

# **ÇALDAĞ LATERİTİ'NİN TEKTONO-STRATİGRAFİK EVRİMİ**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü  
Yüksek Lisans Tezi  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Uygulamalı Jeoloji Programı**

**Metin TAVLAN**

**Ekim, 2012**

**İZMİR**

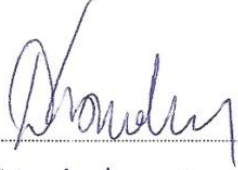
## YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

METİN TAVLAN tarafından PROF. DR. TAHİR EMRE yönetiminde hazırlanan “ÇALDAĞ LATERİTİ’NİN TEKTONO-STRATİGRAFİK EVRİMİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



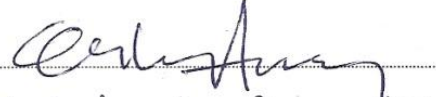
Prof. Dr. Tahir EMRE

Yönetici



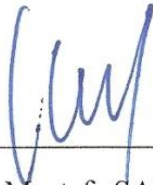
Yard. Doç. Dr. Degan KARAKUŞ

Jüri Üyesi



Yard. Doç. Dr. Erhan AKAY

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

## TEŐEKKÖR

Öncelikle, çalıŐmayı yÖneten ve yapıcı tavsiyeleriyle yÖnlendirerek çalıŐmaya katkıda bulunan Prof. Dr. Tahir EMRE'ye saygılarımı sunarım.

Arazi alıŐmaları sırasında lojistik ihtiyaçlarımı karŐılayan ve arŐivlerini kullanmama izin veren aldağ Nikel Madencilik'e, jeolojik harita alımı sırasında birlikte alıŐtıđım Mehmetcan DOĞRUYOL, Tunç DARCAN ve Derya PSAV'a, cevher oluşumu ve mineraloji konusunda desteklerini aldığım Dr. Robert THORNE ve Prof. Dr. Richard HERRINGTON'a, fosil tanımlamalarını yapan Yard. Doç. Dr. İsmail İŞİNTEK'e ve çalıŐmayı uyarı ve özendirmeleri sayesinde tamamlayabildiğim eŐim Evin TAVLAN'a teşekkür ederim. Bu alıŐma onların katkıları olmadan tamamlanamazdı.

Metin TAVLAN

# ÇALDAĞ LATERİTİ'NİN TEKTONO-STRATİGRAFİK EVRİMİ

## ÖZ

Gediz Grabeni'nin kuzeybatısında yer alan Çaldağ Horstu'nun temelinde, pelajik tortullar, yastık lav yapılı bazaltlar, egzotik karbonat blokları ve ultramafik kayalardan oluşan Maastrichtiyen–Daniyen yaşlı Bornova Karmaşığı yer alır. Serpantinleşmiş ultramafik kayalar, Senozoyik'in çeşitli evrelerinde, uygun paleocoğrafya ve paleoklim koşullarında ayrışarak Çaldağ Lateriti'ni oluşturur. Ofiyolit üzerlemesinin ardından, Eosen sonlarına kadar devam eden sıkışma tektoniğinin etkisiyle, Bornova Karmaşığı ve Çaldağ Lateriti KKD yönünde sürüklenerek, birbiri üzerine bindirir.

Sıkışmaya bağlı kıtasal kabuk kalınlaşması, Oligosen'de orojenik çökmeyle sonuçlanır ve Ege Yayı boyunca, Afrika Levhası'nın üzerine itilen Anadolu Mikrolevhası'nda yay gerisi yayılmaya bağlı bölgesel genleşme süreci başlar. Miyosen'de oluşan horst–graben yapılarının kontrolünde, çalışma alanında karasal havzalar gelişir. Bornova Karmaşığı ve Çaldağ Lateriti'nin havza temelini oluşturduğu gölde, Geç Miyosen'den Erken Pliyosen sonuna kadar Develi ve Halitpaşa Formasyonları çökeler. Erken Pliyosen sonunda gelişmeye başlayan KB–GD ve D–B uzanımlı yüksek açılı normal faylar havzayı dilimler ve bu fayların kontrolünde gelişen alüvyon yelpazesi çökelleri Kızıldağ Formasyonu'nu oluşturur. Yüksek açılı normal faylar ve İzmir–Balıkesir Transfer Zonu'nun yansımaları olduğu düşünülen transpresif etkinlikler, Ege Bölgesi'nin aktif tektoniği içerisinde gelişimini sürdürür.

Türkiye'deki ultramafik kayaların, Kretase'den Miyosen ortalarına kadar uygun iklim koşullarında lateritleştiği bilinmektedir. Ancak, günümüze kadar, Türkiye'de sınırlı sayıda lateritik yatak tespit edilebilmiştir. Çaldağ Lateriti'ne benzer şekilde, tortullarla örtülmüş başka yataklar da olabileceğinden, Eosen–Oligosen–Miyosen–Pliyosen yaşlı tortullar gelecekteki Ni-laterit aramalarına yol gösterecektir.

**Anahtar sözcükler:** Çaldağ, laterit, tektonik, stratigrafi, Gediz Grabeni

## TECTONO-STRATIGRAPHIC EVOLUTION OF ÇALDAĞ LATERITE

### ABSTRACT

The basement of Çaldağ Horst, located in the northwestern Gediz Graben is composed of Maastrichtian–Danian Bornova Complex that is represented by pelagic sediments, pillow lava basalts, exotic carbonate blocks and ultramafic rocks. Exposition and weathering of serpentinized ultramafic rocks under favourable paleogeographical and paleoclimatic conditions resulted in laterite formation at Çaldağ. After ophiolite obduction, contractional tectonics continued until the latest Eocene, bringing on Bornova Complex and Çaldağ Laterite to overthrust towards the NNE superposing the each other.

Contraction related overthickening of continental crust caused an orogenic collapse in Oligocene, triggering the regional extensional tectonics within the Anatolian Micro-plate which is overriding on to the African Plate along the Aegean Arc. Continental basins formed in the study area under control of Miocene horst–graben structures. From Late Miocene to late Early Pliocene, Develi and Halitpaşa Formations deposited in a lacustrine environment where Bornova Complex and Çaldağ Laterite were forming the basement. In the latest Early Pliocene, NW–SE and E–W trending high-angle normal faults cut the basin into slices, leading the alluvial fan deposits of the Kızıldağ Formation to develop. High-angle normal faults and transpressive activities which thought to be reflections of İzmir–Balıkesir Transfer Zone keep developing in the recent active tectonics of Aegean.

Although limited number of lateritic deposits identified thus far, ultramafic rocks of Turkey weathered under favourable conditions from Cretaceous till Mid-Miocene. Considering the possibly existing buried deposits similar to Çaldağ, Eocene–Oligocene–Miocene–Pliocene sediments will light the way for future laterite exploration studies.

**Keywords:** Çaldağ, laterite, tectonics, stratigraphy, Gediz Graben

# İÇİNDEKİLER

## Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU .....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ .....	iv
ABSTRACT.....	v
<b>BÖLÜM BİR – GİRİŞ .....</b>	<b>1</b>
1.1 Çalışma Alanının Yeri.....	1
1.2 Amaç ve Yöntemler.....	2
1.3 Önceki Çalışmalar .....	2
1.4 Bölgesel Jeoloji .....	4
<b>BÖLÜM İKİ – STRATİGRAFİ.....</b>	<b>6</b>
2.1 Bornova Karmaşığı.....	6
2.2 Çaldağ Lateriti .....	10
2.3 Karasal Tortul Kayalar .....	15
<b>BÖLÜM ÜÇ – YAPISAL JEOLJİ VE JEOMORFOLOJİ .....</b>	<b>20</b>
<b>BÖLÜM DÖRT – EKONOMİK JEOLJİ.....</b>	<b>29</b>
4.1 Nikel Lateritlerin Oluşumu .....	29
4.2 Türkiye'nin Ni-Laterit Potansiyeli .....	30
<b>BÖLÜM BEŞ – JEOLJİK EVRİM .....</b>	<b>33</b>
<b>BÖLÜM ALTI – SONUÇLAR .....</b>	<b>37</b>

<b>KAYNAKÇA .....</b>	<b>39</b>
-----------------------	-----------

# BÖLÜM BİR

## GİRİŞ

### 1.1 Çalışma Alanının Yeri

Çaldağ Lateriti, Manisa/Turgutlu ilçe merkezinin yaklaşık 13km kuzeybatısında, Gediz Ovası'nın orta kesiminde yükselen Çaldağ Horstu'nun güneye bakan 250m rakımlı eteklerinden, 1033m rakımlı zirvesi olan Aysekizi Tepe'ye kadar, yaklaşık 6 km<sup>2</sup>'lik bir alanda yüzlek verir. Bu çalışma, 1/25000 ölçekli İZMİR–K19-d2, İZMİR–K19-c1, İZMİR–K19-c4 ve İZMİR–K19-d3 pafta numaralı topoğrafya haritalarının 565000–569000 düşey/ 4271300–4277000 yatay koordinatlarıyla sınırlanan ve Çaldağ Lateriti ile çevre kayalarını kapsayan yaklaşık 22km<sup>2</sup>'lik bir alanda yürütülmüştür. Çaldağ'a, Turgutlu'nun 5km doğusundaki Derbent Beldesi'nden kuzey yönüne giden yaklaşık 10km'lik asfalt yol aracılığıyla ulaşılabilir (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 Çalışma alanının yerbulduru haritası



Çalışma alanındaki en belirgin yükselti Aysekizi Tepe (1033m), Tekke Tepe (1014m), Akyatak Tepe (943m), Sırayatak Tepe (792m), Sakar Tepe (666m), Taşgöl Tepe (591m) ve Kale Tepe'dir (442m). En belirgin vadiler ise Domuz Deresi, Yılanlı Dere'dir. Yaz kış kuru olan bu derelerden ani ve şiddetli yağışların ardından su ve çamur seli gelebilmektedir.

## 1.2 Amaç ve Yöntemler

Bu çalışma, Bornova Karmaşığı'nın doğu kesimindeki serpantinitletlerin üzerinde, Erken Tersiyer'de gelişen kalıntı tipi demir, nikel ve kobalt cevherleşmesinin, oluşumu sırasında ve sonrasında geçirdiği deformasyonları ve buna bağlı stratigrafik evrimini açıklamayı amaçlar. Bu amaç doğrultusunda, önceki çalışmalardan elde edilen 1/25000 ölçekli jeoloji haritası geliştirilerek dokanak ilişkileri gözden geçirilmiş, gerekli yerlerde Brunton tipi jeolog pusulası yardımıyla doğrultu/eğim ve yönlem/dalım ölçülerek deformasyon kanıtları ortaya konmuştur.

## 1.3 Önceki Çalışmalar

Çaldağ'da önceki çalışmaların çoğu ekonomik jeoloji amaçlı olup, Fe–Ni–Co yatağının rezerv ve tenörünü (Yıldız, 1982), mineralojisini (Çağatay, Altun ve Arman, 1981; Helvacı, Gündoğan, Oyman, Sözbilir ve Parlak, 2008), dağılımını ve oluşum modelini (Helvacı ve diğer., 2008; Tavlan, Thorne ve Herrington, 2011; Thorne, Herrington ve Roberts, 2009; Yıldız, 1977) belirlemeye yöneliktir.

Yıldız (1977), bölgede yer alan Triyas yaşlı dolomitik kireçtaşlarının üzerine Geç Kretase'de ofiyolitlerin bindirdiğinden söz eder. Eosen öncesindeki tropikal iklimin etkisiyle bu ofiyolitlerin lateritleştiğini belirtir ve lateritik Fe–Ni–Co yatağının sınırlarını belirler.

Çağatay ve diğer. (1981), Çaldağ Lateriti'ni düşey zonlara ayırarak inceler. Üst zonlarda demirin yüksek olduğunu, nikelinse limonitik zon boyunca profilin alt kesimlerine doğru artarak asbolanlı seviyelerde en yüksek değerlere ulaştığını

belirtir. Dünyadaki diğer yataklarla karşılaştırıldığında Çaldağ'ın nispeten küçük bir yatak olduğunu vurgular. Eosen tortullarının ofiyolitleri örtmesi sonucu, Geç Kretase'de başlayan lateritleşmenin tamamlanamadığı görüşündedir.

Yıldız (1982), Çaldağ nikel zuhurlarının ekonomik olup olmadığını araştıran çalışmaları sonucunda %1.3 nikel içeren 30 milyon ton lateririk cevherin varlığını iddia eder.

Kaya ve diğer. (2004), Çaldağ'ın kuzeybatı yamacında yaptıkları çalışmalarda, ofiyolitleri örten Neojen tortulları fosil bulgularıyla yaşlandırır ve oluşum ortamları hakkında yaklaşımlarda bulunur. Erken Pliyosen gelişen bir sıkışma rejiminin bu tortulları deforme ettiğini ortaya koyar.

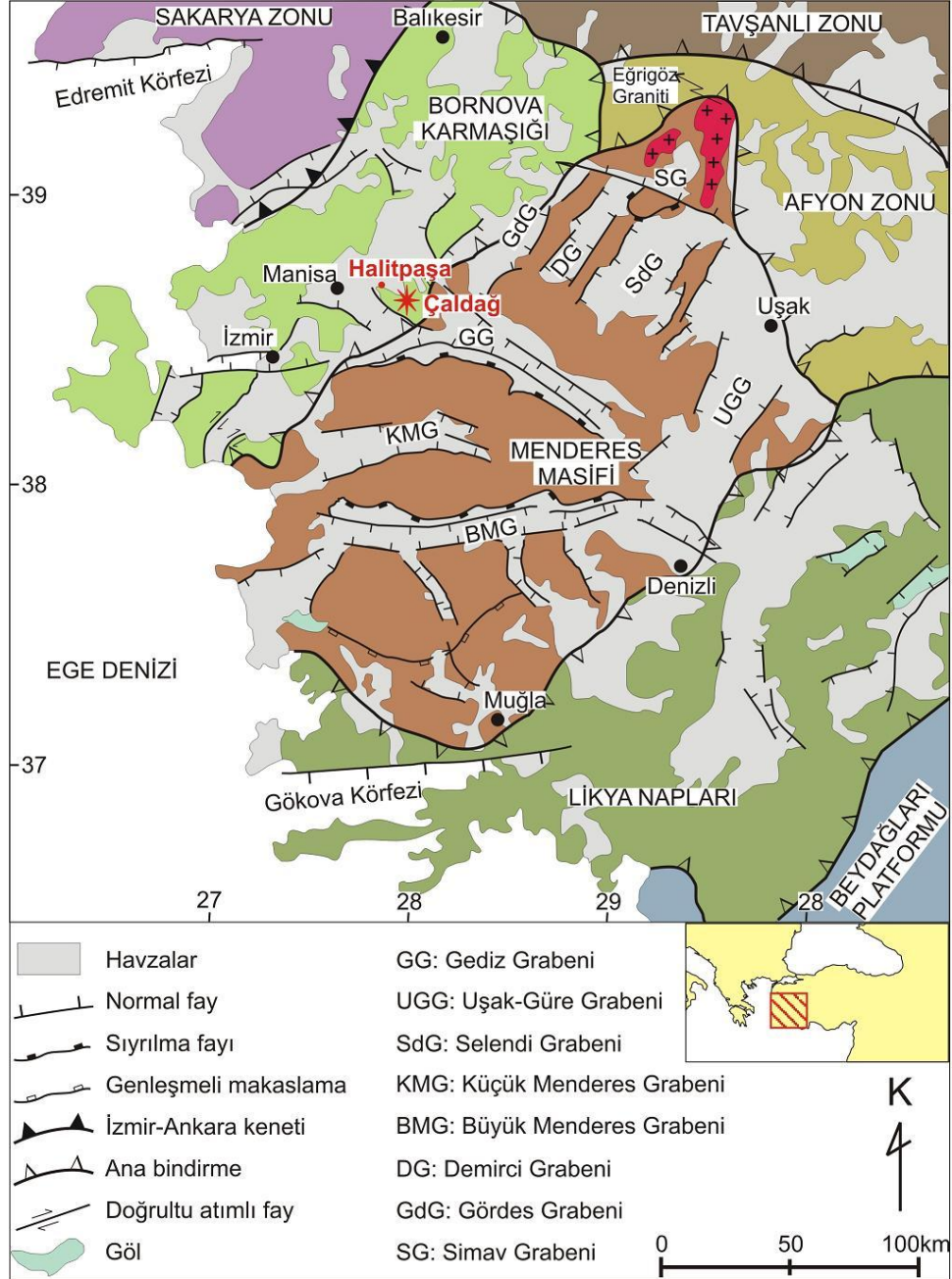
Helvacı ve diğer. (2008), Çaldağ Fe–Ni–Co yatağının serpantinleşmiş ultramafik kayaların lateritleşmesi sonucu oluşan Yeni Kaledonya türü lateritik yataklara örnek olduğunu belirtir. Yatağın lateritleşme sonrası bindirmelerle dilimlenerek sürüklendiğini ve Neotektonik süreçte normal faylarla basamaklı bir yapı kazandığına dair gözlemlerini sunar. Yaptıkları petrografi ve SEM çalışmaları ışığında, lateritleşmeye bağlı olarak nikelin asbolan, nikelli kil, pekoarit, brindleyit, takovit ve götit içinde zenginleşmeler sunduğunu ortaya koyar.

Thorne ve diğer. (2009), Çaldağ'da nikel madeni işletmek amacıyla açılan ocaklardaki cevher profilini tanımlar, mikroskop ve jeokimya çalışmalarıyla nikelin hangi minerallere bağlı olduğunu ortaya koyar ve yatağın oluşum modeline dair yaklaşımlarda bulunur.

Tavlan ve diğer. (2011), Batı Anadolu'nun tektoniği ve paleoklimiyle ilgili çalışmaları derleyip, bunları global ölçekteki çalışmalarla ve Çaldağ'ın stratigrafisiyle deneştirerek, lateritleşmenin yaşı hakkında yaklaşımlarda bulunur.

## 1.4 Bölgesel Jeoloji

Çaldağ ofiyoliti, Menderes Masifi ile İzmir–Ankara kenedi arasında KD–GB doğrultusunda uzanan Bornova Karmaşığı'nın doğu kesiminde yer alır (Şekil 1.2).



Şekil 1.2 Çaldağ'ın Batı Anadolu Tektonik Kuşakları arasındaki yeri (Çiftçi ve Bozkurt, 2009; Sözbilir, 2005'ten değiştirilerek)

Bornova Karmaşığı'nın, Anadolu–Toros Bloğu'nun kıta kenarında, Maastrichtiyen–Daniyen aralığında var olan bir kenar denizinde olduğu kabul edilir (Erdoğan 1990; Erdoğan, Altıner, GÜngör ve Özer, 1990; Okay ve diğer., 1996; Okay ve Siyako 1993).

Bornova Karmaşığı, İzmir–Ankara Zonu'nun kapanması sırasında bölgede yer alan temel kayaları üzerine bindirerek Menderes Masifi'nin Eosen metamorfizmasına katkıda bulunur (Akdeniz, 1980; Önoğlu, 2000; Özer ve Sözbilir, 1995; Özer, Sözbilir, Özkar, Toker ve Sarı, 2001; Sözbilir, 1997; Sözbilir, Özer, Sarı ve Avşar, 2001).

Oligo-Miyosen'den itibaren, Ege Yayı boyunca, Afrika Levhası'nın üzerine itilen Anadolu Mikro-levhası'na hakim olan K–G genleşme, horst–graben yapılarını oluşturur ve karasal havzaların oluşumunu tetikler (Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Emre, 1996; Emre ve Sözbilir, 1997; Hetzel, Ring, Akal ve Troesch, 1995; Koçyiğit, Yusufoğlu ve Bozkurt, 1999; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Sözbilir, 2001, 2002; Yılmaz ve diğer., 2000). Bu evrede oluşan Miyo-Pliyosen yaşı göl ve akarsu çökelleri bölgedeki tüm birimleri açısız uyumsuzlukla örter.

Graben tektoniğini yansıtan Neotektonik dönem yapıları olan yüksek açılı normal faylar ve son yıllardaki depremlerle varlığından söz ettiren KB–GD uzanımlı İzmir–Balıkesir Transfer Zonu (Okay ve Siyako 1991; Ring, Susanne ve Matthias, 1999; Uzel ve Sözbilir 2008) günümüzde de aktivitesini sürdürür.

Grabenleşmeye bağlı çöküntü havzalarını dolduran alüvyonlar Gediz Ovası'nın geniş düzlüklerini oluşturur.

## **BÖLÜM İKİ**

### **STRATİGRAFİ**

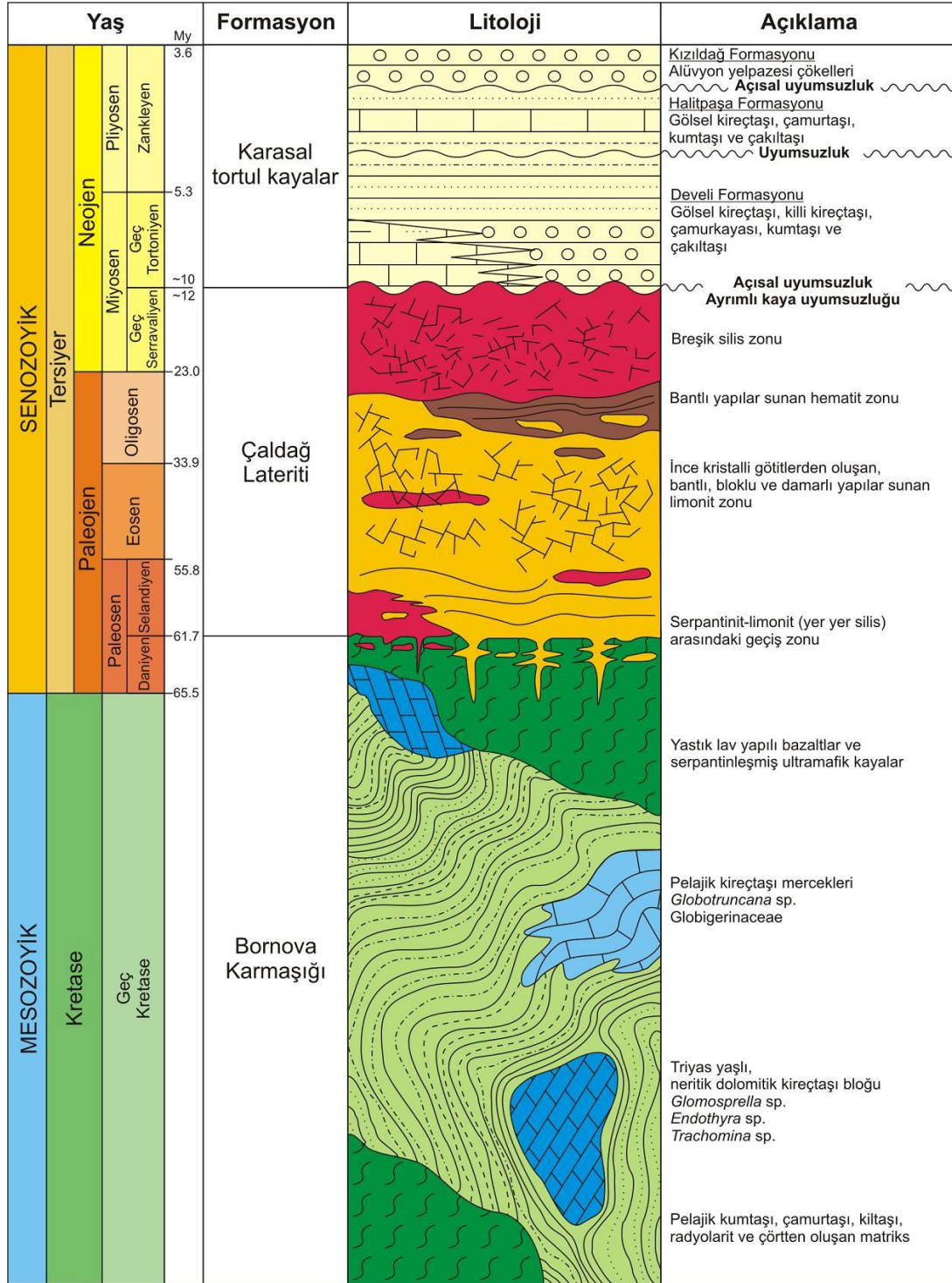
Çalışma alanı ve çevresinde Bornova Karmaşığı, Çaldağ Lateriti ve bunları örten karasal tortul kayalar yer alır (Şekil 2.1 ve 2.2). Göl ve alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşan karasal tortul kayalar, Kaya ve diğer. (2004) tarafından Develi, Halitpaşa ve Kızıldağ Formasyonları olarak adlandırılmış, ancak bu çalışmanın amacı gereği ayırtlanmamıştır.

#### **2.1. Bornova Karmaşığı**

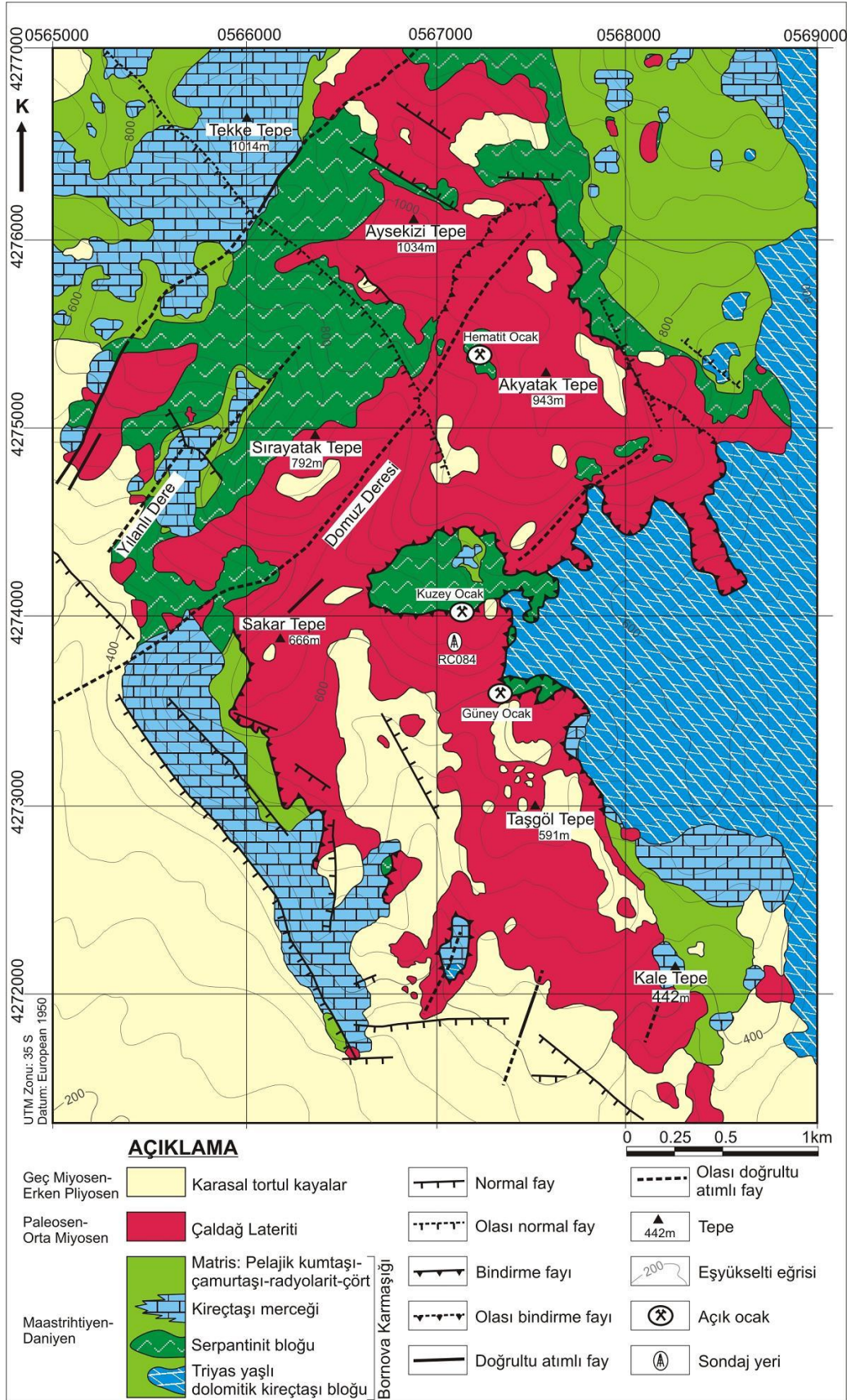
Batı Anadolu'da geniş bir yayılımı olan Bornova Karmaşığı, çalışma alanında, ultrabazik, serpantinleşmiş ultrabazik ve spilitik volkanik kayalarla kumtaşı, çamurtaşı, kiltası, kireçtaşı, radyolarit ve çörtten oluşan derin denizel bir matriks ve bu matriks içerisindeki blok konumlu dolomitik kireçtaşlarından oluşur (Şekil 2.1, 2.2 ve 2.3).

Ultrabazik (harzburjit, dünit), serpantinleşmiş ultrabazik (serpantinit) ve spilitik volkanik (bazalt) kayaların taze yüzeyleri yeşil, ayrılmış yüzeyleri sarımsı açık kahverengidir. Makroskobik olarak, harzburjit ve dünitler holokristalen doku, bazaltlar ise hipokristalen doku gösterir. Peridotitlerde olivin, piroksen ve -yer yer saçınmış yer yer ise bantlı olarak- kromit mineralleri göze çarpar. Kırıklı bir yapıya sahip olan peridotitlerin ve serpantinitlerin çatlaklarında kuvars, kalsit ve manyezit damarları yer alır. Ofiyolit serisinin en üst kesiminde oluşmuş bazaltlar yastık lav yapısı sunar (Şekil 2.4).

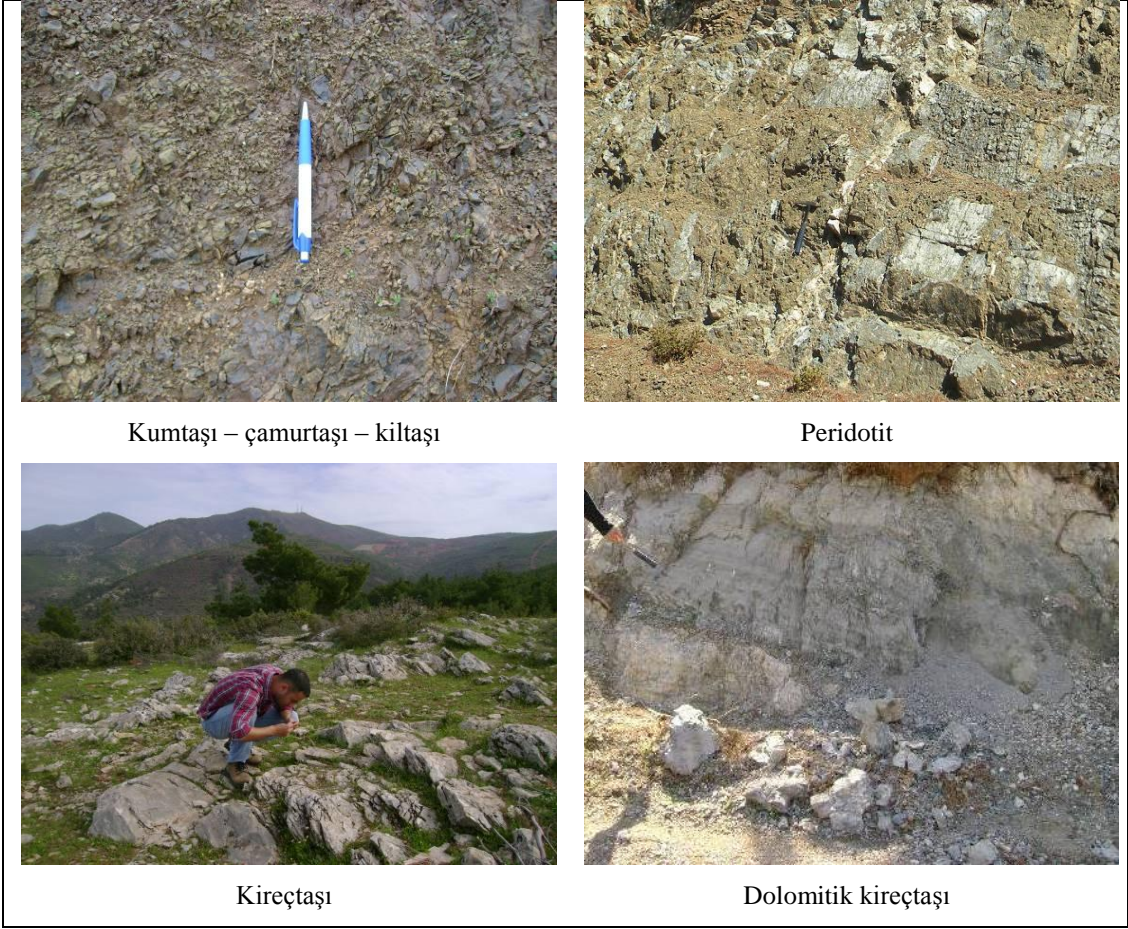
Kumtaşı, çamurtaşı ve kiltası kahverengi, sarımsı yeşil ve koyu gri renklidir. Katmanlanması çoğunlukla belirsiz, belirgin olduğu yerlerde ise deformasyon nedeniyle düzensizdir. Daha çok melanja ait kireçtaşı, peridotit gibi iki dayanımlı kaya kütlelerinin arasına sıkışmış olarak yüzlek verir. Kırmızımsı bordo renkli radyolarit ve çörtler ince katmanlı ve genellikle bol kırıklı bir yapıya sahiptir.



Şekil 2.1 Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi kolon kesiti (Tavlan ve diğer. (2011)'den değiştirilerek)



Şekil 2.2 Çalışma alanının jeoloji haritası (Tavlan ve diğer. (2011)'den değiştirilerek)



Şekil 2.3 Bornova Karmaşığı'ndan genel görünüm



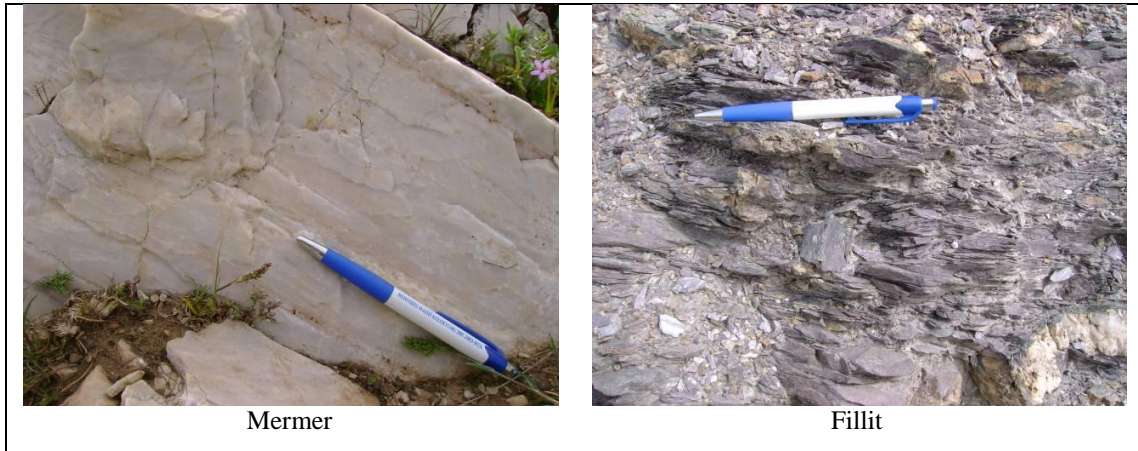
Şekil 2.4 Yastık lav yapılı spilitik volkanik kayalar



Çaldağ batısındaki, Spil Dağı'ndaki radyolaritler Orta Jurasik yaşını veren radyolaryaya faunası (Tekin ve Göncüoğlu, 2009), matriks içerisindeki gri renkli, ince katmanlı kireçtaşı merccekleriye Geç Kretase yaşını veren Globigerinaceae ve *Globotruncana* sp. fosilleri (İsmail İŞİNTEK, kişisel görüşme, 2008) içerir.

*Aulotortus* sp., *Triasina* sp. ve *Glomospirella* sp. fosilleri (İsmail İŞİNTEK, kişisel görüşme, 2008) içeren Triyas yaşlı, blok konumlu, sığ denizel dolomitik kireçtaşları açık–koyu gri renkli, çoğunlukla masif ve tektonizma nedeniyle aşırı derecede kırıklı bir yapıya sahiptir. İri kristalli olduğu için kolaylıkla fiziksel ayrışmaya uğrayabilir.

Eklenir prizmanın bazı kesimlerinde, muhtemelen okyanusun kapanması sırasındaki tektonizmaya ilişkili, düşük dereceli metamorfizma izlerine rastlanır. Bu metamorfizma mermer ve fillit oluşumlarıyla karşılaşılır (Şekil 2.5).



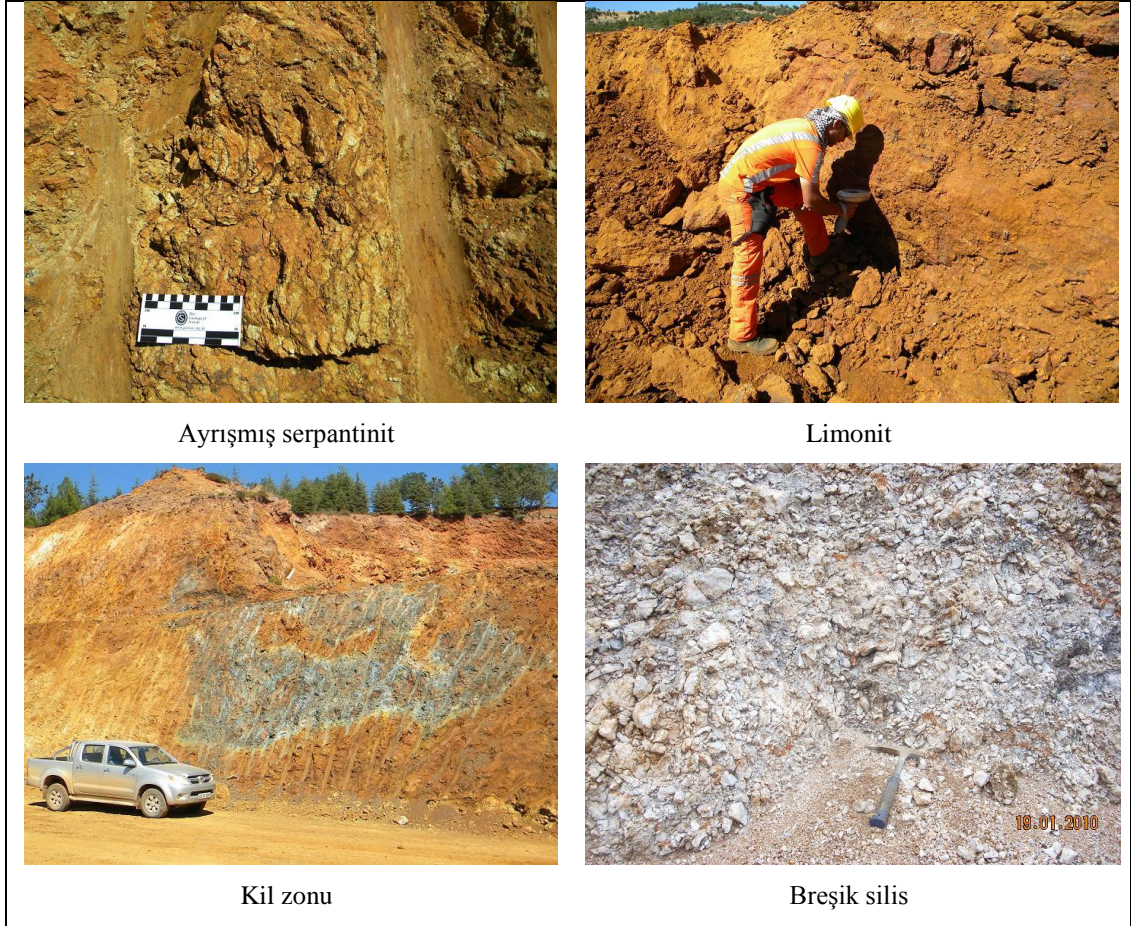
Şekil 2.5 Düşük dereceli metamorfizma sunan Bornova Karmaşığı kayaları

Bornova Karmaşığı, Çaldağ Lateriti tarafından geçişli, göl ve alüvyon yelpazesi çökelleri tarafından açıl uyumsuz olarak örtülür.

## 2.2 Çaldağ Lateriti

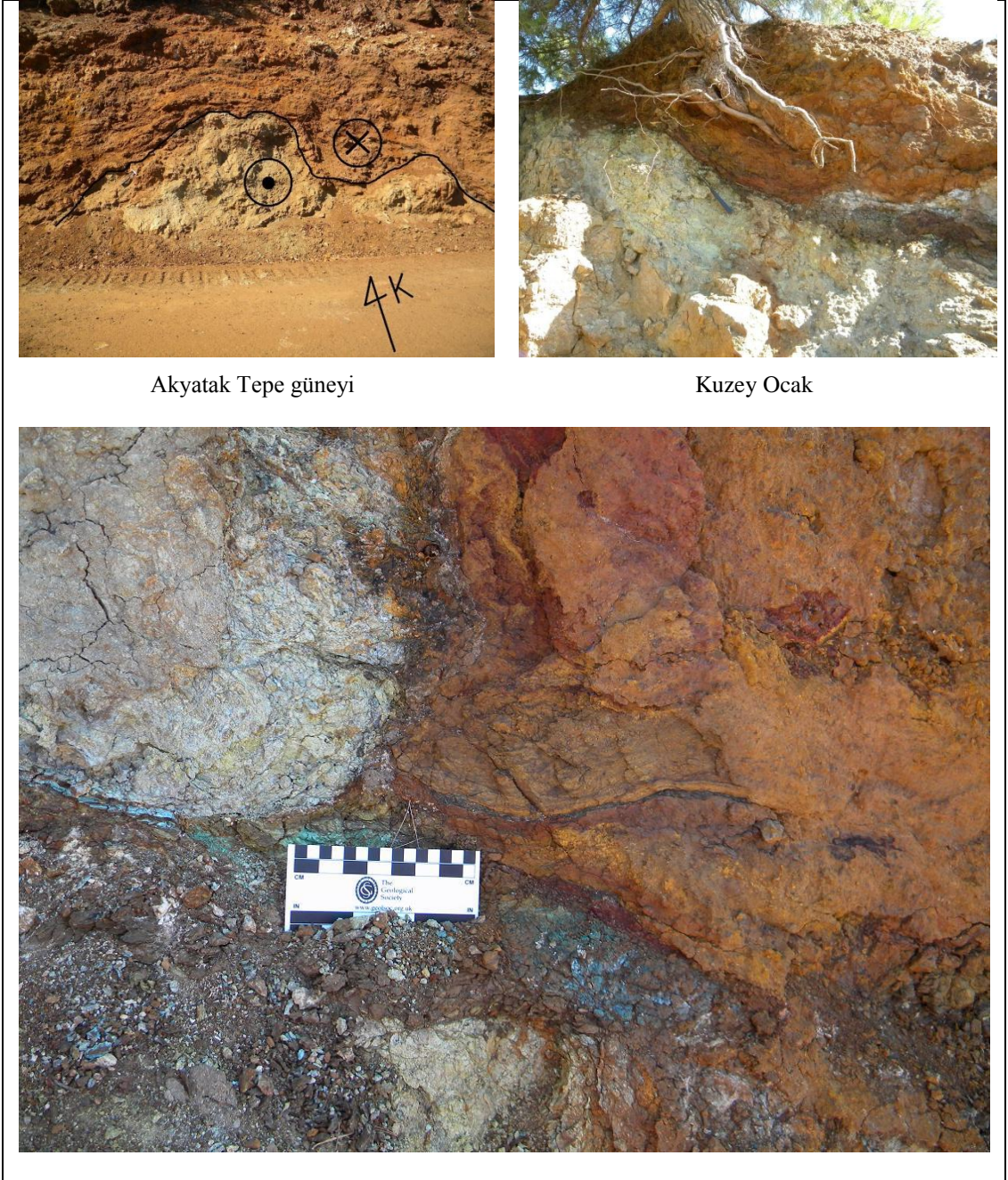
Çaldağ Lateriti, Çaldağ Horstu'nun güney kesiminde yaklaşık 6 km<sup>2</sup>'lik bir alanda yüzlek veren; sarı, turuncu, sarımsı–kırmızımsı kahverengi tonlarındaki yer yer

toprağımsı yer yer ise dayanımı oldukça yüksek olan bir lateritik ayrışma ürünüdür. Ana cevher minerali götittir. Nikel içeren zonlarda, götitin dışında, asbolan, takovit, pekoarit, serpantin, nontronit ve montmorillonit minerallerine de rastlanır. Nikel içermeyen zonlarda ise kuvars, kalsedon, kromit ve hematit yaygındır (Şekil 2.1, 2.2 ve 2.6).



Şekil 2.6 Çaldağ Lateriti'nden genel görünüm

Lateritin çevredeki kaya birimleriyle olan dokanağı, oluşum sonrası taşınma-sürüklenme nedeniyle, genellikle faylıdır. Faylı dokanak boyunca gelişen kayma yüzeylerinde yer yer yeşil renkli killere rastlanır (Şekil 2.7). Serpantin ve laterit arasındaki ender rastlanan ilksel dokanak, Çaldağ'da nikel işletmek amacıyla açılan Hematit Ocak'ta net olarak görülür. Bu dokanaktaki ayrışmış serpantinler ve serpantinlerin ağısı çatlakları boyunca düşey ve yanal yönde ilerlemiş demir oksitler, serpantinitten laterite dereceli geçişi açıkça ortaya koyar (Şekil 2.8). Aysekizi Tepe güneyindeki yol yarmasında yer alan silisleşmiş, ağısı çatlak yapılı serpantinler,



Şekil 2.7 Faylı laterit-serpantinit dokanağı ve ezik zondaki renkli killler



Şekil 2.8 Geçişli laterit–serpantinit dokanağı ve serpantinitlerin ağsı çatlakları boyunca düşey ve yanal yönde ilerlemiş Fe-oksitler

demir oksit oluşumu olmaksızın serpantinitten doğrudan silise geçişi temsil eder (Şekil 2.9).



Şekil 2.9 Ağsı çatlak yapılı silisleşmiş serpantinit

Geçiş zonunun hemen üzerinde ana minerali götit olan limonit zonu yer alır. Bu zon oldukça karmaşık bir yapıya sahiptir. Gelişigüzel yerleşmiş bantlı, bloklu veya damarlı dokular sunar. Özellikle zonun alt kesimlerinde ilksel serpantin yapılarını korumuş ancak tamamen götite dönüşmüş kayalara rastlamak olasıdır. Makro kristal yapısının gözlenemediği genellikle breşik ve bloklu limonitik zonlardan alınan örnekler üzerinde yapılan SEM ve XRD çalışmaları bu kesimlerdeki ana mineralin de götit olduğunu ortaya koyar (Thorne ve diğer., 2009).

Limonit zonunun üst kesimlerinde ender rastlanan hematitli seviyeler bulunur. Genellikle bantlı yapı sunan bu seviyelerin, kuraklık dönemlerinde götitin su kaybederek hematite dönüşmesi sonucu oluştuğu düşünülmektedir (Freyssinet, Butt, Morris ve Piantone, 2005).

Çaldağ Lateriti'nin en üst kesimini ana minerali kuvars olan breşik silis zonu oluşturur. Laterit profilinin alttan üstte her kesiminde karşımıza çıkabilen silisler, beyaz, krem, sarı, turuncu, kırmızı, bordo, mavi, yeşil, gri, siyah ve tonları gibi çok geniş bir renk yelpazesine sahiptir. Yapılan SEM çalışmaları bu renklemelerin silisin içinde yer alan çözünmüş elementlerden kaynaklandığını ortaya koyar (Cr:yeşil, Fe: sarı-kırmızı gibi; Thorne, 2011).

Tropikal yağışlara bağlı süperjen zenginleşme koşullarında, serpantinler ayrışırken açığa çıkan ve ortamdan ilk uzaklaşması beklenen elementlerden biri olan Si'nin, profilin daha alt kesimlerinde olması, hatta belki de profilde hiç yer almaması beklenir. Ancak, yüksek oksidasyon ortamında –olası yüksek yeraltı su seviyesi nedeniyle– SiO<sub>2</sub> olarak kristalleşen ve çatlaklarını doldurdukları serpantinleri de ornatarak masif kütleler oluşturan silisler, Çaldağ Lateriti'nin büyük bir çoğunluğunu oluşturur. Oldukça karmaşık–breşik iç yapıları ve limonit zonuyla görüldüğü her yerde tektonik olan dokanıkları göz önüne alındığında, silislerin, bugünkü konumuna tektonik taşınmayla geldikleri söylenebilir. Bu zon, lateritin nispeten atmosferik koşullara daha dayanıksız olan cevherli zonlarını –bir şemsiye görevi görerek– erozyondan korur.

Çaldağ Lateriti göl ve alüvyon yelpazesi çökelleri tarafından açısız uyumsuzlukla örtülür.

### 2.3 Karasal Tortul Kayalar

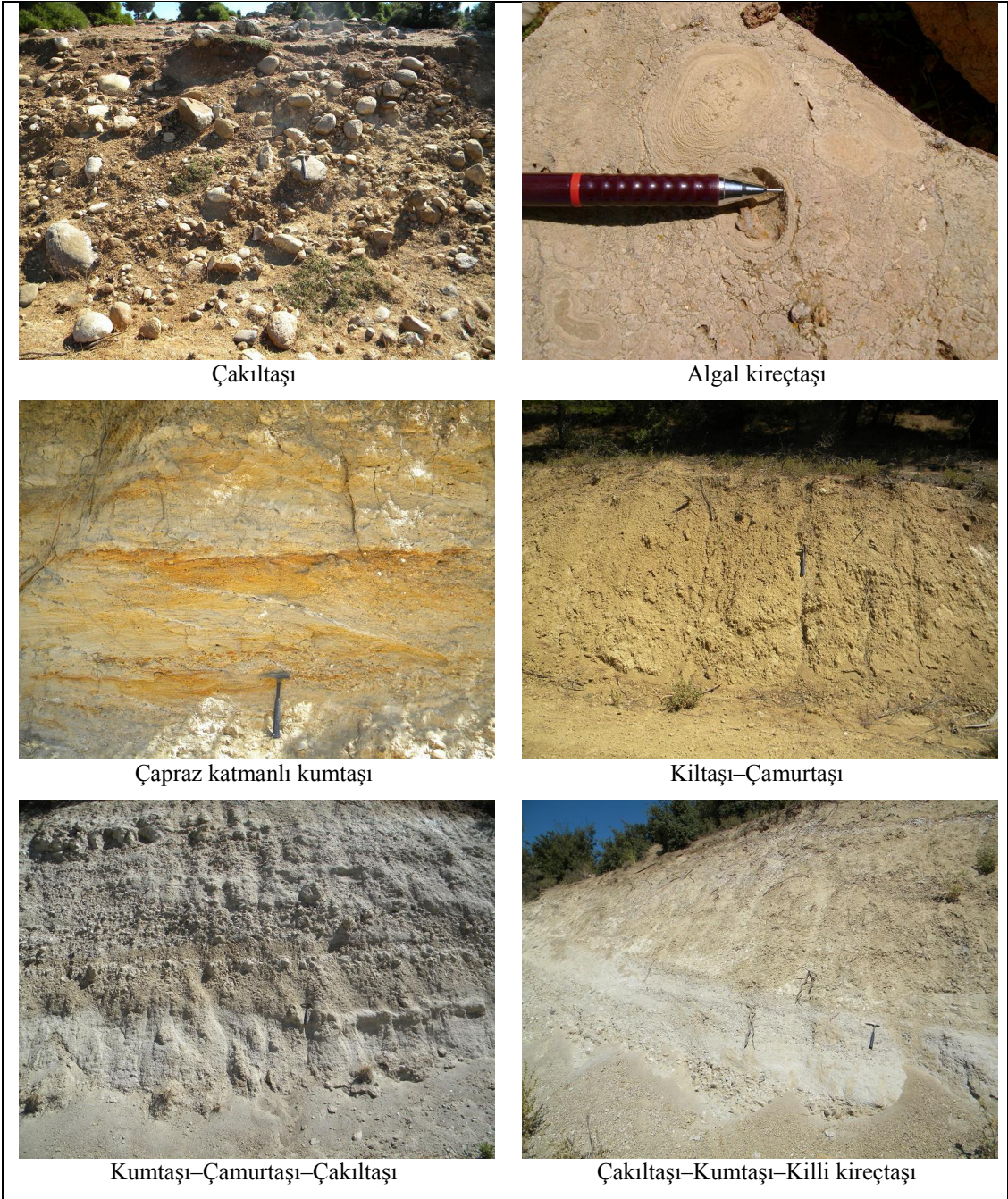
Kaya ve diğeri. (2004), Çaldağ'ın kuzeybatısında yaptıkları çalışmada, karasal tortul kayaları üç formasyona ayırır. Bu formasyonlar, yaşlıdan gence doğru, Develi, Halitpaşa ve Kızıldağ Formasyonları olarak adlandırılır.

Develi ve Halitpaşa Formasyonları genellikle kirlili beyaz, bej, açık kahverengi, gri ve yeşilimsi gri renkli kırıntılı bir istif sunan görsel tortullardan oluşur. Bununla birlikte, havza–graben gelişiminin ilk evrelerinde oluşan saz ve alg fosilli kireçtaşları da bu formasyonlara aittir.

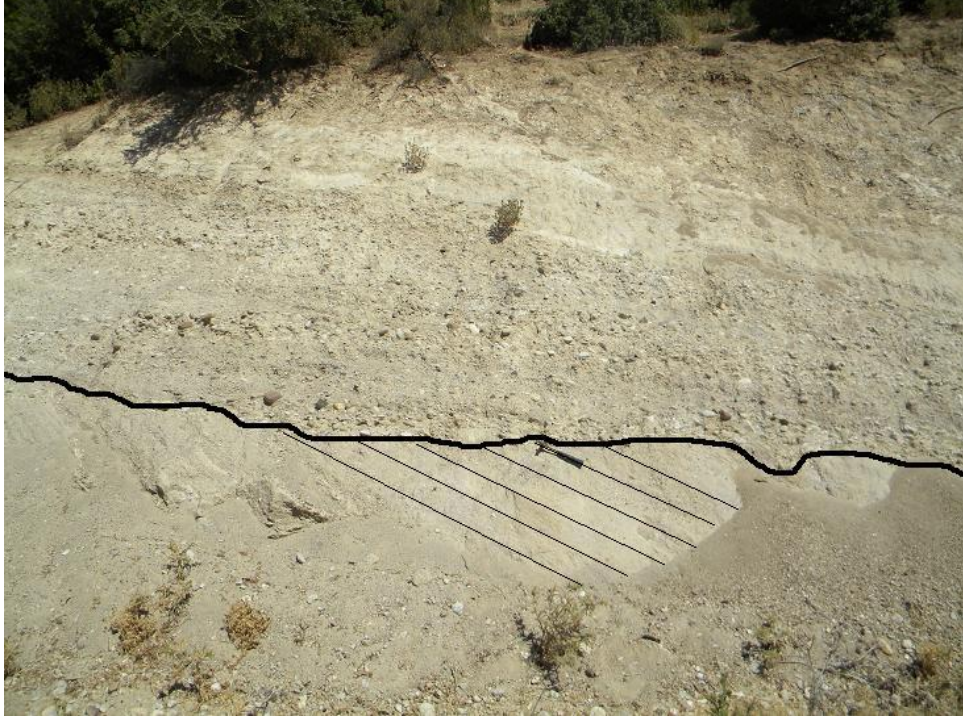
Çeşitli doku, bileşim ve kalınlıklardaki; çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, çamurtaşı, kiltası, killi-kumlu-çakıllı kireçtaşı ve kireçtaşları; arakatlı, arakatmanlı bir dizilime sahiptir (Şekil 2.10). Farklı tane boyuna sahip bu kayalar eşzaman sınırla birbirlerine bağlıdır ve sık aralıklarla yanal ve düşey geçişli olmalarından dolayı, birkaç yüz metre arayla yapılan sondajlarda –aynı kotlarda– farklı kaya türlerine rastlanır.

Görsel tortullar, Bornova Karmaşığı'nı ve Çaldağ Lateriti'ni açısız uyumsuzlukla örter. Çaldağ'ın yüksek kotlu tepelerinde fiziksel aşınma nedeniyle yamalar şeklinde korunmuş görsel tortullar bulunur (Şekil 2.2).

Kaya ve diğeri. (2004), fosil kayıtlarından yola çıkarak, Develi Formasyonu'nun Geç Miyosen–en erken Erken Pliyosen, Halitpaşa Formasyonu'nunsa orta Erken Pliyosen yaşında olduğunu ortaya koyar. Bu iki formasyon arasındaki uyumsuzluk, Erken Pliyosen ortalarında gerçekleşen transpresif etkinliğe bağlıdır ve çalışma alanının güneybatısındaki derin bir vadide açıkça görülür (Şekil 2.11). Uyumsuzluk boyunca girintili çıkıntılı bir yüzey ve bu yüzeyin hemen altında atmosferik koşullarda ayrışmayı işaret eden kahverengi çamurtaşı düzeyi yer alır (Şekil 2.12).



Şekil 2.10 Develi ve Halitpaşa Formasyonları'ndan görünümeler



Şekil 2.11 Develi ve Halitpaşa Formasyonları'nı ayıran uyumsuzluk yüzeyi



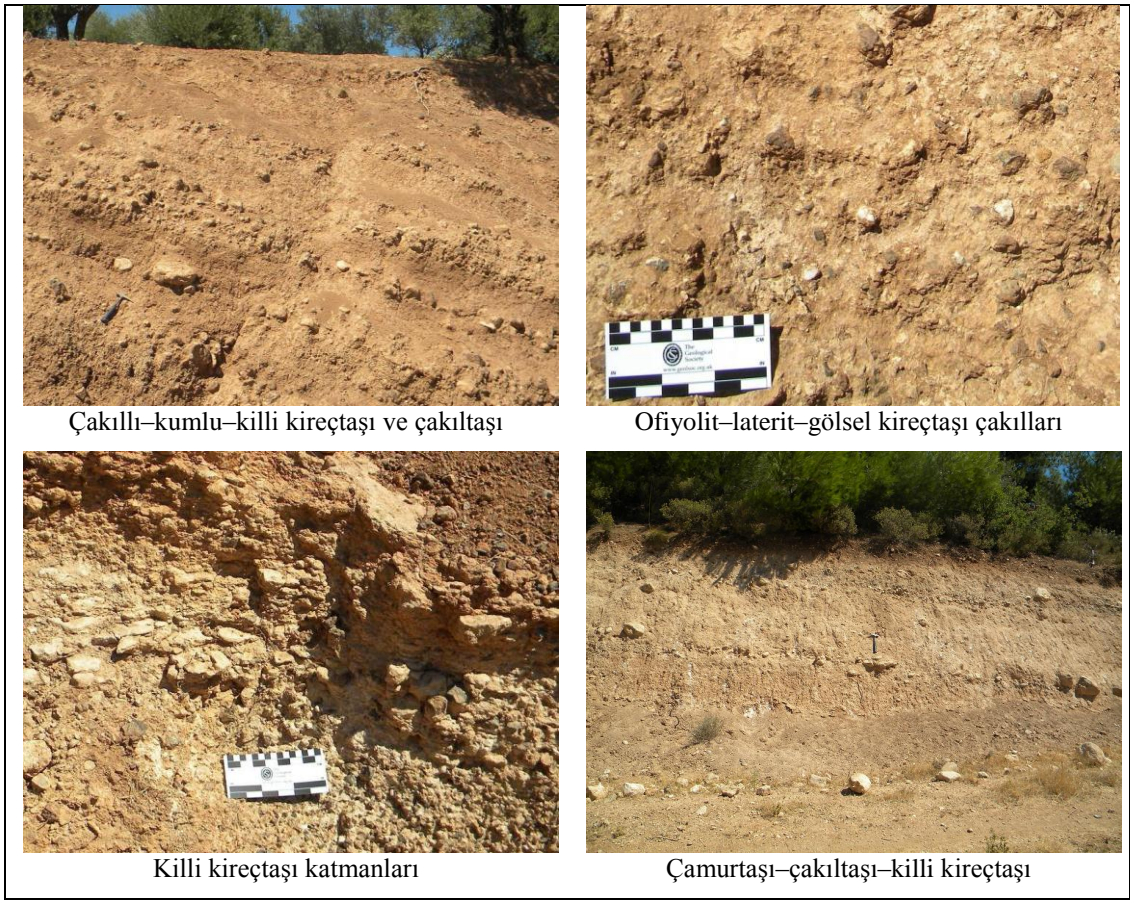
Şekil 2.12 Develi ve Halitpaşa Formasyonları'nı ayıran uyumsuzluk yüzeyi

Alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşan Kızıldağ Formasyonu gölsel tortulları açısal uyumsuzlukla örter.



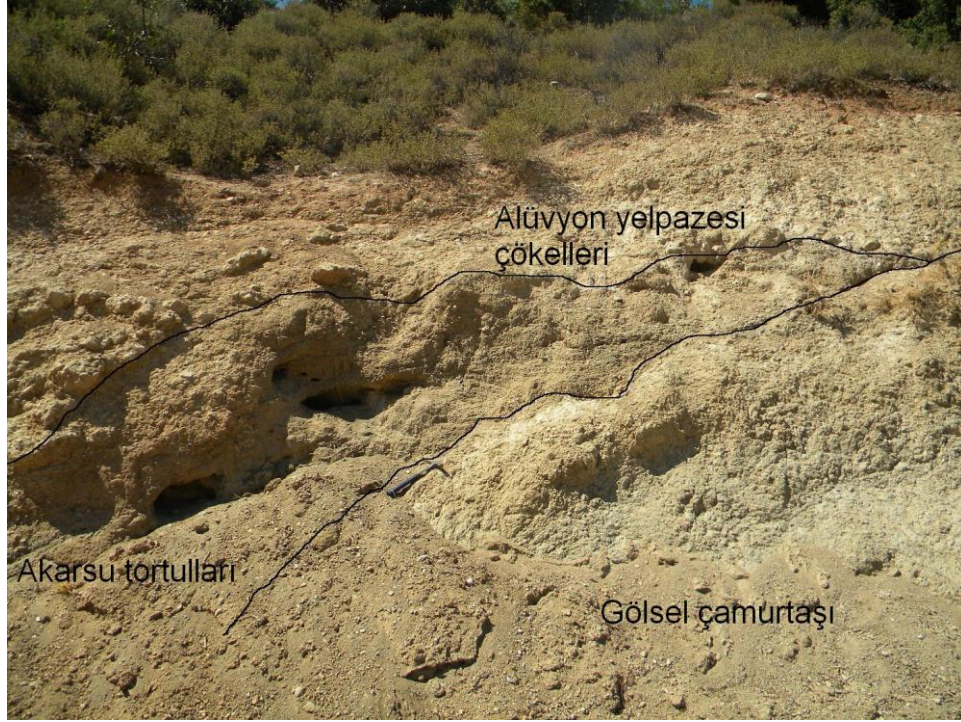
Alüvyon yelpazeleri Çaldağ'ın yükselmeye başlamasıyla birlikte gelişen şiddetli erozyonun, sırasıyla gölsel tortulları, lateriti ve ofiyolitik melanj kayalarını yamaç aşağı taşıması sonucu gelişir.

Alt kesimlerde gölsel tortullardan türemiş çakıltaşı, kumtaşı, çakıllı–kumlu–killi kireçtaşı, üste doğru ise gölsel tortul, laterit ve melanj kayalarından türemiş çakıltaşlarından oluşur. Genellikle krem, bej ve kahverengi tonlarında, kumlu–killi karbonatlı bir aramaddeye sahiptir (Şekil 2.13).

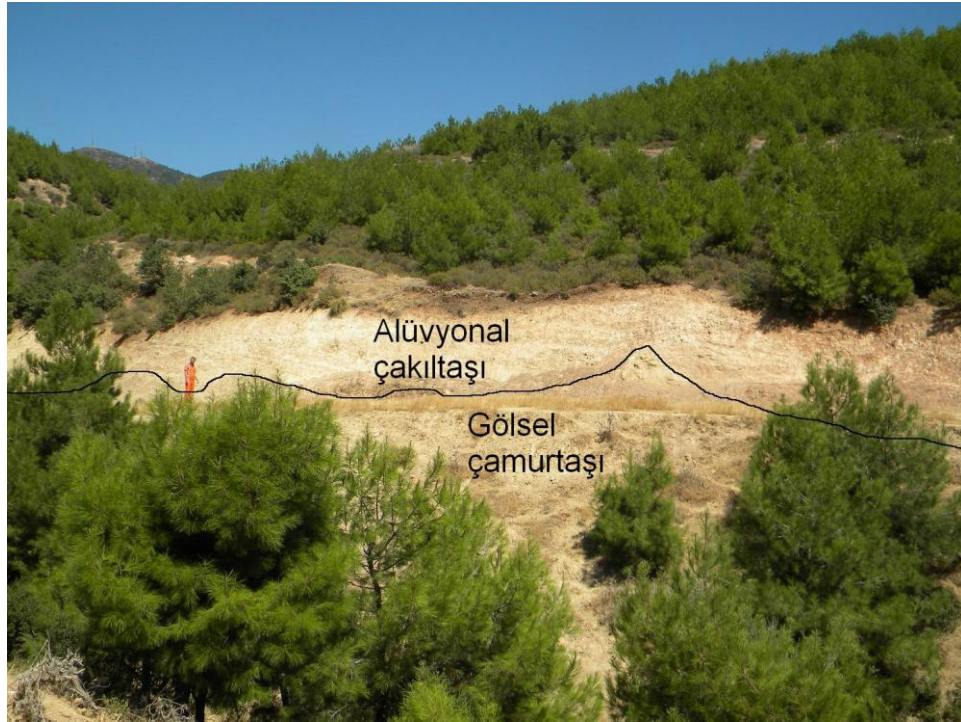


Şekil 2.13 Kızıldağ Formasyonu'ndan görünüm

Alüvyon yelpazesi çökelleri, Çaldağ'ın aşağı yamaçlarında bulunan gölsel tortulları açısız uyumsuzlukla örter (Şekil 2.14). Uyumsuzluk boyunca girintili çıkıntılı bir yüzey boyunca çakıltaşları çamurtaşlarını örter (Şekil 2.15). Bu dokanak çalışma alanının güneybatısındaki derin vadilerde açıkça görülür.



Şekil 2.14 Kızıldağ Formasyonu'yla gösel tortullar arasındaki açılal uyumsuzluk



Şekil 2.15 Kızıldağ Formasyonu'yla gösel tortullar arasındaki açılal uyumsuzluk

## BÖLÜM ÜÇ

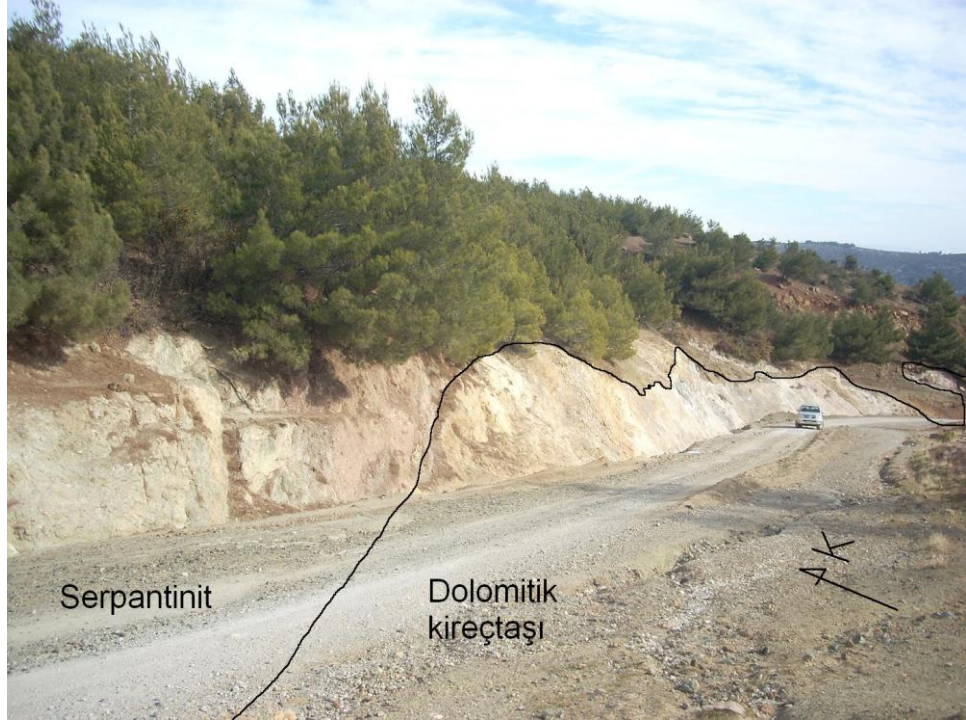
### YAPISAL JEOLJİ VE JEOMORFOLOJİ

Çalışma alanında farklı evrelerde oluşmuş çatlaklar, normal faylar, doğrultu atımlı faylar, ters faylar ve bindirme fayları yer alır. Bu yapılar, Mesozoyik'te karbonat platformunun çökmesi, Paleojen'de İzmir–Ankara Zonu'nun kapanması, Neojen ve Kuvaterner'de ise karasal havzaların oluşması sırasında gelişir. Günümüzde de hafif şiddetli deprem üreten faylarla tektonik aktivite devam eder.

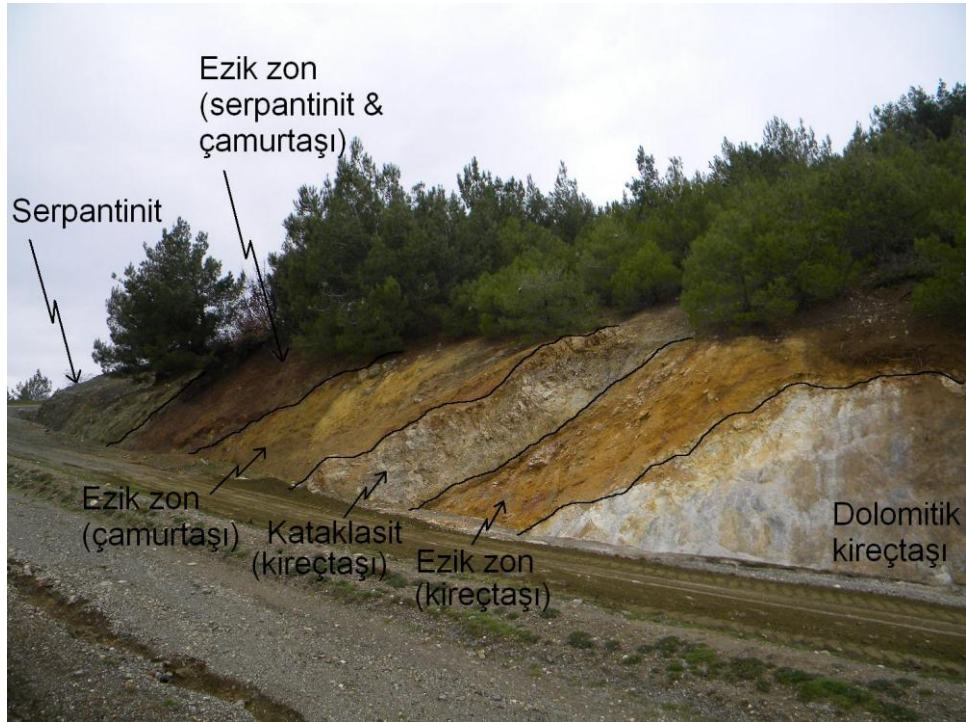
Blok konumlu, sığ denizel, Triyas yaşlı dolomitik kireçtaşları oldukça deforme, ezik ve kolayca ufalanabilen bir yapıya sahiptir. Çalışma alanında görülen en eski yapısal ögeler, bu blokların İzmir–Ankara Zonu'nun açılması sırasında Karaburun karbonat platformundan koptuktan sonra okyanus derinliklerine doğru sürüklenirken (Erdoğan, 1990) kazandığı çatlak ve kırıklar olmalıdır.

Bornova Karmaşığı'na ait kayaların birbirleriyle ve lateritle olan dokanaklarında genellikle ters faylar ve bindirme faylarına rastlanır. Geniş ezik zonlar boyunca izlenebilen bindirmelerde fay killeri, kataklasitler ve killi karbonatla çimentolanmış breşler yer alır. Bölgesel ölçekte değerlendirildiğinde; bu yapılar, Paleosen'de İzmir–Ankara Zonu'nun kapanması sırasında oluşumuna başlayıp, Eosen sonunda Menderes Masifi'nin son metamorfizmasının tamamlanmasına kadar devam eden sıkışma rejiminin etkisiyle şekillenmiş olmalıdır.

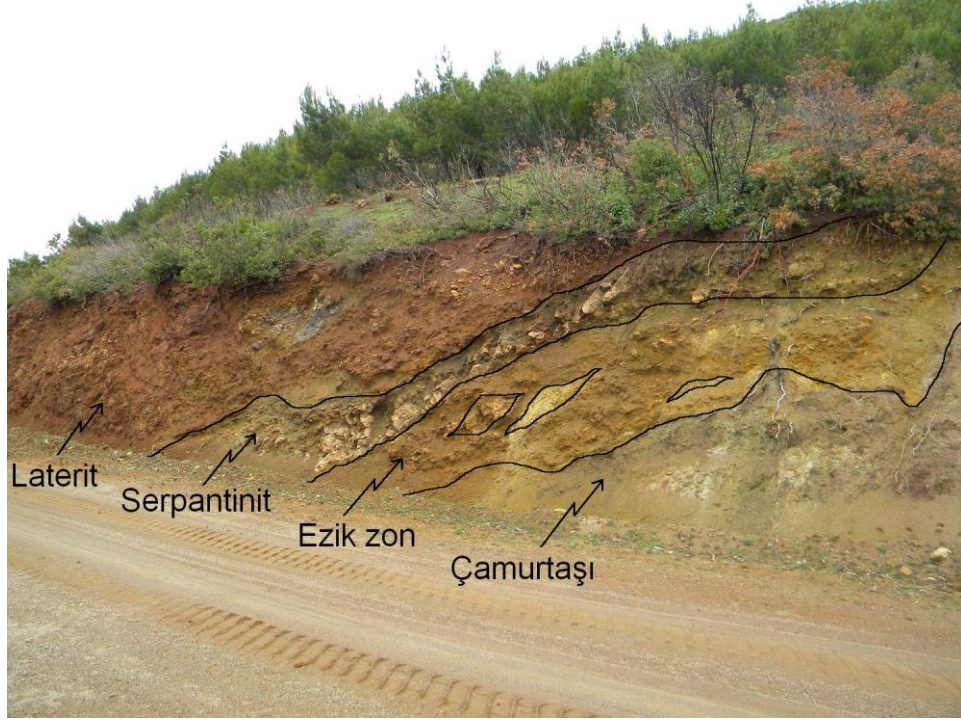
Çalışma alanının orta kesiminde, Akyatak Tepe'nin güney ve batı yamaçlarında açılan yol yarmasında bindirme yapıları yakından incelenebilir. Güneydeki yüzlelerde serpantinitin dolomitik kireçtaşı üzerinde dalgalı bir yüzey boyunca sürüklendiği açıkça görülür (Şekil 3.1 ve 3.2). Serpantinit ve dolomitik kireçtaşını ayıran yapısal sınır boyunca, killi–karbonatlı bir çimentoyla tutturulmuş breşlerin arasında Çaldağ Lateriti'nin bir bileşeni olan kromitli silis breşlerine rastlanır. Benzer şekilde batıdaki yüzlekte lateritin, serpantinit ve çamurtaşları üzerinde sürüklendiği gözlenir (Şekil 3.3). Bu veriler Çaldağ Lateriti'nin oluşumu devam ederken ya da oluşumu tamamlandıktan sonra şu anda bulunduğu yere tektonik



Şekil 3.1 Dolomitik kireçtaşı ve serpantinitle arasındaki bindirme yüzeyi



Şekil 3.2 Bindirme fayında gelişen katalasit ve ezik zonlar

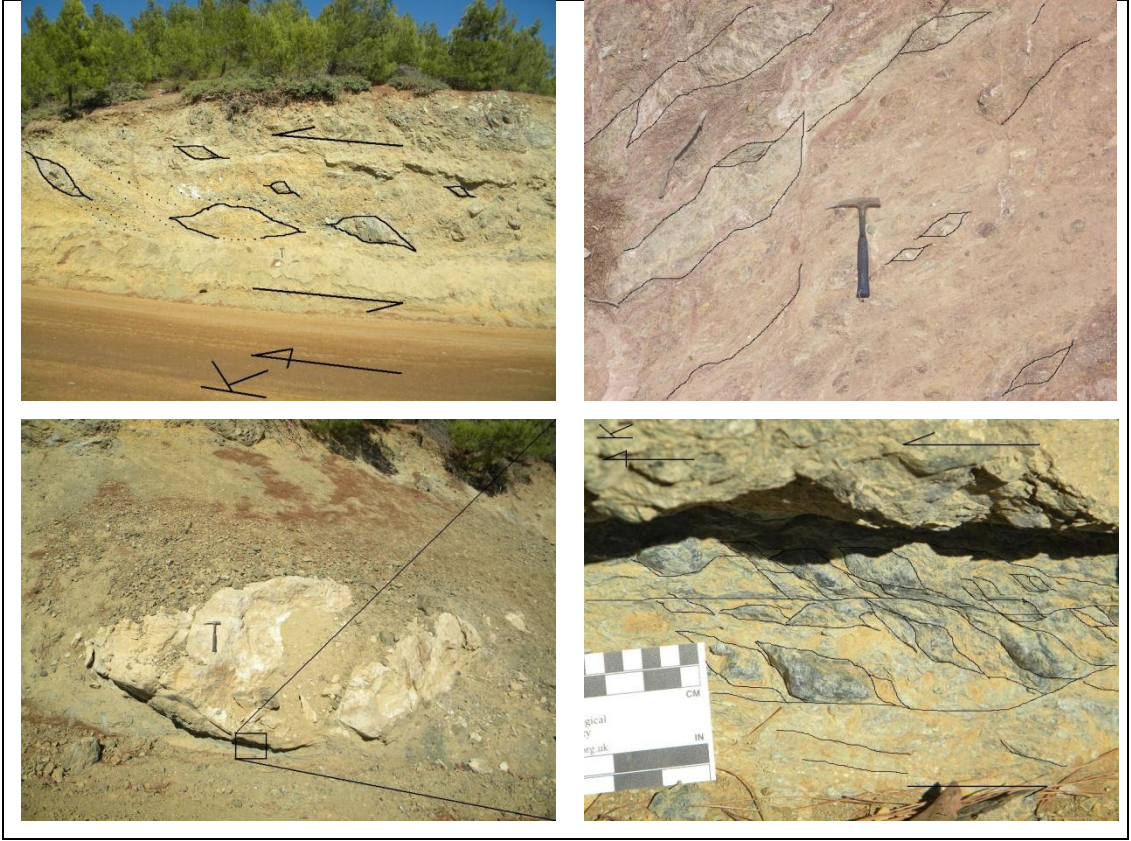


Şekil 3.3 Çamurtaşı ve serpantinit üzerinde sürüklenen Çaldağ Lateriti

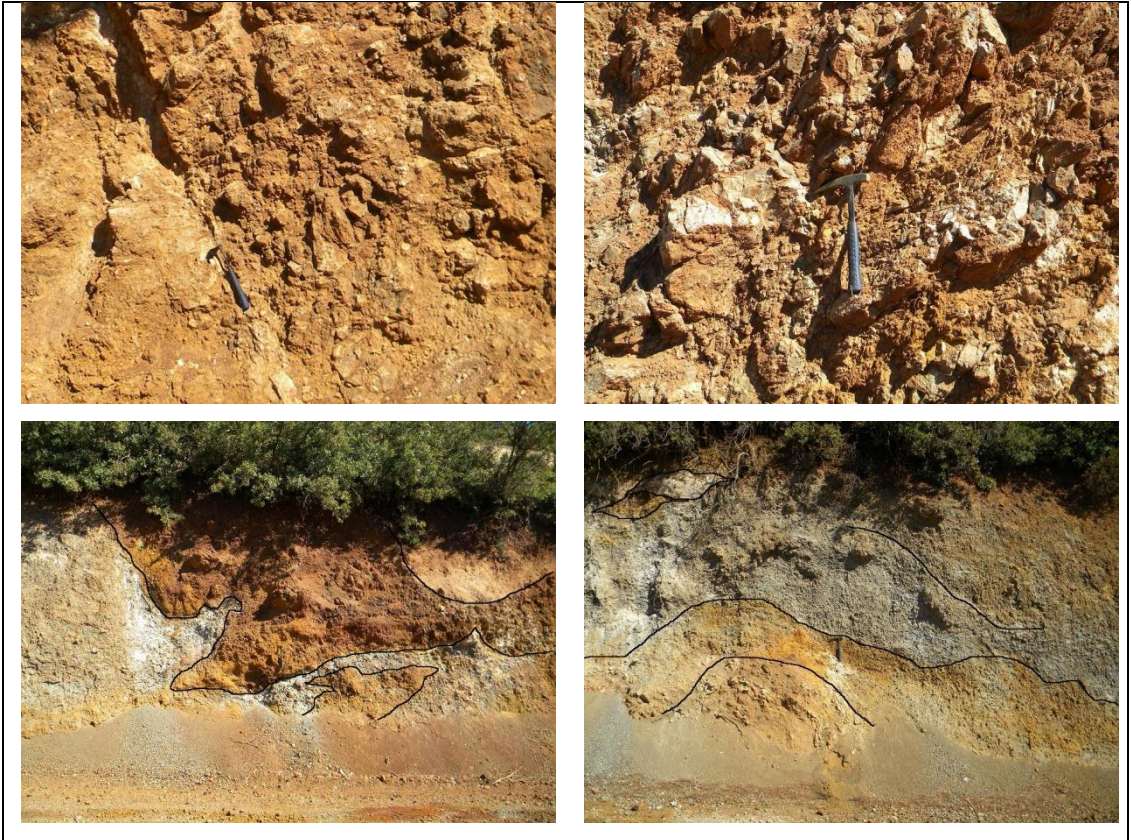
dilimler halinde sürüklenerek taşındığının açık göstergesidir. Birkaç kilometre boyunca uzanan yolda, serpantinitlerin (Şekil 3.4) ve Çaldağ Lateriti'nin (Şekil 3.5) oldukça karmaşık bir yapı içerisindeki çeşitli bileşenleri, bu bileşenlerin sürüklenme sırasında kazandığı yapılar izlenebilir.

Bindirme zonundaki kataklastik kireçtaşlarında ve ezilmiş killerde ve serpantinitlerde üstteki bloğun KKD (K10D) yönünde sürüklendiğini gösteren S/C yapıları göze çarpar (Şekil 3.4).

Sıkışma rejimini yansıtan yapılara nikel işletmesinin açık ocaklarında da rastlamak mümkündür. Akyatak Tepe güneyinde Kuzey Ocak ve Güney Ocak isimli iki adet açık ocak bulunur (Şekil 2.2). Kuzey Ocak'a giden yol yarmasında ve ocak aynasında görülen laterit-serpantinit dokanağı ters faylıdır (Şekil 3.6). Aynı ocağın hemen güneyinde yapılan RC084 numaralı düşey sondajda (Şekil 2.2), lateritin beklenmeyen kalınlıklara (>175m) eriştiği görülür. Sondajda, yüzeyden itibaren 95m laterit, ardından 30m mavi, yeşil, gri, mor renkli bir kil zonu ve ardından yine 50m



Şekil 3.4 KKD yönüne sürüklenme sırasında serpantinitleerde gelişen yapısal öğeler



Şekil 3.5 Sürüklenme sırasında Çaldağ Lateriti'nde gelişen yapısal öğeler



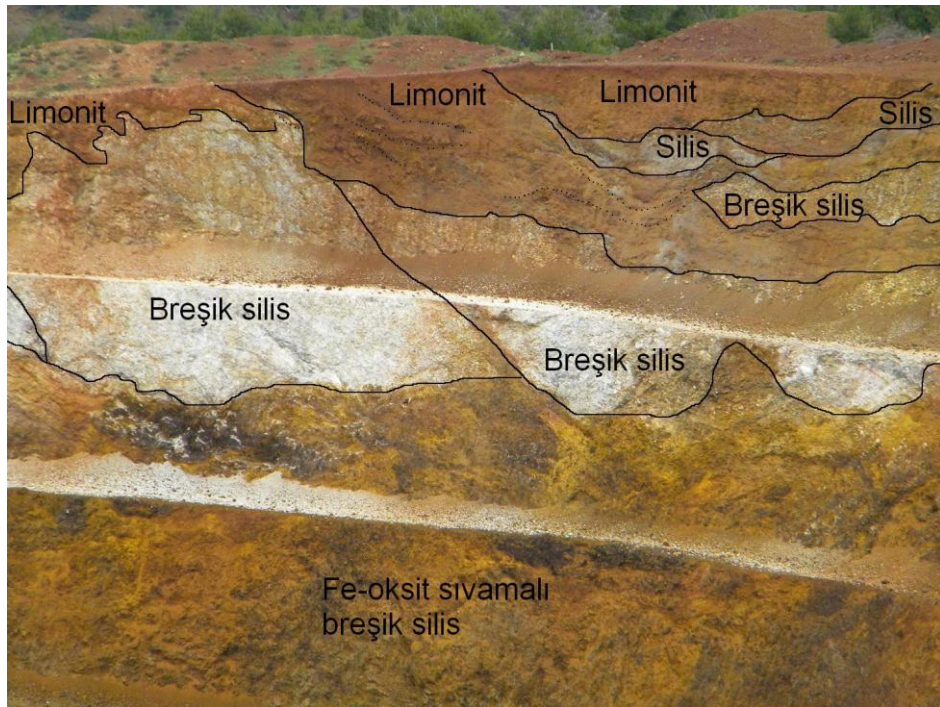
Şekil 3.6 Ters faylı laterit–serpantinit dokanağı, Kuzey Ocak

dokanağında sıkışmadan kaynaklanan ezilmeler oldukça belirgindir. Dokanağın hemen üstündeki laterit, sürüklenme sırasında ezilip ufalanarak dalgalanan katmansı bir görünüm sergiler. Alttaki serpantinit ise ezilmeden ve yeraltı suyuyla etkileşiminden dolayı yer yer ilksel yapısını kaybederek kile dönüşür (Şekil 3.7).

Akyatak Tepe'nin batısında Hematit Ocak yer alır. Ocağın kuzey aynalarında, tektonik dilimler halinde iç içe geçmiş nikel içermeyen breşik silisler ve yüksek nikel içerikli limonitler, tektonik taşınmanın cevher oluşumundan sonra gerçekleştiğini destekler (Şekil 3.8). Ocağın doğu aynalarında ise, ilksel serpantin yapısını koruyan götitli seviyelerin üzerinde, karmaşık ve breşik yapıları lateritler dikkati çeker. Mavi–yeşil renkli montmorillonitler, sürüklenme sırasında ezilerek, bu iki seviyeyi birbirinden ayıran yüzeye yayılır. Bu kılavuz yüzeyin altında ve üstündeki lateritlerin Ni tenöründe de belirgin bir farklılık vardır. Altta korunmuş kesimlerde Ni tenörü yaklaşık %1,5–2 aralığındayken, üstteki deforme seviyelerde, sürüklenirken meydana gelen karışımdan dolayı, tenör %0,4–0,8 aralığındadır (Şekil 3.9).

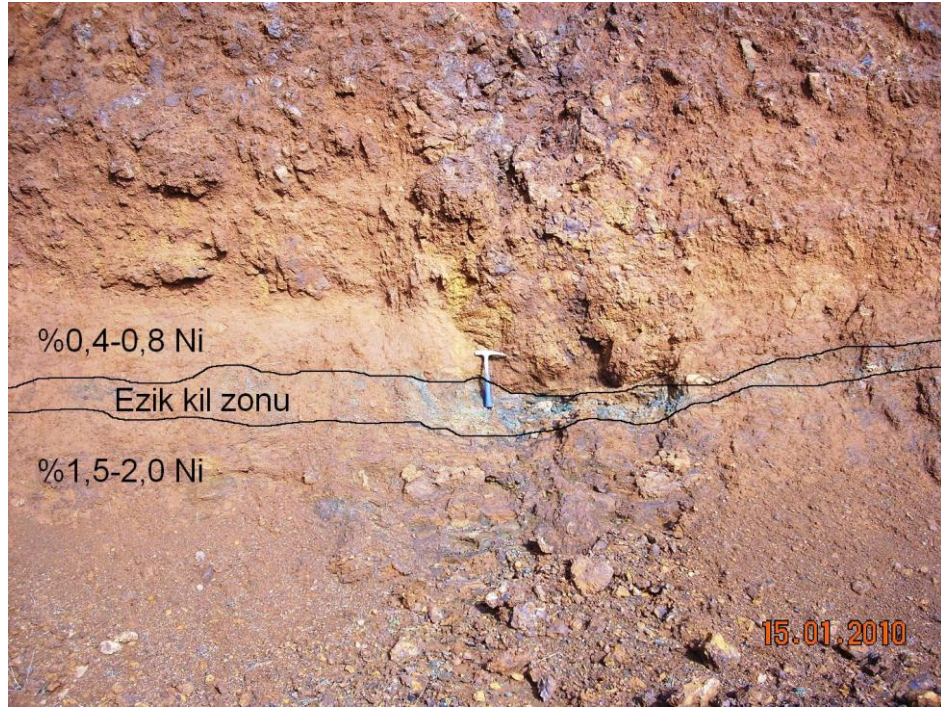


Şekil 3.7 Laterit–serpantinit dokanağında sıkışmaya bağlı ezilmeler, Güney Ocak



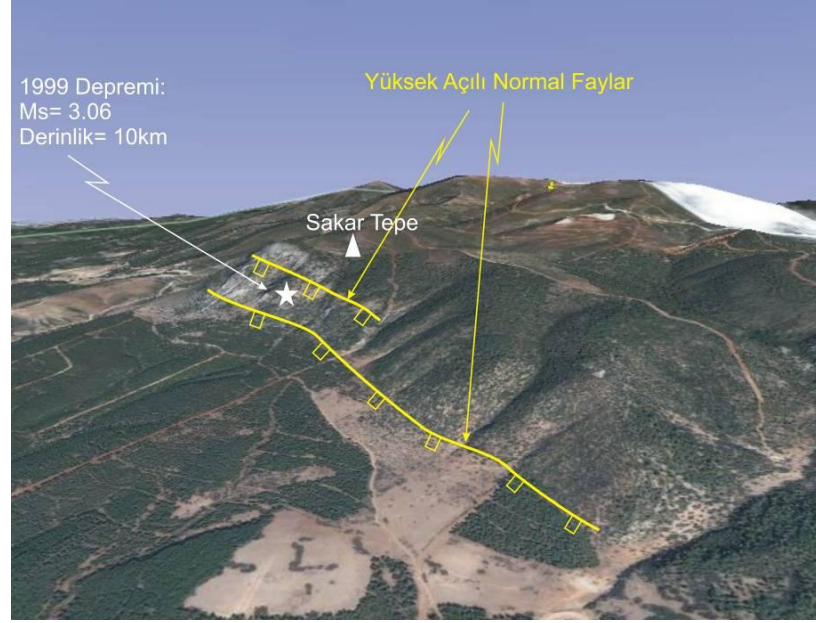
Şekil 3.8 Breşik silislerin arasında tektonik dilimler halinde yer alan yüksek nikel içerikli limonitler, Hematit Ocak





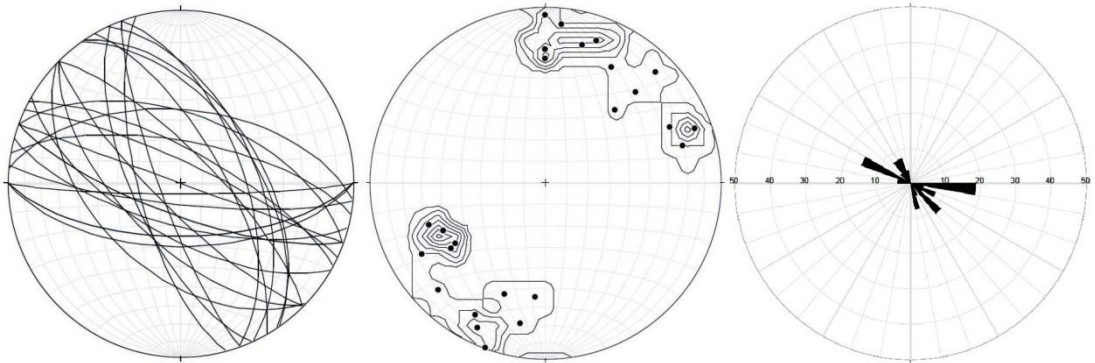
Şekil 3.9 Yüksek nikel tenörlü bozulmamış limonitleri, düşük nikel tenörlü deforme bloklı limonitlerden ayıran ezik montmorillonit zonu, Hematit Ocak

Neojen'den günümüze kadar geçen süre içerisinde oluşan faylar Çaldağ'ın bugünkü morfolojinin belirlenmesinde önemli bir rol oynar. Bu dönemde oluşan en önemli normal fay, Sakar Tepe'nin güneyindeki KB–GD uzanımlı faydır (Şekil 2.2). Topoğrafyada yaklaşık 200 metrelik bir değişimin izlendiği bu fay üzerinde, yüksek yamaç eğimi nedeniyle oluşan kopmalardan dolayı çok net fay çiziklerine ve aynalara rastlanmaz. Ancak, yamaç önünde biriken molozların arasında zaman zaman çok net fay çiziklerinin olduğu kireçtaşı blokları görülebilir. Kireçtaşını örten genç tortul kayaların genelde yataya yakın olan katmanları, bu fayın doğrultusu boyunca yüksek eğimli ve hatta bazı yerlerde düşeydir. Fay şevinin birkaç on metre önündeki genç tortullar içinde açılan 200m derinliğindeki sondaj kuyusunda genç tortul–kireçtaşı dokanağına ulaşamaması, bu fay aynasının yüksek eğimli olduğu yönünde fikir verir. Genç tortulların kireçtaşını uyumsuzlukla örttüğü dokanağın, Sakar Tepe'nin üzerinde de bulunduğu göz önüne alındığında, bu fayın atımının 400 metreden fazla olduğu söylenebilir. 1999 yılında meydana gelen  $M_s=3.06$  büyüklük ve yaklaşık 10km derinlikteki depremin, bu alandaki iki fayın arasında yer alması bölgenin güncel tektonik aktivitesine dikkatleri çeker (Şekil 3.10).



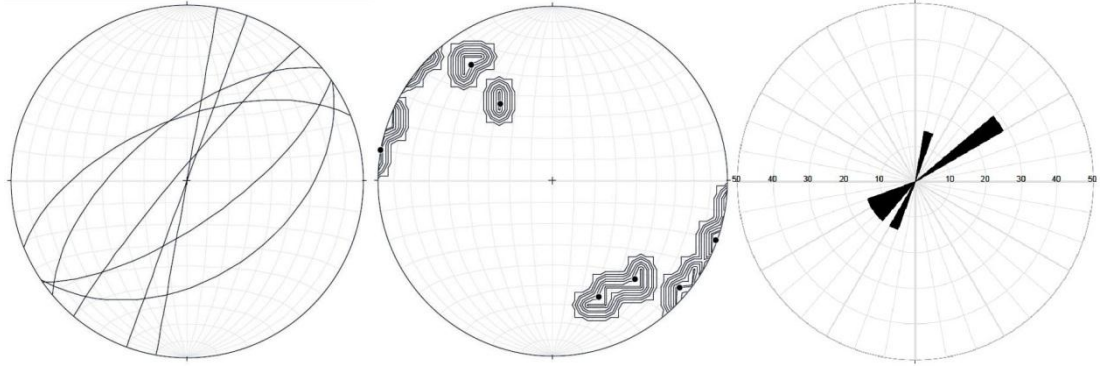
Şekil 3.10 Sakar Tepe'nin güneyinde yer alan yüksek açılı normal faylar

Zirvedeki Aysekizi Tepe'nin kuzey yamaçlarından, Çaldağ'ın güneyindeki düzlüklere kadar izlenebilen KB-GD ve D-B uzanımlı düşey atımlı normal faylar, Çaldağ'a belirgin bir basamaklı görünüm kazandırır (Şekil 2.2 ve 3.11).



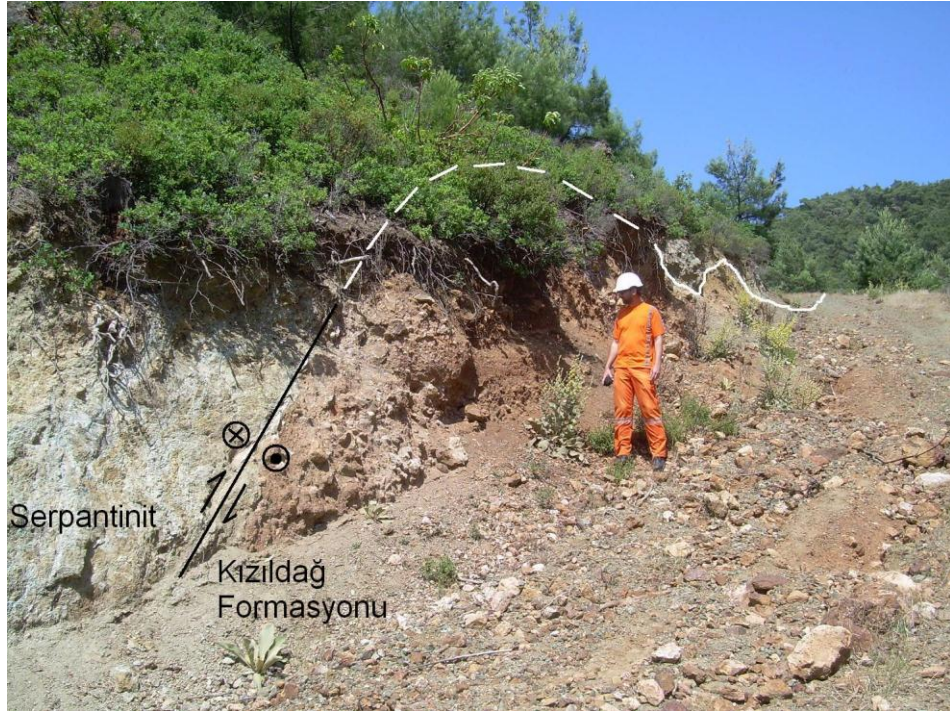
Şekil 3.11 KB-GD ve D-B uzanımlı normal fayların stereografik projeksiyonu, kontur diyagramı ve gül diyagramı

Çaldağ'da gözlenen diğer önemli topoğrafik öğeler, KD-GB uzanımlı, dik yamaçlı, derin vadilerdir (ör: Domuz Deresi, Yılanlı Dere). Vadilerin uzanımı İzmir-Balıkesir Transfer Zonu içindeki Cumaovası ve Kocaçay havzalarının kenar faylarıyla paralellik gösterir. Bu vadiler boyunca, sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı kırıklar ve hareket yönü tanımlanamayan kırıklar yer alır (Şekil 2.2 ve 3.12).



Şekil 3.12 KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı fayların stereografik projeksiyonu, kontur diyagramı ve gül diyagramı

Domuz Deresi içerisinde, vadi tabanına yakın bir kesimde, Bornova Karmaşığı'na ait serpantinitlerin, Kızıldağ Formasyonu'nun Erken Pliyosen yaşlı çakıltaşlarına bindirdiği görülür (Şekil 3.13). İzmir-Balıkesir Transfer Zonu içindeki doğrultu atımlı fayların re-aktivasyonu ve fayların Batı Anadolu'nun aktif tektoniğindeki yeri son yıllardaki çalışmalarda çok ortaya konmuştur (örn: Sözbilir, Sarı, Uzel, Sümer ve Akkiraz, 2011; Uzel ve Sözbilir 2008). Bu açıdan değerlendirildiğinde, bu genç bindirme, vadi boyunca uzandığı düşünülen doğrultu atımlı fayın re-aktivasyonuna bağlı bir basınç zonunda gelişmiş olabilir.



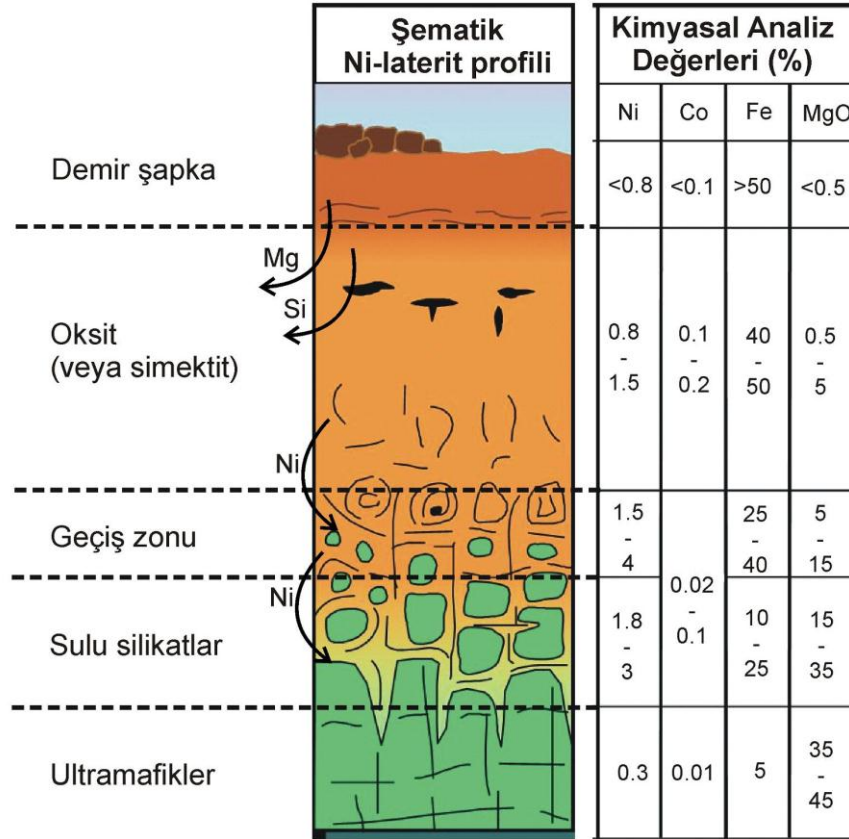
Şekil 3.13 Kızıldağ Formasyonu'na bindiren serpantinitler, Domuz Deresi

## BÖLÜM DÖRT

### EKONOMİK JEOLJİ

#### 4.1 Nikel Lateritlerin Oluşumu

Nikel lateritler, ultramafik kayalar üzerinde nemli tropikal iklim koşullarında gelişen kalıntı tipi ayrışma ürünleridir. Sıcak hava ve bol yağışın etkisiyle kayada bulunan mobil elementler (Mg, Ca & Si) çözünüp ortamdaki uzaklaşır ve mobil olmayan elementler (Fe, Ni & Co) yerinde kalıp bağıl olarak zenginleşirler (Şekil 4.1). Litoloji, tektonizma, topoğrafya, drenaj ve kayacın iç yapısı lateritlerin gelişimini doğrudan etkiler (Brand, Butt ve Elias, 1998; Elias, 2002; Freyssinet ve diğer., 2005; Golightly, 1981; Lelong, Tardy, Grandin, Trescases ve Boulange, 1976).



Şekil 4.1 Genelleştirilmiş Ni-laterit profili ve belirli zonlardaki element dağılımları (Elias, 2002)

Her yatağın kendine özgü bir bileşimi olmakla birlikte, lateritler genel olarak oksitli, silikatlı ve killi yataklar olmak üzere üç grupta incelenir:

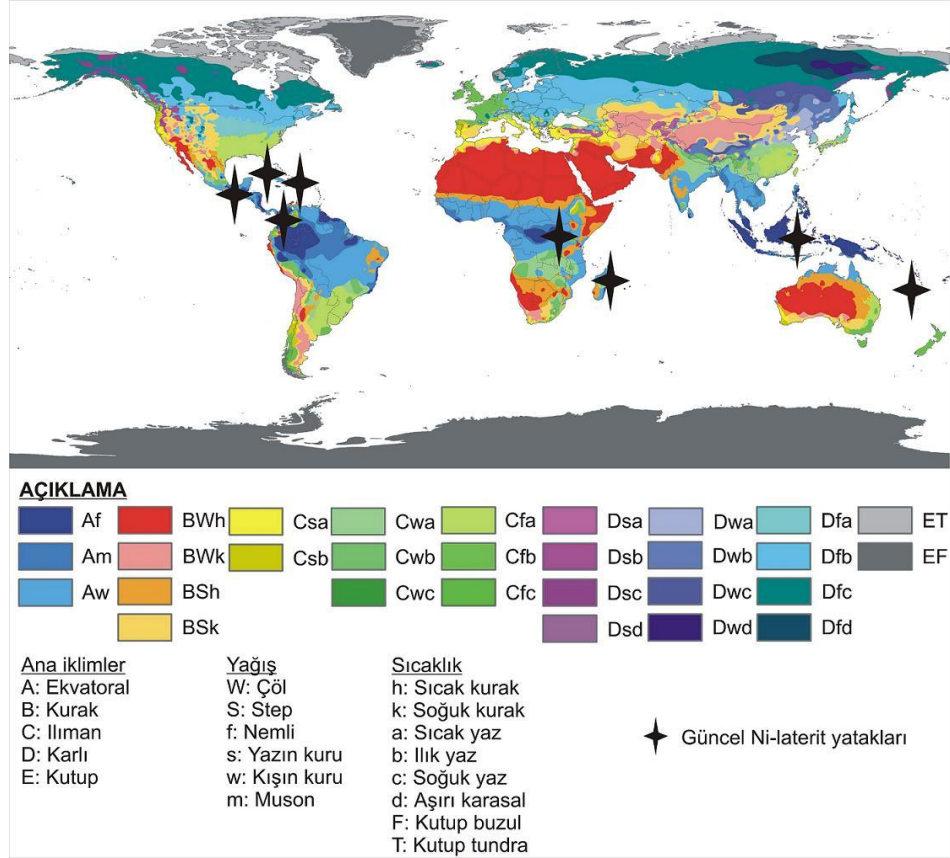
- Oksit yataklar; Fe-oksi-hidroksitlerce baskındır. Nikel genellikle demirle yer değiştirerek götitin yapısına girer. Asbolan ve lithiophorite gibi Co ve Ni'ce zengin Mn-oksitler de sıkça görülür. Bilinen yatakların çoğunda silisleşme de yaygındır. Ortalama %1-1.6 oranında nikel içerirler.
- Silikat yataklar; saprolit zonunun (geçiz zonu) alt kesimlerinde sıkça görülen sulu Mg-Ni silikatlardan oluşurlar. Bu silikatlar genellikle serpantin, talk, klorit ve sepiyolit nikel içeren varyasyonlarıdır. Ortalama %1.8-2.5 oranında nikel içerirler.
- Kil yataklar; genellikle saprolit zonunun orta-üst kesimlerinde görülürler ve nontronit-saponit gibi nikelce zengin simektit grubu killerden oluşurlar. Ortalama %1-1.5 oranında nikel içerirler.

Dünyadaki en büyük güncel Ni-laterit yatakları tropikal iklim kuşaklarında yer alır (Şekil 4.2; e.g. Yeni Kaledonya, Endonezya, Küba, Burundi, Madagaskar, Guatemala, Kolombiya, Dominik Cumhuriyeti).

Daha ılıman bir iklime sahip olan Doğu Akdeniz'de, günümüzde oluşumunu devam ettiren lateritler olmamakla birlikte, Kuzey Sırbistan'dan başlayıp, Balkanlar ve Yunanistan üzerinden Türkiye ve İran'a uzanan Tetis ofiyolit kuşağında yer alan ultramafik kayalar, birçok fosil nikel laterit yatağına ev sahipliği yapar (Şekil 4.3). Açıkça görülmektedir ki, Doğu Akdeniz'de yer alan lateritik yataklar, jeolojik zaman içerisinde daha sıcak, yağışlı ve nemli iklim koşullarında oluşmuşlardır.

#### **4.2 Türkiye'nin Ni-Laterit Potansiyeli**

Türkiye'deki bilinen en büyük Ni-laterit yatakları Manisa/ Çaldağ (33,3M ton, %1,14Ni), Manisa/ Gördes (20M ton ?) ve Eskişehir/ Karaçam'da (10M ton ?) yer alır. Bunların dışında, Eskişehir/ Mihaliççık, Osmaniye/ Yarpuz, Kahramanmaraş/ Türkoğlu, Uşak/ Muratdağı, Balıkesir, Bursa, Çanakkale, Sivas ve Van'da –bir kısmı



Şekil 4.2 Dünya iklim kuşakları haritası ve güncel Ni-laterit yataklarının dünya üzerindeki dağılımı (Peel, Finlayson ve McMahon (2007)'den değiştirilerek)



Şekil 4.3 Tetis ofiyolit kuşağında yer alan fosil nikel laterit yatakları (Tavlan ve diğer., 2011)

doğrudan hammadde olarak ihraç edilmiş, bir kısmı ise jeolojik çalışmalar sonucunda ekonomik olmadığı anlaşılmış– sınırlı sayıda Ni-laterit yatağı vardır.

Batı Anadolu'nun paleoiklimiyle ilgili araştırmalar incelendiğinde, Paleosen öncesinden en geç Orta Miyosen'e kadar olan aralıkta iklimsel koşulların laterit oluşumu için elverişli olduğu görülür. Tropikal–subtropikal ayrışma Eosen'de zirveye ulaşır. Çaldağ'ın tektonik, sedimenter ve paleoiklimsel tarihi -çoğunluğu Eosen'de olmak üzere- Orta Paleosen'den Geç Serravaliyen'e kadar, yaklaşık 50 milyon yıl, kesikli olarak devam eden bir lateritleşme sürecini ortaya koymaktadır (Tavlan ve diğer., 2011).

Türkiye'de, bilinen Ni-laterit yataklarının tamamı yüzeydedir ve üzerlerinde herhangi bir örtü yoktur. Anadolu jeolojik mozağini oluşturan tektonik kuşakların, Kretase'den Miyosen ortalarına kadar –kısa aralıklarla– devam eden tropikal iklim koşullarında zaman zaman yüzeyledikleri düşünülürse, ultramafik kayaların bol bulunduğu ülkemiz sınırları içerisinde, üzeri Eosen–Oligosen–Miyosen–Pliyosen dönemlerinde tortullarla örtülmüş başka lateritik yatakların da bulunabileceği söylenebilir.

## **BÖLÜM BEŞ**

### **JEOLOJİK EVRİM**

Çalışma alanının temelini oluşturan Bornova Karmaşığı, Maastrichtiyen–Daniyen’de Anadolu–Toros Bloğu’nun kıta kenarında oluşur (Erdoğan 1990; Erdoğan ve diğer., 1990; Okay ve diğer., 1996; Okay ve Siyako 1993). Karmaşık bir yapı sunan melanjin içinde, derin denizel tortullarla birlikte, İzmir–Ankara Zonu açılırken karbonat platformundan havzaya taşınan kireçtaşı blokları ve İzmir–Ankara Zonu kapanırken tabandan sıyrılarak yüzeye taşınan serpantinit blokları yer alır (Erdoğan 1990).

Paleosen’den Orta Miyosen’e kadar aralıklarla devam eden tropikal–subtropikal iklim (Tavlan ve diğer., 2011), serpantinitlerde lateritik ayrışmaya neden olur. Ayrışma sırasında serpantinitlerin çatlaklarından süzülerek içine işleyen zayıf-asidik yüzey suları, minerallerin silikat yapısını parçalayarak Mg ve Si gibi mobil elementleri ortamdan uzaklaştırır. Fe–Mn gibi mobil olmayan elementlerse yüksek oksidasyon ortamında kalarak kalıntı tipi lateritik yatağı oluşturur. Silikat parçalandığı sırada duraysızlaşan Ni, Co gibi elementler de bu sırada oluşmakta olan Fe-oksitlerin (götit) kristal yapısına girerek yatağa ekonomik bir değer katar.

Lateritleşmenin ilerleyen evrelerinde, nispeten kurak mevsimlerde, yüzeye yakın oksitli minerallerin suyunu kaybetmesiyle birlikte Ni ve Co tekrar mobilize olarak lateritik profilin alt kesimlerine doğru göç eder. O sırada, ayrışmanın henüz eriştiği profilin alt kesimindeki serpantinlerle ikincil sulu Ni–Mg silikatları (ör: pekoarit, serpantin), Mn-oksitlerle asbolanı ve karbonatlarla takoviti oluşturur. Üst kesimlerdeki suyunu kaybeden Fe-oksitlerinse çoğunluğu hematite dönüşür.

Ayrışma sırasında Mg ile birlikte ortamdan uzaklaşması beklenen Si, bazen henüz yeterince uzaklaşmadan tekrar duraylı hale gelir ve ortam koşullarına göre kuvars, kalsedon ya da opal olarak serpantinitin çatlakları arasında kristalleşir. Daha sonra, zaten ayrışmakta olan serpantinleri ornatarak yer yer masif yer yer de ilksel



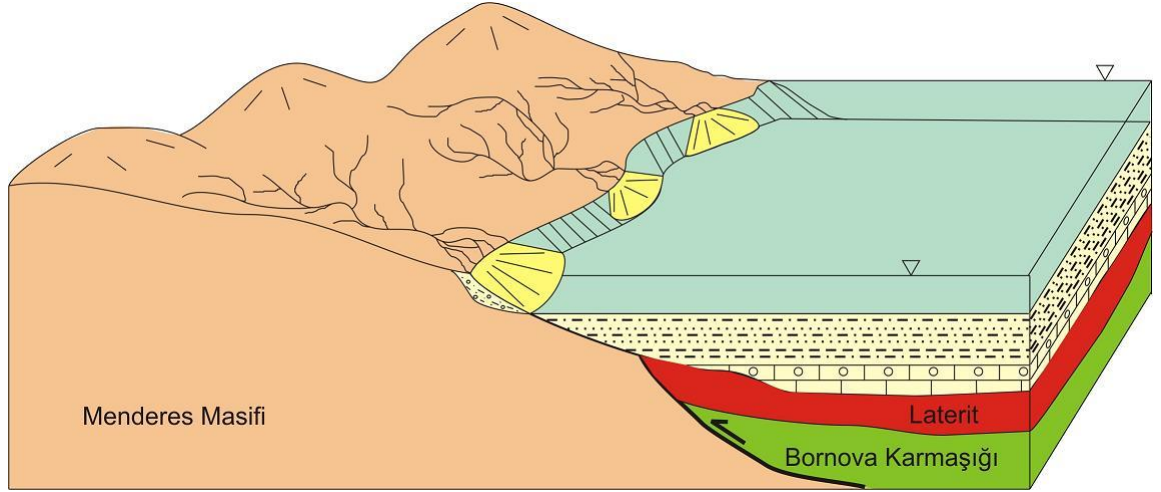
serpantinit yapısını koruyan silis kütlelerini oluşturur. Bugün, Çaldağ'daki neredeyse bütün silisli zonlarda masif silis kütleleri içerisinde saçınmış spinel grubu minerallerin (çoğunlukla kromit) varlığı, bu silislerin ultramafik orijinli olduğunu doğrular.

İzmir–Ankara Zonu'nun kapanmasıyla başlayan bölgesel sıkışma, Eosen sonlarına kadar devam eder (Akdeniz, 1980; Önoğlu, 2000; Özer ve diğer., 2001; Özer ve Sözbilir, 1995; Sözbilir, 1997; Sözbilir ve diğer., 2001). Akyatak Tepe güneyindeki yol yarmasında serpantinitlerin dolomitik kireçtaşına bindirdiği fay zonunda kromitli silis breşlerinin varlığı, serpantinitler üzerinde gelişen lateritlerin de bu deformasyondan etkilendiğini gözler önüne serer. Bu sıkışma sırasında, Bornova Karmaşığı'nın farklı kaya toplulukları ve lateritler, ters faylar ve bindirmelerle KKD yönünde sürüklenerek birbiri üzerine taşınır.

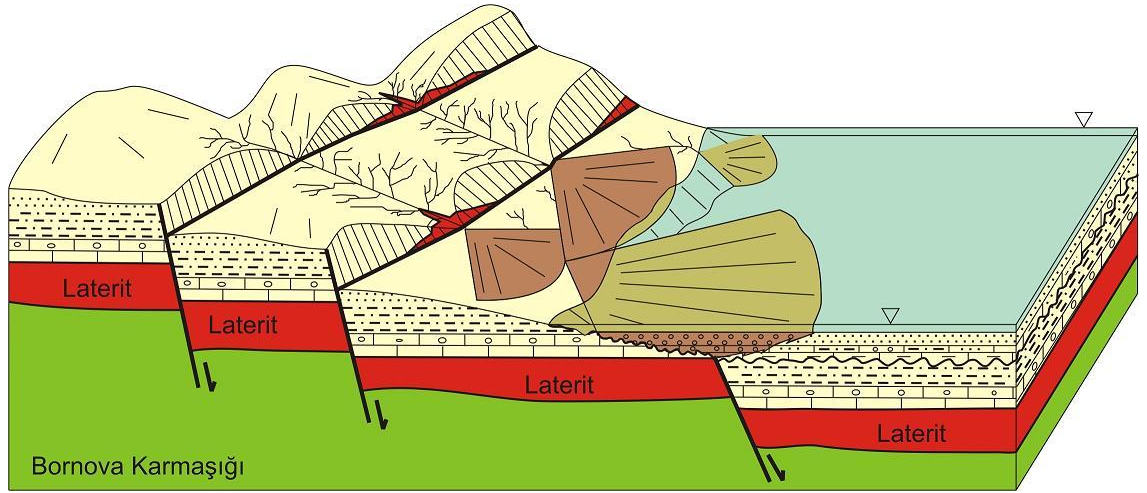
Eosen sonunda bölgesel sıkışmaya bağlı kabuk kalınlaşması hat safhaya ulaşır ve Oligosen'de orojenik çökme gerçekleşir (Dewey, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1992, 1996). Çökme ile başlayan K–G yönlü bölgesel genleşme, Miyosen'den itibaren horst–graben yapıları ve karasal havza oluşumuyla sonuçlanır (Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Emre, 1996; Emre ve Sözbilir, 1997; Hetzel ve diğer., 1995; Koçyiğit ve diğer., 1999; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Sözbilir, 2001, 2002; Yılmaz ve diğer., 2000).

Geç Miyosen–en erken Erken Pliyosen'de, Gediz Grabeni'nin KB kesimini (çalışma alanı) kaplayan gölde Develi Formasyonu'nun tortulları çökler (Şekil 5.1). Sakin giden gölsel tortullaşma Erken Pliyosen ortalarında transpresif bir etkinlikle bozular. Develi Formasyonu kısmen yüzeyler ve oluşan uyumsuzluğun ardından yine göl ortamında Halitpaşa Formasyonu çökmeye başlar (Kaya ve diğer., 2004).

Çaldağ Horstu, geç Erken Pliyosen'deki ikinci bir transpresif etkinliğin (Kaya ve diğer., 2004) hemen ardından gelişen yüksek açılı normal faylara bağlı olarak Gediz Grabeni'nin ortasında yükselmeye başlar. Beraberinde gelişen erozyon, normal fayların hemen önündeki düzlüklerde Kızıldağ Formasyonu'na ait alüvyon yelpazesi çökellerini oluşturur (Şekil 5.2). Alüvyon yelpazelerinin alt kesimini yükselen



Şekil 5.1 Gediz Grabeni'nin KB kesiminde gösel tortullaşmayı gösteren blok diyagram



Şekil 5.2 Yüksek açılı normal faylarla Çaldağ'ın yükselmeye başlaması ve alüvyon yelpazesi çökelişini gösteren blok diyagram

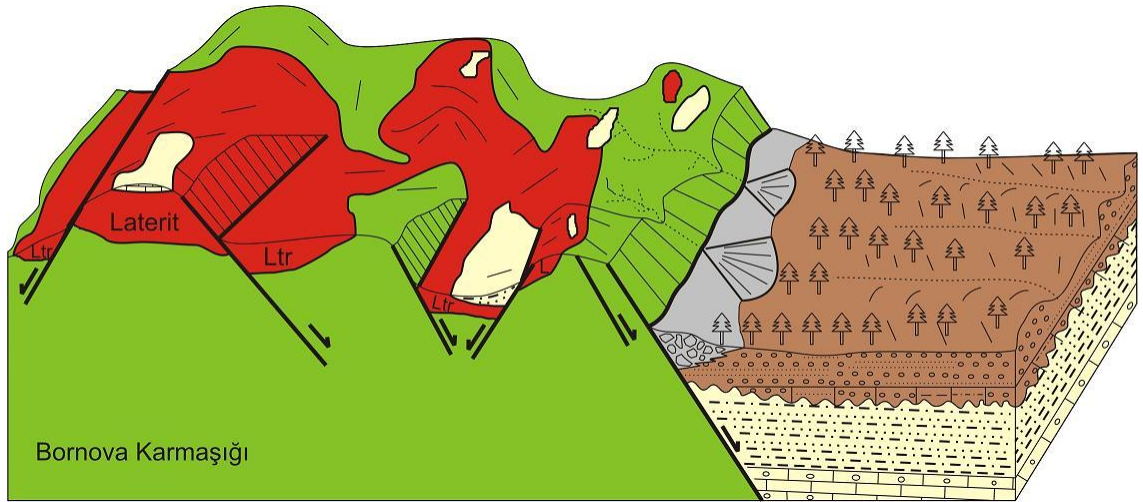
kesimlerden erozyonla aşınıp taşınan gösel tortulların çakılları oluşturur. Üste doğru ise gösel tortul çakıllarına laterit, serpantinit, kireçtaşı ve çört çakılları eşlik eder.

Gösel tortulların büyük çoğunluğu erozyonla aşınıp taşınır ve Çaldağ Lateriti yaklaşık 7 milyon yıl sonra tekrar yüzeyler. Ancak, iklim uygun olmadığı için lateritik ayrışma devam edemez (Tavlan ve diğer., 2011).

Kızıldağ Formasyonu oluşuktan sonra, Develi ve Halitpaşa Formasyonları'nın çökelişini sonlandıran transpresif etkinliklerin bir yenisini daha gerçekleştirir. Bu etkinlik sonucunda Domuz Deresi içerisinde –çok küçük bir yüzlekte gözlenebildiği

kadarıyla– Bornova Karmaşığı'nın serpantinitleri geç Erken Pliyosen Kızıldağ Formasyonu'nun çakıltaşlarına bindirir (Tavlan ve diğer., 2011). İzmir–Balıkesir Transfer Zonu'nun etkinlikleri arasında değerlendirilen bu fay, aldağ' da bugüne kadar kaydedilen en son sıkışmayı temsil eder.

Çaldağ'ın yükselmesine neden olan KB–GD ve D–B uzanımlı yüksek açılı normal faylar ve İzmir–Balıkesir Transfer Zonu'nun yansımaları olduğu düşünülen KD–GB uzanımlı doğrultu atımlı faylar, Ege Bölgesi'nin aktif tektoniği içerisinde gelişimine devam eder. Normal fayların önünde yamaç molozları birikmeye devam ederken, derelerle havzaya taşınan alüvyon Gediz Ovası'nın geniş düzlüklerini oluşturur (şekil 5.3).



şekil 5.3 aldağ'ın güncel jeomorfolojik durumunu gösteren blok diyagram

## BÖLÜM ALTI

### SONUÇLAR

- Çalışma alanında alttan üste doğru Bornova Karmaşığı, Çaldağ Lateriti ve Develi, Halitpaşa ve Kızıldağ Formasyonları'ndan oluşan karasal tortul kayalar yer alır.

- Çaldağ Lateriti, Bornova Karmaşığı'na ait serpantinitlerin, Paleosen'den Orta Miyosen'e kadar aralıklarla devam eden bir süreçte, tropikal–subtropikal iklim koşullarında lateritleşmesi sonucu oluşur.

- Bornova Karmaşığı ve Çaldağ Lateriti, İzmir–Ankara Zonu'nun kapanmasından Eosen sonlarına kadar devam eden sıkışma tektoniğinden etkilenir ve KKD yönünde sürüklenerek birbirleri üzerine bindirir.

- Bornova Karmaşığı ve Çaldağ Lateriti, Geç Miyosen–geç Erken Pliyosen'de gelişen göl ortamında tortullarla örtülür. Geç Erken Pliyosen'de gelişmeye başlayan KD–GB ve D–B uzanımlı yüksek açılı normal faylarla havza parçalanır, Çaldağ yükselmeye başlar ve fay önlerinde Kızıldağ Formasyonu'nun alüvyon yelpazesi çökelleri oluşur.

- Yükselen bloklarda meydana gelen erozyon sonucunda Geç Miyosen'den geç Erken Pliyosen'e kadar yaklaşık 7 milyon yıl boyunca tortul örtü altında kalan Çaldağ Lateriti ve Bornova Karmaşığı tekrar yüzlek verir.

- Erken Pliyosen'den sonra gerçekleşen son transpresif etkinlikle, Domuz Deresi boyunca uzandığı düşünülen doğrultu atımlı faya bağlı bir basınç zonunda, Bornova Karmaşığı'nın serpantinitleri Kızıldağ Formasyonu'nun çakıltaşlarına bindirir.

- Çaldağ'ın yükselmesine neden olan KB–GD ve D–B uzanımlı yüksek açılı normal faylar ve İzmir–Balıkesir Transfer Zonu'nun yansımaları olan KD–GB

uzanımlı doğrultu atımlı faylar, günümüzde Ege Bölgesi'nin aktif tektoniği içerisinde gelişimine devam etmektedir.

- Türkiye'deki ultramafik kayaların, Kretase'den Miyosen ortalarına kadar hüküm süren tropikal iklim koşullarında lateritleştiği göz önüne alınarak, Eosen–Oligosen–Miyosen–Pliyosen dönemlerinde tortullarla örtülmüş başka lateritik yatakların da bulunabileceği fikri, gelecekteki lateritik nikel aramalarına ışık tutacaktır.

## KAYNAKÇA

- Akdeniz, N. (1980). Başlamış Formasyonu. *Jeoloji Mühendisliği*, 10, 39–47.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63–79.
- Brand, N.W., Butt, C.R.M. ve Elias, M. (1998). Nickel laterites: classification and features. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17, 81–88.
- Çağatay, A., Altun, Y. ve Arman, B. (1981). The mineralogy of the Çaldağ lateritic iron, nickel-cobalt deposits. *MTA Maden Etüt Dairesi Raporu*, 1709, Ankara, 23 s.
- Çiftçi, N.B. ve Bozkurt, E. (2009). Pattern of normal faulting in the Gediz Graben, SW Turkey. *Tectonophysics*, 473, 234–260.
- Dewey, J.F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7, 1123–1139.
- Elias, M. (2002). Nickel laterite deposits- geological overview, resources and exploitation. In: Cooke, D. & Pongratz, J. (eds) *Giant Ore Deposits. Characteristics, genesis and exploration. Centre for Ore Deposit Research, Special Publication, 4*, University of Tasmania, 205–220.
- Emre, T. (1996). Gediz Graben'nin tektonik evrimi. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 171–185.
- Emre, T. ve Sözbilir, H. (1997). Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes Grabens, Western Anatolia. *IESCA 1995 proceedings, vol.1*, 73–94.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara zonu ile Karaburun Kuşağının tektonik ilişkisi. *MTA Bülteni*, 110, 1-15, Ankara.

- Erdoğan, B., Altın, D., Güngör, T. ve Özer, S. (1990). Stratigraphy of the Karaburun Peninsula. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration of Turkey*, 111, 1–23.
- Freyssinet, P., Butt, C. R. M., Morris, R. C. ve Piantone, P. (2005). Ore-forming processes related to lateritic weathering. *Economic Geology, 100th Anniversary Volume*, 681–722.
- Helvacı, C., Gündoğan, İ., Oyman, T., Sözbilir, H. ve Parlak, O. (2008). Çaldağ (Turgutlu- Manisa) lateritik Ni-Co yatağının jeolojisi, mineralojisi, jeokimyası ve oluşum modeli. *Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Proje No: ÇAYDAĞ/104Y337*, Ankara, 176 s.
- Hetzl, R., Ring, U., Akal, C. ve Troesch, M. (1995). Miocene NNE directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 152, 639–654.
- Kaya, O., Ünay, E., Saraç, G., Eichhorn, S., Hassenruck, 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.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. ve Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 156, 605–616.
- Lelong, F., Tardy, Y., Grandin, G., Trescases, J.J. ve Boulange, B. (1976). Pedogenesis, chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits. In: Wolf, K.H. (eds) *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Amsterdam, Elsevier*, 3, 93–173.
- Okay, A.İ. ve Siyako, M. (1991). The New Position of the İzmir-Ankara Neo-Tethyan Suture Between İzmir and Balıkesir. In: *Proceedings of the Ozan Sungurlu Symposium*, 333–355.

- 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. (eds) Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions. Ozan Sungurlu Symposium Proceedings, Ankara, 333–355.*
- Okay, A.İ., Satir, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve Akyüz, S. (1996). Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: Geological and geochronological constraints. *In: A. Yin & M. Harrison (eds.), Tectonics of Asia, Cambridge University Press, 420–441.*
- Önoğlu, N. (2000). Early Eocene nummulitides and alveolines of western Anatolia. *53<sup>rd</sup> Geological Congress of Turkey, Abstracts, Ankara, 270–272.*
- Özer, S. ve Sözbilir, H. (1995). Relationship between the Menderes Masif and Lycian nappes in the Milas–Muğla and Çal–Denizli areas. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, Abstracts, İzmir, 10.*
- Özer, S., Sözbilir, H., Özkar, İ., Toker, V. ve Sarı, B. (2001). Stratigraphy of Upper Cretaceous–Palaeogene sequences in the southern and eastern Menderes Massif (western Turkey). *International Journal of Earth Sciences, 89, 852–866.*
- Peel, M.C., Finlayson, B.L. ve McMahon, T.A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci., 11, 1633–1644.*
- Ring, U., Susanne, L. ve Matthias, B. (1999). Structural analysis of a complex nappe sequence and late orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. *J. Struct. Geol., 21, 1575–1601.*
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geol. Mag., 128, 155–166.*
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1992). The age of the Büyük Menderes Graben (West Turkey) and its tectonic implications. *Geol. Mag., 129, 239–242.*



- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. (1996). Age of Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31, 1-11.
- Sözbilir, H. (1997). *Stratigraphy and sedimentology of the Tertiary sequences in the northeastern Denizli province (southwest Turkey)*. Dokuz Eylül Üniversitesi, Doktora tezi.
- Sözbilir, H. (2001) Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: Field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, 51–67.
- Sözbilir, H. (2002). Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15, 277–288.
- Sözbilir, H. (2005). Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 257–284.
- Sözbilir, H., Özer, S., Sarı, B. ve Avşar, N. (2001) Supra-Allochthon Sedimentary Successions In Western Anatolia: New Stratigraphic Data And Tectonic Results. *Fourth International Turkish Geology Symposium, Abstracts*, Adana, 36.
- Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö. ve Akkiraz, M.S. (2011). Tectonic implications of transtensional supradetachment basin development in an extension-parallel transfer zone: the Kocaçay Basin, western Anatolia, Turkey. *Basin Research*, 23, (4), 423-448.
- Tavlan, M., Thorne, R. ve Herrington, R.J. (2011). Uplift and lateritization history of the Çaldağ ophiolite in the context of Neo-Tethyan ophiolite obduction and uplift: implications for the Cenozoic weathering history of western Anatolia. *Journal of the Geological Society, London*, 168, 927–940.
- Tekin, U.K. ve Göncüoğlu, M.C. (2009). Late Middle Jurassic (Late Bathonian–Early Callovian) radiolarian cherts from the Neotethyan Bornova Flysch Zone, Spil Mountains, Western Turkey. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 17, 298–308.

- Thorne, R. (2011). *Nickel laterites, origin and climate*. University of Southampton, Doktora tezi.
- Thorne, R., Herrington, R. ve Roberts, S. (2009). Composition and origin of the Çaldağ oxide nickel laterite, W. Turkey. *Mineralium Deposita*, 44, 581–595.
- Uzel, B. ve Sözbilir, H. (2008). A First record of strike-slip basin in western Anatolia and its tectonic implication: The Cumaovası basin as an example. *Turkish J. Earth Sci.*, 17, 559-591.
- Yıldız, M. (1977). Manisa İli, Turgutlu İlçesi, Çaldağ Civarının Ni-Co Etüd ve Arama Raporu. *MTA Raporu*, 1707, Ankara, 39 s.
- Yıldız, M. (1982). Manisa ili Turgutlu ilçesi Çaldağ yöresi nikel etüd ve arama raporu. *MTA Maden Etüt Dairesi*, 7180, Ankara.
- Yılmaz, Y., Genç, S.C., Gürer, Ö.F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. ve Elmas, A. (2000). When did western Anatolian grabens begin to develop. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J.D.A. (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society, London, *Special Publications*, 173, 353–384.