleşmiştir. Silisli lateritler Aysekizi Tepe ve yakın çevresinde geniş alanlarda yüzlek verir. Alt kotlarda bulunan silisli lateritlerin bir bölümü yükselmeye bağlı olarak aşınan ve taşınarak yeniden biriken bölümlerdir. Matriks, götitin baskın olduğu bölümlerde dayanımlı ve az dayanımlı olan kesimlerde ise limonitik veya sideritik malzemeden meydana gelmiştir.

**Yüksek kil içerikli laterit:** Fay zonlarında oldukça yaygın olarak gözlenir. Lateritleşme zonunun farklı bölümlerinde düzensiz olarak dağılmış, çatlak dolgusu ve sınırlı cepler halinde izlenir. Asbolan yatak içinde genellikle kil mineralleri ile birlikte bulunur. Laterit içindeki kovuk ve çatlak dolgularında yaygın olarak asbolan oluşumlarına rastlanmaktadır.

**Yüksek demir içerikli laterit:** Yüksek oranda Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeren ve başlıca götit, limonit ve az oranda hematitten oluşan laterit yaygın olarak bulunur.

**Demir-nikel laterit:** Demir içeriği yüksek lateritlerden farkı daha fazla Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve yüksek oranda nikel içermesidir.

### Lateritleşme sürecinde Ana, İz ve Nadir Toprak Elementi (NTE) Jeokimyası

**Ana Elementler** Çaldağ bölgesine ait lateritik kayaçların MgO ve SiO<sub>2</sub> içeriği karşılaştırıldığında lateritin ana kayacı peridotitlerde bu iki ana oksit arasında doğru orantılı bir zenginleşme olduğunu gözlenir (Şekil 18A). Silisli lateritlerde SiO<sub>2</sub> içeriği oldukça yüksek olmasına karşın MgO neredeyse tamamen tüketilmiştir. Demir içeriği yüksek lateritler ve demir-nikel lateritler oldukça düşük SiO<sub>2</sub> ve MgO değerlerine sahiptir. Demirce zengin laterit oluşumu sürecinde kayac

silis ve magnezyumca tüketilmiştir. Kil içeriği yüksek lateritlerin MgO içerdiği ve smektit türü killer ile temsil edildiği gözlenir. Karbonatlı lateritler SiO<sub>2</sub> ve MgO açısından tüketilmiştir.

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO diagramı serpantinleşmiş peridotitlerde lateritleşmenin gelişimine paralel olarak demir içeriğinin yükselmesini ve magnezyum içeriğinin azaldığını açık bir şekilde göstermektedir (Şekil 18B). Lateritleşmenin ilk evrelerine ait ürünlerde demir ve magnezyumun birbirlerini ornatma mekanizması gerçekleşmiştir. Demir içeriği yüksek lateritlerde magnezyumun tamamen tüketildiği gözlenir.

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> diagramında silisli lateritler, demir içeriği yüksek lateritler ve demir-nikel lateritlerde Fe ve Si arasında negatif bir korelasyon gözlenmektedir (Şekil 18C). Son ürün olan lateritik kayalarda demir ve silis içeriği arasındaki negatif korelasyon lateritleşmenin son aşamasında demir ve silis elementleri arasında yer değiştirmenin gerçekleştiğini göstermektedir.

**Nikel ve Kobalt dağılımı** Çaldağ Ni-Co yatağının ekonomik durumunu belirleyen en önemli jeokimyasal parametre yataktaki kaya gruplarının Ni ve Co içerikleridir. Benzer jeokimyasal davranış gösteren Ni ve Co değerleri farklı kaya türlerinin tümünde pozitif bir korelasyon sunar ve jeokimyasal olarak ana elementlerden farklı davranırlar (Şekil 19). Ultramafik kayalarda Ni ve Co olivin ile olivinden türeyen serpantin içinde katı çözelti halinde bulunurlar. İlksel minerallerin ayrışması ile ortaya çıkan Ni ve Co, kristalleşmesini tamamlamamış yeni oluşan Fe hidroksitler içinde adsorbsiyon ve Fe<sup>3+</sup> in yerini alarak yığılırlar.

Lateritleşen peridotitlerde Ni içeriği MgO ve Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriğine bağlı olarak arttığı gözlenmektedir. Demirce zengin demir-nikel lateritlerde nikel içeriği MgO ile doğru Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ile ters orantılı olarak değişmektedir. Kil içeriği yüksek lateritlerde ise MgO içeriğinin artışına bağlı olarak Ni içeriğinde azalma izlenir. Karbonatlı-jipsli ve silisli lateritlerde Ni içeriği ile MgO ve Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleri arasında çok net bir ilişki gözlenmez (Şekil 20).

Lateritin farklı zonlarında kobalt içeriği MnO içeriği ile doğru orantılı olarak artış gösterir. Kil içeriği yüksek lateritlerde, demir içeriği yüksek ve demir-nikel lateritlerde bu eğilim oldukça belirgindir.

Mineral	Evre	Ortomagmatik	Alterasyon	Lateritleşme	
				Erken	Geç
Spinel					
Kromit					
Pentlandit					
Ni sülfürler					
Manyetit					
Ni-Lizardit					
Kalkopirit					
Bravoit					
Pirit					
Markazit					
Götit-limonit					
Hematit					
Asbolan					
Takovit					
Pekorait					
Brindleyit					
Falkondoit					
Nimit					
Haloyisit					
Smektit					
Kaolinit					
Jips					
Kalsit					
Kuvars					
Opal					
Kalsedon					

Şekil 17. Çaldağ Ni-Co yatağına ait parajenez ve süksesyon tablosu.

Figure 17. Tables showing successions and paragenesis of the Çaldağ Ni-Co deposit.

Peridotitlerde Ni ile MnO arasında zayıf bir pozitif korelasyon gözlenir. Demir içeriği yüksek ve demir-nikel lateritlerde bunların nikel içeriğinin MnO ile zayıf bir artış sunduğu söylenebilir. Kil içeriği yüksek lateritler ile silisli ve karbonatlı-jipsli lateritlerde ise belirgin bir ilişki gözlenmez.

Demirce zengin lateritlerde Ni, Sc, V, As ve Zn gibi iz element içerikleri kaynak kayaca göre daha belirgin bir zenginleşme göstermektedir. Cu birçok örnekte, Co ise kaynak kayaya göre örneklerin yarısında zenginleşme göstermektedir. Nikel örneklerin büyük bir bölümünde zenginleşir ve adsorbe edilmiş, amorf veya kristallenmiş götit kafesi içinde demirin yerini alacak

şekilde bulunur. Bu nedenle götit yatak içinde nikel içeren en yaygın mineraldir. Demir içeriği en yüksek olan (70-90 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) lateritik zonlardan derlenen örneklerde Fe ve Ni arasında pozitif bir korelasyon, buna karşın nikel ile arsenik arasında negatif bir korelasyon gözlenir. Aynı lateritlerde Zn ile As arasında negatif bir korelasyon gözlenmektedir. V ile Zn arasında silisli ve karbonatlı zengin lateritlerde pozitif bir korelasyon, buna karşın Fe ve Ni'ce zengin lateritlerde negatif bir korelasyon gözlenmektedir. Kil içeriği yüksek ve karbonatlı lateritlerde Sc ile Ni arasında pozitif bir korelasyon vardır. Masif götit içinde (Fe-Ni laterit) yer alan Ni ve Co

Tablo 1. Çaldağ Yatağı lateritinin farklı zonlarına ait ana oksit ve Ni-Co değerlerinin alt ve üst sınırları.

Table 1. Upper and lower values of major oxides and Ni-Co values for different lateritic horizons of the Çaldağ deposit.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	MnO	Ni(ppm)	Co(ppm)
Peridotit-saprolit	16-45	0,1-1	7-23	14-43	0-33	0-0,3	1482-11000	40-620
Bazik volkanikler	32-57	10-23	2-22	1-7	0-13	0-0,2	5-10000	34-528
Ni içeren kil	9-64	9-20	7-30	1-9	0-5	0-3	1000-105000	23-5200
Karbonat-jips içeren laterit	0-40	0-1	1-11	0-5	15-52	0-0,7	181-23000	9-1463
Silisli laterit	40-95	0-6	0-40	0,5-1	0-15	0-0,05	11-10000	60-2444
Fe-Ni laterit	20-56	1-10	30-69	0-2	0-2	0-1	3333-16298	136-1315
Fe laterit	2-15	0-2	70-85	0-1	0-2	0-2	5-15000	5-1410

elementleri serpantinleşmiş-saprolitleşmiş peridotitik kaynak kayaca göre daha çok zenginleşmişlerdir. Götitin hematite dönüşmesi hematitin kristal kafesinde Ni'in girememesi nedeni ile Fe oksit zonunda Ni kaybı olur. Çaldağ yatağında Fe oksit zonunda götitin hematite dönüşümü sınırlı olup Ni' in götit içinde yoğunlaşmasına neden olmaktadır. Nikel ve kobalt elementlerinin oranları kil içeriği yüksek lateritler, demir içeriği %30-55 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> arasında ve silis içeriği %20-55 SiO<sub>2</sub> arasında değişen lateritlerde artış göstermektedir. Ni içeriği yüksek killerden en yaygın olanı Ni' in tabaka aralarında Fe<sup>2+</sup> nin yerini aldığı nontronit ve falkondoitlerin bulunduğu yerlerdir.

Kil içeriği yüksek örneklerin çoğunda Ni zenginleşmeleri saptanmıştır. Kil içeriği yüksek örneklerin bir bölümü Co açısından zenginleşmeler, bir bölümünde ise azalmalar gözlenir. Kil içeriği yüksek kayalarda Sc ve V tüm örneklerde zenginleşme göstermektedir. Elementlerin ince tortullar içersinde zenginleşmesinin diğer bir nedeni ise bu elementlerin hidroksitler halinde kil ile birlikte çökmesidir. Birçok yatakta nikelin zenginleştiği bölümler kil grubu minerallerin bulunduğu yerlerdir. Bu zonlar lateritik Ni yataklarında işletme yapılan esas zonu oluştururlar. Killerde Ni özellikle oktahedral tabakalarda Fe<sup>3+</sup> ve Cr gibi ağır elementlerin yerini alarak zenginleşmektedir.

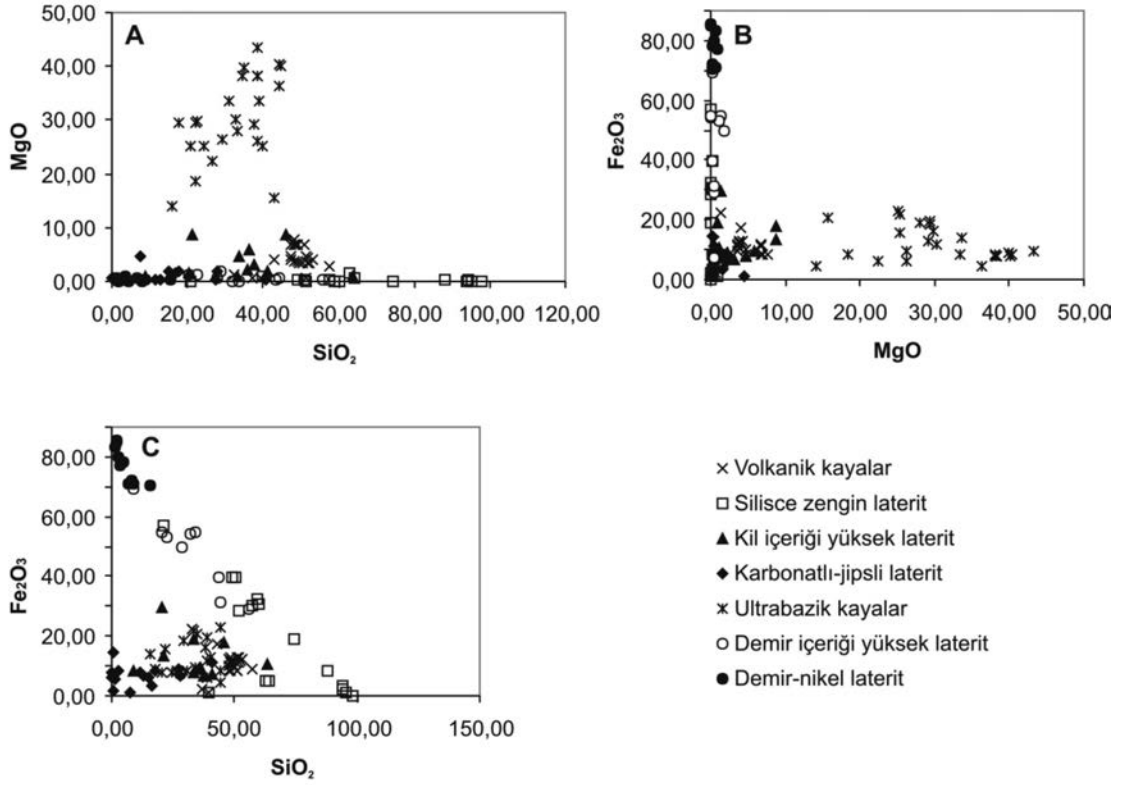
### Oksijen ve Hidrojen (Döteryum) İzotop Jeokimyası

Demir hidroksitlerin <sup>18</sup>O izotop oranlarının oksitlerle karşılaştırıldığında önemli ölçüde

zenginleştiği bazı çalışmalarda belirtilmiştir (Zheng, 1998). Sonuçlar Tablo 2 ve Şekil 21 ve 22'de verilmiştir. Götit ve kaolinit gibi düşük sıcaklık ayrışma ürünü mineraller türediği çevre kayaları ile izotopik denge içindedir.

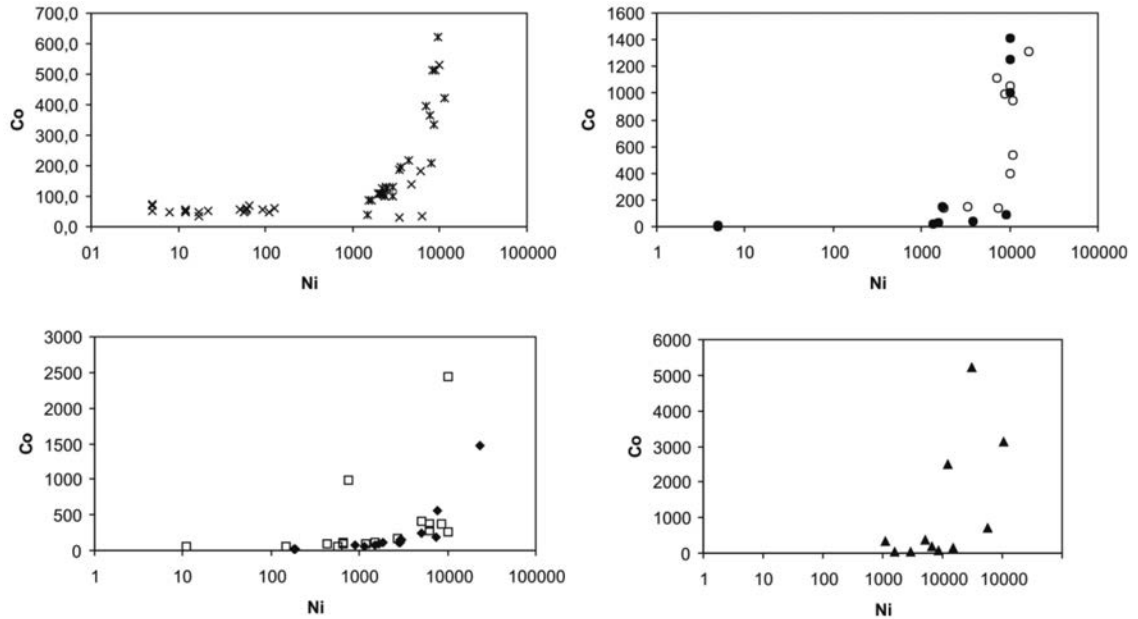
Hidroksit mineralleri <sup>18</sup>O açısından daha zengin olup sık rastlanan hidroksitlerin <sup>18</sup>O zenginleşmesi sırasıyla limonit>jibsit>götit>brusit>diaspor olarak saptanmıştır (Zheng, 1998). Götitlere ait <sup>18</sup>O değerleri -3 ila 5,8 arasında değişir. Hematitlere ait <sup>18</sup>O değerleri -3 ila -1,3 gibi dar bir aralıkta yer almaktadır. Kuvars minerallerinin <sup>18</sup>O değerleri 23,4 ila 26,4 arasında değişmektedir. Lateritleşmenin geliştiği dönemde ortalama sıcaklığın 25°C olduğu varsayımından hareket ederek, tüm mineraller için lateritleşmeyi gerçekleştiren sıvıya ait <sup>18</sup>O değerleri hesaplanmıştır. Doktor Ocağı örneklerinde hematit ve götit oluşumlarına neden olan suya benzer <sup>18</sup>O değerleri sunarlar. Bu götit ve hematitin izotopik olarak dengede bulunduğunu gösteren bir veri olarak kabul edilebilir (Şekil 21). Değişik ocaklardan alınan götit ve hematit örnekleri magmatik sıvı alanının uzağında yer alırlar. Kuvars örneklerinin <sup>18</sup>O değerleri, kuvarsların oluşumları sırasında reaksiyonda buldukları sıvıların meteorik kökenli sular olduğu söylenebilir.

<sup>18</sup>O ve D izotop değerlerini gösteren diyagramda Kuzey Ocağı'na ait götit örneklerinin yüksek D değerlerine sahip olduğu görülmektedir (Şekil 22). Killer düşük sıcaklıkta su-kaya ilişkisine bağlı ayrışma işlevleri sonucu oluşmuştur.



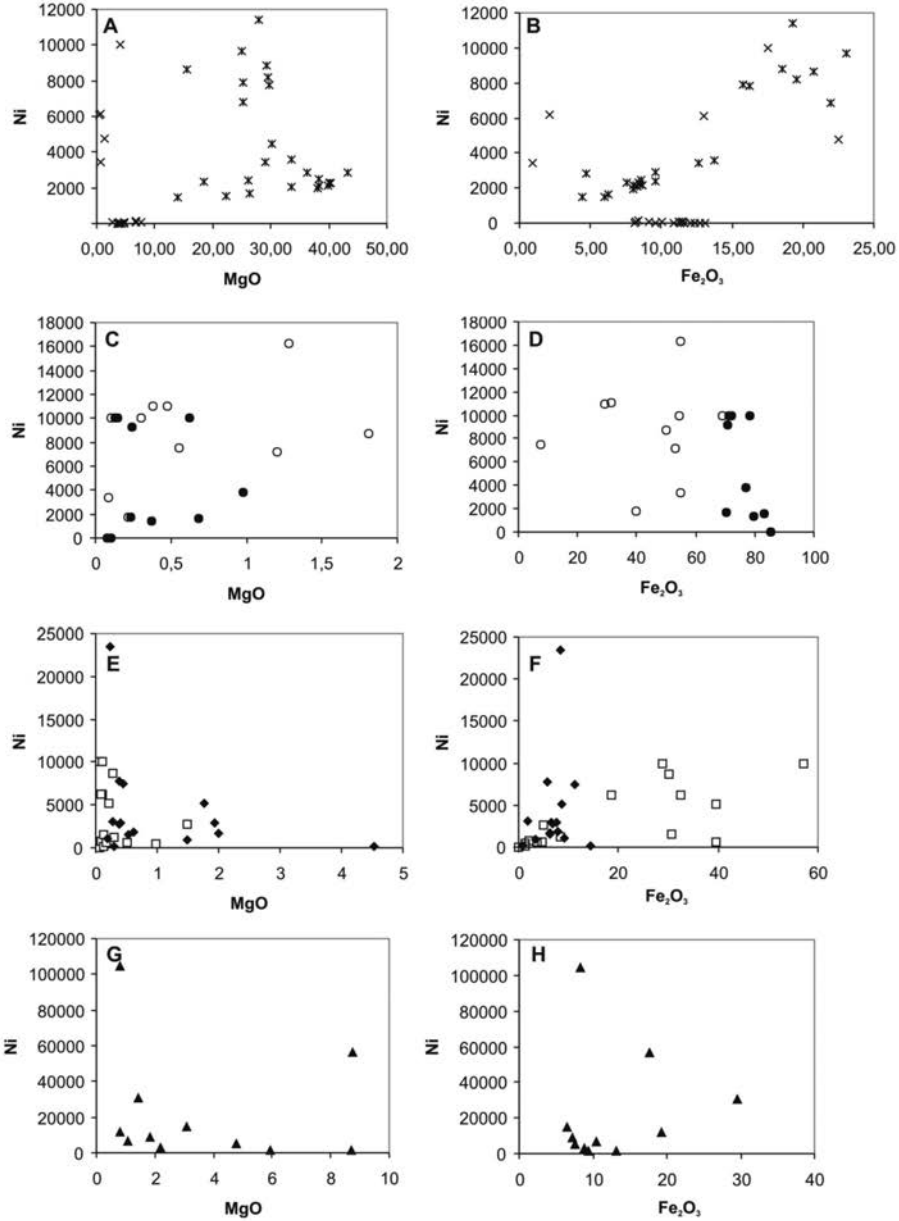
Şekil 18. Çaldağ lateritik Ni-Co yatağında farklı zonlara ait değişik türlerdeki kayaların A) MgO-SiO<sub>2</sub>, B) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO ve C) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> diagramlarındaki dağılımı.

Figure 18. Different rock groups belong to different zones in the Çaldağ lateritic Ni-Co deposit, A) MgO-SiO<sub>2</sub>, B) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO ve C) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> distributions in the diagrams.



Şekil 19. Çaldağ lateritik Ni-Co yatağında farklı zonlara ait değişik kaya türlerinde Ni-Co ilişkisi. A) Volkanik kayalar ve serpantinleşmiş-saprolitleşmiş ultrabazikler. B) Demince zengin ve demir-nikel lateritler. C) Silisli ve karbonatlı-jipsli lateritler. D) Kil içeriği yüksek lateritler (Simgeler Şekil 18'deki gibidir).

Figure 19. Ni-Co relations in different rock types belongs to different zones in the Çaldağ lateritic Ni-Co deposit. A) Volcanic rocks and serpentinized-saprolitized ultrabasics. B) Iron rich and iron-nichel laterites. C) Siliceous and carbonate-gypsiferous laterites. D) Clay rich laterites (Legands same as in Fig. 18).



Şekil 20. Çaldağ lateritik Ni-Co yatağında farklı zonlara ait değişik kaya türlerinde Ni-MgO ve Ni-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ilişkisi. A ve B) Volkanik kayalar ve serpantinleşmiş-saprolitleşmiş ultrabazikler. C ve D) Demince zengin ve demir-nikel lateritler. E ve F) Silisli ve karbonatlı-gipsli lateritler G ve H) Kil içeriği yüksek lateritler (Simgeler Şekil 18'deki gibidir).

Figure 20. Ni-MgO and Ni-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> relations of different rock types belongs to different zones in the Çaldağ lateritic Ni-Co deposit. A and B) Volcanic rocks and serpentized-saprolitized ultrabasics. C and D) Iron rich and iron-nickel laterites. E and F) Siliceous and carbonate-gypsiferous laterites. G and H) Clay rich laterites (Legands same as in Fig. 18).

## SONUÇLAR

Çaldağ bölgesinde alttan üste doğru sırasıyla Menderes Masifinin örtü serisine ait Paleozo-yik yaşlı metamorfikler ve bu metamorfik seriyi

bindirmeli olarak üstleyen Bornova Karmaşığına ait birimler gözlenir. Bu birimler uyumsuz olarak Neojen karasal gösel çökelleri tarafından örtülür. Çaldağ Ni-Co yatağı lateritleşme sonrası tektonik hareketler sonucu bindirme fayları ile

dilimlenerek sürüklenmiş ve Neotektonik dönemde normal faylarla kesilerek bugünkü basamaklı yapısını kazanmıştır.

Çaldağ Ni-Co yatağı serpantinleşmiş ultramafik kayaların lateritleşmesi ile oluşmuş Yeni Kale-donya tipi bir lateritik maden yatağıdır. Serpantinleşme ve lateritleşme sürecinde ana kayaç içinde düşük değerlerde bulunan Co, Ni ve diğer bazı metaller hareketlenerek bir araya gelmiş ve zenginleşerek yatağı oluşturmuştur. Götit en yaygın demiroksit cevher mineralidir. Hematit yatakların genelinde ender fakat baskın olarak Kuzey Ocakta bulunur. Çaldağ Ni-Co yatağında, nikelin ana kaynağını ultrabazikler (dünitler) içindeki, olivin ve piroksen oluşturur.

Lateritleşme ile Ni, nikel sülfür mineralleri (pentlandit, bravoit vb), asbolan, kil oluşumları ve götitler içinde zenginleşmeler sunar. Asbolan yataktaki kobalt içeriği açısından da en önemli oluşumdur. Yatağın farklı bölümlerinde Ni'ce zengin killer gelişen önemli oluşumlardır. Ayrıca ultrabazik kayaların ve piritlerin alterasyonu ile gelişen ikincil jipsler içinde pekorait ( $Ni_3Si_2O_5(OH)_4$ ), brindleyit ( $(Ni,Mg,Fe^{++})_2Al(SiAl)O_5(OH)_4$  türü Ni-silikat mineralleri ile takovite;  $Ni_6Al_2(OH)_{16}(CO_3,OH)_4(H_2O)$  isimli Ni-karbonat mineralleri tespit edilmiştir.

Petrografik ve SEM çalışmaları Ni-silikat minerallerin yatak içinde ikincil karbonatlaşma sonrası ve jips oluşumu öncesi bir aşamada kristallendiklerini gösterir. Bu veriler lateritik yatak içinde Ni dağılımı hakkında önemli ipuçları vermektedir. Lateritik yatak içindeki ikincil jips oluşumları Ni işletmesi için önemli klavuz mineral olma özelliği göstermektedir.

Çaldağ bölgesinde nikel ve kobaltın yatak oluşturacak şekilde zenginleşmesini sağlayan iki farklı lateritleşme evresinin varlığı saptanmıştır: (1) Üst Paleosen-Orta Eosen dönemine karşılık gelen ilk lateritleşmede kolloform yapılı götit, hematit, limonit, Ni-Co asbolan, Mn oksitler oluşmuştur. Lateritik yatak Üst Eosen'de gelişen bindirme faylarıyla kuzeye doğru bugünkü Çaldağ bölgesine taşınmıştır. (2) Oligosen'de gelişen ikinci lateritleşmede kolloform yapı yanında breşik yapı ve çatlak dolgusu Ni-Co asbolan, takovit, pekorait, Mn oksitler, jips, bravoit, götit, limonit, pirit, markasit ve nimit, halloysit, montmorillonit gibi kil minerallerinin oluşumu gelişmiştir.

Çaldağ lateritik Ni-Co yatağı farklı jeolojik evreler sonucunda oluştuğu düşünülmüş ve aşamaları aşağıda verilmiştir.

**I. Evrede** ultramafik kayaçların yüzeysel koşullarda ayrışması sonucu minerallerin yapısında bulunan elementler iyonlar şeklinde serbestleşirler.

Hareketliliği yüksek olan  $Mg^{+2}$  iyonu ve  $SiO_2$  su içinde çözümlü olarak ortamdan uzaklaşırlarken, hareketliliği az olan demir iyonları bozunma bölgesinde hidroksit ve oksitli mineraller halinde kristallenirler. Peridotitleri oluşturan esas elementler Si, Mg ve Fe'dir. Çözelti halinde uzaklaşan silis silisleşmiş lateritin oluşumuna yol açar. Mg, MgO halinde ortamdan uzaklaşarak lateritin çevresinde magnezit katmanları veya yumruları halinde çökeler. Nikel içeren yeşil renkli magnezyumlu killerin büyük bir kesimi peridotitlerden türemişlerdir. Mg ve Si'nin ortamdan ayrılışı, Fe'nin  $Fe(OH)_3$  halinde çökmesini sağlar. Yüzeysel ortamlarda nikelin hareketliliği Mg ve Fe arasında olup, su içinde çözümlü olarak taşınmakta ve bozunma zonu taban seviyelerinde demir minerallerinin üzerine adsorplanarak veya garniyerit ve nikelli fillosilikat mineralleri şeklinde tutularak zenginleşirler.

**II. Evrede** Bornova Fliş Zonu kayaları Mendere Masifi üzerine bindirir ve lateritik düzeyler içeren ofiyolitik kayalar ekaylı bir yapı kazanır. Ekaylanma nedeniyle ilksel oluşumu simgeleyen serpantin-laterit dokanakları da faylanarak, lateritli düzeylerin tektonik dilimler şeklinde gelişmesini sonuçlar.

**III. Evre**, Çaldağ Ni-Co yatağının şu anki mevcut yerine yerleşiminden sonra gerçekleşen "ikinci lateritleşme" ye karşılık gelmektedir. Lateritleşme olayı ile Ni elementi, asbolan, kil oluşumları ve götitler içinde zenginleşmiştir. Asbolanın yanısıra ultrabazik kayaların ve piritlerin alterasyonu ile gelişen ikincil jipsler içinde pekorait ( $Ni_3Si_2O_5(OH)_4$ ), brindleyit ( $(Ni,Mg,Fe^{++})_2Al(SiAl)O_5(OH)_4$  türü Ni-silikat mineralleri ile takovit;  $Ni_6Al_2(OH)_{16}(CO_3,OH)_4(H_2O)$  isimli Ni-karbonat mineralleri tespit edilmiştir. Petrografik ve SEM çalışmaları Ni-silikat minerallerinin yatak içinde ikincil karbonatlaşma sonrası ve jips oluşumu öncesi bir aşamada kristallendiklerini gösterir. Yatağın hemen her yerinde piritler götit

Tablo 2. Oksijen ( $\delta^{18}\text{O}$ ) ve döteryum ( $\delta\text{D}$ ) izotop analiz sonuçları.Table 2. Results of oxygen ( $\delta^{18}\text{O}$ ) and deuterium ( $\delta\text{D}$ ) isotope analysis.

Örnek no	Mineral	Measured $\delta^{18}\text{O}_{\text{(VSMOW)}}$ ‰	Calculated $\text{d}^{18}\text{O}$ fluid ‰	Measured $\delta\text{D}_{\text{(VSMOW)}}$ ‰	Sıcaklık (tahmimi) °C
D1-3	Götit	0,7	-4.43	-169,6	25
D-1	Götit	2,5	-2.63	-162,8	25
D1-4	Götit	5,8	0.67	-174,5	25
D3-7	Götit	1,0	-4.13	-177,4	25
D5-10	Götit	1,3	-3.83	-174,7	25
D6-2	Götit	16,2	11.07	-166,5	25
D6-10	Götit	2,3	-2.83	-176,8	25
G1-8	Götit	-0,2	-5.33	-170,2	25
G2-8	Götit	-3,1	-8.23	-68,2	25
K-11	Götit	0,9	-4.23	-125,7	25
K-13	Götit	-1,5	-6.43	-167,6	25
K-17	Götit	17,1	11.97	-100,2	25
K-18	Götit	-1,8	5.04	-148,8	25
D1-3	Hematit	-2.4	-3.73		25
D-1	Hematit	-1.9	-3.23		25
D1-4	Hematit	-1.3	-2.63		25
D5-10	Hematit	4.6	3.27		25
D6-2	Hematit	-3.0	-4.33		25
D6-10	Hematit	4.0	2.67		25
D3-7	Kuvars	23.4	-12.71		25
D1-6	Kuvars	23.6	-12.51		25
D4-1B	Kuvars	25.1	-11.01		25
D41BO	Kuvars	7.9	-28.21		25
D5-8O	Kuvars	26.7	-9.41		25
D-16	Kil	-16.6	-49.01		25
D5-6	Kil	-18.1	-50.51		25

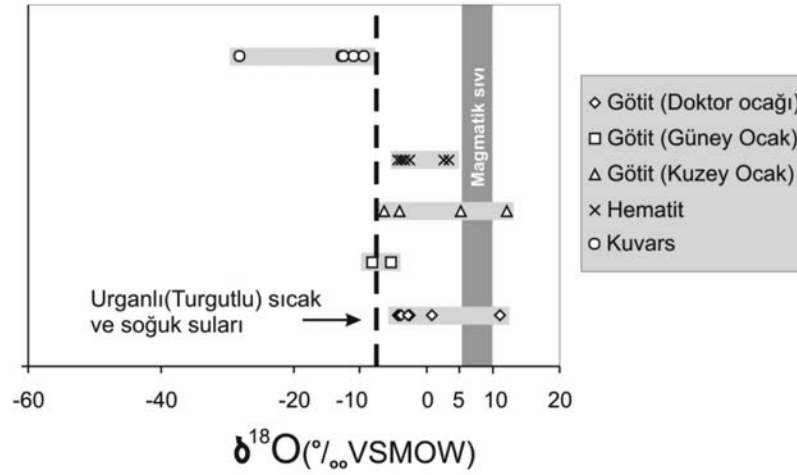
\* Götit-H<sub>2</sub>O (Zheng,1998) göre, Kuvars-H<sub>2</sub>O (Zheng, 1993) göre ve Hematit-H<sub>2</sub>O (Bao&Koch,1999) göre hesaplanmıştır.

tarafından ornatılır. Geç evrede gelişen pirit oluşumları ince taneli yarı-özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde çatlak dolgusu ve breş parçalarını bağlayan silisli, jipsli ve karbonatlı yan kaya içinde gözlenir. Kromit çatlaklarını dolduran geç evre piritleri Kuzey Ocakta jipsler tarafından ornatılmıştır. Bazı yerlerde pirit lateritleşme sürecinde gelişen demirli silikatları çevreler. Bu doku piritlerin bir bölümünün lateritleşme ile yaşıt olarak oluştuğunun kanıtlar. Düşük sıcaklıkları temsil eden markazit yatağın Kuzey Ocak bölümünde en yaygın sülfür mineralidir. Pirit ve markazitlerde yapılan EDS analizleri bunların

düşük Ni içeriğine sahip olduklarını gösterir. Yerinde oluşmuş Doktor Ocağı lateritinde gözlenen killi düzeylerde yapılan XRD çalışmaları killerin nimit, halloysit, montmorillonit oldukları belirtir. Doktor Ocağında lateritik zonlanmanın üst seviyelerinde Trevorit ve teoferastit gibi demir-nikel oksitlerin varlığında saptanmıştır.

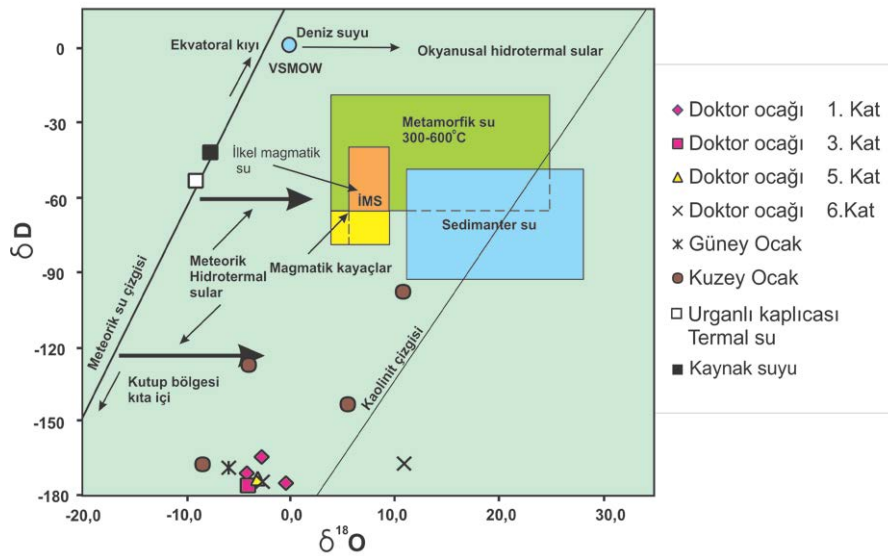
**IV. Evre** Miyosen-Pliyosen yaşlı çökellerin karasal-gölsel ortamda tüm alanı kaplamasıyla simgelenir. Taban çakıltaşı ile başlayan karasal çökelim, kıyıda göle doğru kırıntılıdan karbonata geçiş gösteren çakıltaşı, kumtaşı, kıltaşı, çamurtaşı, marn, killi kireçtaşı ve kireçtaşı çökeli





Şekil 21. Çaldağ lateritik Ni-Co yatağında mineral oluşturan sıvıya ait 25 °C sıcaklık için hesaplanmış oksijen izotop değerleri.

Figure 21. Calculated isotope values for mineral forming liquid at 25 °C in the Çaldağ lateritic Ni-Co deposit.



Şekil 22. Çaldağ lateritik Ni-Co yatağında götit ve killerdeki oksijen ve döteryum izotop değerlerinin diyagramı.

Figure 22. Diagram showing oxygen and deuterium isotope values of goethite and clays in the Çaldağ lateritic Ni-Co deposit.

şeklinde gerçekleşir. Bu dönemde lateritik oluşumlar gölün tabanında örtülü durumdadır.

**V. Evre**, Çaldağ yöresindeki son evre blok faylanmasıyla simgelenir. Bu evrede Miyo-Pliyo-sen döneminin karasal-gösel çökelleri ve gölün son evresinde oluşan kireçtaşları normal faylarla parçalanarak KB-GD uzanımlı horst ve graben yapılarının oluşumunu sağlamıştır. Çaldağ yükseliminin gerçekleştiği bu evrede, yükselen

bloklar aşınmaya başlamış ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı genç çökelleri oluşturmuştur. Bu dönem Çaldağ yükseltisinde örtülü bulunan lateritik düzeyler yüzeyleyerek aşınmaya uğramışlardır.

## TEŞEKKÜR

Bu makalenin ilk versiyonları Mehmet Akbulut ve Yurdal Genç tarafından okunmuş ve kritik

olarak gözden geçirilmiştir. Katkılarından dolayı kendilerine teşekkür ederiz. Bu çalışma Tübitak Projesi No: ÇAYDAĞ- 104Y337 ile desteklenmiştir. Çaldağ Ni-Co yatağındaki kil oluşumları Necip Güven (Texas Tech Üniversitesi, Amerika) tarafından tanımlanmıştır.

## KAYNAKÇA

- Akdeniz, N., Konak, N., Öztürk, Z., Çakır, M.H., Serdaroğlu, M., Armağan, F. ve Çatal, E., 1986. İzmir-Manisa dolaylarının jeolojisi, MTA Rapor No: 7929.
- Başarrı, E. ve Konuk, T.Y., 1981. Gümüldür yöresinin kristalin temeli ve allokton birimleri: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24-2, 1-6.
- Brinkmann, R., 1966. Geotektonische gliederung von Westanatolien: N.Jb. Geol. Palaont. Mh., 1966, 10, Stuttgart, 603-618.
- Brinkmann, R. ve İzdar, E., 1971. Excursions near İzmir and Manisa: In: A.S. Campbell (ed.), Geology and History of Turkey: Petr. Expl. Soci. of Libya (Tripoli), 505-508.
- Cöcen, Ü., 1980. Çaldağ nikel cevherinin değerlendirme koşulları, Ege Üniversitesi Makine Fakültesi Maden Mühendisliği Bölümü, Yüksek lisans Tezi, 75 (yayımlanmamış).
- Çağatay, A., Altun, Y. ve Arman, B., 1981. Çaldağ (Manisa-Turgutlu) lateritik demir, nikel-kobalt yatağının mineralojisi, MTA yayınları.
- Düzbastılar, M.K., 1980. Bornova ve yakın yöresi türbidit istifleri elemanlarının kireçli algilerinin sistematik incelenmesi: Ege Üniv. Yerbilimleri Fak. Deniz Bilimleri ve Teknoloji Enstitüsü (Doç. Tezi), İzmir.
- Erdoğan, B., 1990. İzmir-Ankara zonunun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve Tektonik evrimi, Türkiye Petrol Jeologları Demeği Dergisi, 211, 1-20.
- Eşder, T., 1988. Gümüldür-Cumaovası (İzmir) alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanaklarının araştırılması: İstanbul Üniv. Fen Bilimleri Enst. Jeoloji Müh. Ana Bilim Dalı (Doktora Tezi), İstanbul.
- Helvacı, C. ve Şahin, O., 1981. Çaldağ ofiyolit karmaşığı ve nikel oluşumu. Ege Bölgesi Yeraltı Kaynakları Kongresi, 2, İzmir.
- Karamanderesi, İ.H., 1972. Urganlı Kaplıcaları (Manisa-Turgutlu) civarının detay jeolojisi ve jeotermal alan olanakları hakkında rapor, Maden Tetkik Arama Enstitüsü Maden Etüd Dairesi Raporu, 5462, (yayımlanmamış).
- Kaya, O., Ünay, E., Saraç, G., Eichhorn, S., Hassenrück, S., Knappe, A., Pekdeğer, A. ve Mayda, S., 2004. Halitpaşa Transpressive Zone: Implications for an Early Pliocene Compressional Phase in Central Western Anatolia, Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 13, 1-13.
- Konak, N., Akdeniz, N. ve Armağan, F. 1980. Akhisar, Göl marmara, Gördes, Sındırgı yörelerinin jeolojisi, MTA derleme raporu, 156, (yayımlanmamış).
- Konuk, T., 1977. Bornova filişinin yaşı hakkında. Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Dergisi, B, 1, 65-74.
- Okay, A.İ. ve Siyako, M., 1993. The revised location of the İzmir-Ankara Suture in the region between Balıkesir and İzmir (In Turkish). In: Turgut S (ed). Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions. 333-355.
- Öngür, T., 1972. İzmir-Urla jeotermal araştırma sahasına ilişkin jeolojik rapor: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor no: 4835 (yayımlanmamış).
- Yağmurlu, F., 1979. Göl marmara (Akhisar) kuzeyi ofiyolit topluluğunun jeolojisi: Ege Üniversitesi Yer Bilimleri Fakültesi, Rapor No: 64 (yayımlanmamış).
- Yıldız, M., 1977. Manisa İli Turgutlu İlçesi Çaldağ civarının nikel, kobalt etüd ve arama raporu: Maden Tetkik Arama Enstitüsü Maden Etüd Dairesi Raporu, 17078 (yayımlanmamış), 395 sayfa, Ankara.
- Yıldız, M., 1982. Manisa ili Turgutlu ilçesi Çaldağ civarının nikel, kobalt etüd raporu: Maden Tetkik Arama Enstitüsü Maden Etüd Dairesi Raporu, 1830 (yayımlanmamış), Ankara.
- Yıldız, M., 1994. Çaldağ (Turgutlu-Manisa) civarının demir, nikel, kobalt cevherleşmesinin genetik incelemesi, ve değerlendirilmesi, Doktora tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, (yayımlanmamış), Konya.