T.C.

AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ

TEKİROVA (ANTALYA) OFİYOLİTLERİNDE YER ALAN İZOLE DAYKLARIN PETROLOJİSİ, JEOKİMYASI VE PETROJENEZİ

Alper GÜNEŞ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

MAYIS 2018

ANTALYA

T.C.

AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ

TEKİROVA (ANTALYA) OFİYOLİTLERİNDE YER ALAN İZOLE DAYKLARIN PETROLOJİSİ, JEOKİMYASI VE PETROJENEZİ

Alper GÜNEŞ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

MAYIS 2018

ANTALYA

T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

TEKİROVA (ANTALYA) OFİYOLİTLERİNDE YER ALAN İZOLE DAYKLARIN PETROLOJİSİ, JEOKİMYASI VE PETROJENEZİ

Alper GÜNEŞ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

(Bu tez Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğü tarafından FYL-2017-2819 nolu proje ile desteklenmiştir)

MAYIS 2018

T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

TEKİROVA (ANTALYA) OFİYOLİTLERİNDE YER ALAN İZOLE DAYKLARIN PETROLOJİSİ, JEOKİMYASI VE PETROJENEZİ

Alper GÜNEŞ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Bu tez 24/05/2018 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Oybirliği ile kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Nurdane İLBEYLİ (Danışman)
Prof. Dr. M. Gürhan YALÇIN
Doç. Dr. Gürsel YANIK

ÖZET

TEKİROVA (ANTALYA) OFİYOLİTLERİNDE YER ALAN İZOLE DAYKLARIN PETROLOJİSİ, JEOKİMYASI VE PETROJENEZİ

Alper GÜNEŞ

Yüksek Lisans Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Nurdane İLBEYLİ

Mayıs 2018, 108 sayfa

İnceleme alanı Batı Toroslarda Antalya ofiyolit naplarının içerisinde bulunan Tekirova ofiyolitlerinde yer almaktadır. Tekirova ofiyolitleri ultramafik tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotropik mafik kayaçlar, levha ve izole dayklardan oluşmaktadır. Bu tez çalışması ile Göynük, Çamyuva, Tekirova beldeleri ile Tekirova-Çıralı-Adrasan sahil şeridinde yer alan ultramafik-mafik kayaçların ve bu kayaçları kesen izole daykların petrografik, petrolojik, jeokimyasal ve petrojenetik özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu tez, Tekirova ofiyolitleri içerisinde yer alan izole dayklar ile ilgili ilk ayrıntılı çalışma olacaktır. Çalışma alanının kuzey bölümünde (Kemer, Göynük ve Çamyuva) yer alan kayaçlar mafik bileşimli ve alterasyonu fazla ve güney bölümündekiler (Tekirova-Çıralı sahil şeridi) ise ultramafik bileşimli ve alterasyonu daha azdır. Güney bölümünde bulunan ultramafik kayaçlarda izole dayklar daha bol orandadır. Ultramafik-mafik kayaçlar ve izole daykların arazi ve petrografik incelemeleri sonucunda; ana kayaçların dünit, klinopiroksenit ve serpantinit bileşiminde, izole daykların ise olivin diyabaz ve diyabaz bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Ayrıca XRD ve SEM analiz sonuçlarına göre ise bu tüm kayaçlar içerisinde yer alan birincil ve ikincil minerallerin türleri tespit edilmiştir. Buna göre tüm kayaçlarda ağırlıklı olarak birincil minerallerden olivinlerin genellikle forsterit, klinopiroksenlerin ojit ve diyopsit, plajiyoklazların labrador ve daha az oranda ise manyetit, kromit, spinel, rutil, titanit ve zirkon mineralleri bulunmuştur. İkincil minerallerin ise genellikle lizardit, klinoklor, klinozoisit, kalsit ve smektit olduğu gözlenmiştir. Jeokimyasal analiz sonuçlarına göre ultramafik-mafik ana kayaçlar peridotitik, izole dayklar ise gabroik bileşimlidir. Hem ana kayaçlar hem de dayklar AFM diyagramına göre genellikle toleyitik özellik göstermektedirler. N-MORB normalize multi-element diyagramlarında göre ana kayaçlar ve izole dayklarda genellikle LIL elementlerinde zenginleşme, HFS elementlerinde ise tüketilme gözlenmiştir. Kondrit normalize diyagramında her iki kayaç türünde de, genellikle HRE elementlerine göre LRE elementlerinde çok az tüketilme gözlenmektedir. Petrojenetik incelemelere göre hem ana kayaç hem de izole daykların magma zenginleşmesi sonucu dalma-batma zonunda oluştuğu ve toleyitik bir magmadan türediği belirtilebilir.

ANAHTAR KELİMELER: Dalma-batma zonu, diyabaz, izole dayk, jeokimya, petroloji, SEM, Tekirova (Antalya) ofiyolitleri, ultramafik-mafik kayaçlar, XRD

JÜRİ: Prof. Dr. Nurdane İLBEYLİ

Prof. Dr. M. Gürhan YALÇIN

Doç. Dr. Gürsel YANIK

ABSTRACT

PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS OF ISOLATED DIKES FROM THE TEKIROVA OPHIOLITE (ANTALYA, TURKEY)

Alper GÜNEŞ

MSc Thesis in Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Nurdane İLBEYLİ

May 2018, 108 pages

The study area located in Tekirova ophiolites in Antalya ophiolite nappe in Western Taurus. Tekirova ophiolites consist of ultramafic tectonics, ultramafic-mafic cumulates, isotropic mafic rocks, sheeted dikes and isolated dikes. The aim of this thesis is to determine the petrographic, petrological, geochemical and petrogenetic properties of the ultramafic-mafic rocks and the isolated dykes intruding into these rocks in Göynük, Çamyuva, Tekirova and Tekirova-Çıralı-Adrasan coastal area. This thesis will be the first detailed study on isolated dikes in Tekirova ophiolites. The rocks in the northern part of the study area (Kemer, Göynük and Çamyuva) are composed of mafic compounds and more alteration than southern part (Tekirova-Çıralı coastline). The rocks in the southern part of the study area is ultramafic compound. The isolated dikes intruded the ultramafic rocks more abundant. According to the field work and petrographic analyzes of the ultramafic-mafic rocks and isolated dykes, it was observed that the main rocks were dunite, clinopyroxenite and serpentinites, whereas the isolated dykes were olivine diabases and diabase. According to the results of XRD and SEM analysis, it was determined that the types of primary and secondary minerals in all these rocks. According to olivines from primary minerals generally forsterite, clinopyroxenes are augite and diopside, plagioclases are labrador, and magnetite, chromite, spinel, rutile, titanite and zircon minerals in lesser amounts. Secondary minerals were generally lizardite, clinochlor, clinozoisite, calcite and smectite. According to geochemical analysis, ultramafic-mafic host rocks peridotitic and isolated dikes gabbroic composition, also they are subalkaline characters. According to AFM diagrams, both host rocks and dikes generally show tholeiitic characteristics. In N-MORB normalized multi-element diagrams, host rocks and isolated dykes generally show enrichment in LIL elements and depletion in HFS elements. In the chondrite normalization diagram, it was observed that depleted in LRE elements compared to HRE elements in both types of rocks. According to the petrogenetic studies, it can be said that both the host rocks and the isolated dykes are formed enrichment of magma in subduction zone and that they are derived from a tholeiitic magma.

KEYWORDS: Supra-subduction zone, diabase, isolated dikes, geochemistry, Tekirova (Antalya) ophiolite, ultramafic-mafic rocks.

COMMITTEE: Prof. Dr. Nurdane İLBEYLİ

Prof. Dr. M. Gürhan YALÇIN

Assoc. Prof. Dr. Gürsel YANIK

ÖNSÖZ

Ofiyolitler, üst mantonun ve eski okyanusal kabuğun kalıntılarını ifade eden orojenik kuşaklar içinde yer almaktadır. Ayrıca, yakınlaşan levha kenarlarında yiten okyanusal alanların izi ve kenet kuşaklarını temsil etmeleri açısından önem taşımaktadır.

Bu tez çalışması kapsamında gerçekleştirilen arazi çalışmalarında özellikle Tekirova-Çıralı-Adrasan sahil şeridinde karadan ulaşımın olmaması nedeniyle istasyonlara ulaşım tekne ile sağlanmıştır ancak teknenin de kıyıya yaklaşamadığı bölgelerde istasyonlara ulaşım açıkta bulunan tekneden yüzerek gerçekleştirilmiştir.

Tez konusunun belirlenmesinde, çalışmaların yürütülmesi sırasında her konuda yardım ve desteğini gösteren, bilgi ve deneyimleri ile beni yönlendiren danışman hocam Prof. Dr. Nurdane İLBEYLİ'ye teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarında destek olan arkadaşım Sabir RASİMGİL ve öğrenci arkadaşlarım Haci YERLİKAYA, Cansu HAN'a çok teşekkür ederim.

Araziden alınan örneklerin tüm petrografik ve jeokimyasal analizler için hazırlanmasında desteğini esirgemeyen Dr. Öğretim Üyesi Mehmet DEMİRBİLEK'e çok teşekkür ederim. Ayrıca, bu çalışmanın XRD ve SEM analizlerinin hazırlanması ve değerlendirilmesi aşamasında yardımlarını esirgemeyen Doç. Dr. Gürsel YANIK, Arş. Gör. Dr. Tacit KÜLAH ve Öğr. Gör. Erhan KARACA'ya teşekkürlerimi sunarım.

Tez süresince desteklerini esirgemeyen arkadaşlarım Ferdi DEMİRTAŞ, Fatih UÇAR, Koray KOÇ'a çok teşekkür ederim.

Her zaman yanımda olan ve beni her zaman destekleyen aileme ve eşim Merve GÜNEŞ'e çok teşekkür ederim.

Bu tez çalışması, Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon birimi tarafından FYL-2017-2819 nolu Yüksek Lisans Tez Projesi ile desteklenmiştir.

İÇİNDEKİLER

ÖZET i
ABSTRACT ii
ÖNSÖZ iii
AKADEMİK BEYAN vi
SİMGELER VE KISALTMALAR vii
ŞEKİLLER DİZİNİ x
ÇİZELGELER DİZİNİ xv
1. GİRİŞ 1
1.1. Çalışmanın Amacı 1
1.2. İnceleme Alanı 1
1.3. İnceleme Alanının Morfolojik ve İklimsel Özellikleri 3
2. KAYNAK TARAMASI 4
2.1. Bölgesel Jeoloji 7
2.1.1. Antalya napları 7
3. MATERYAL VE METOT 14
3.1. Arazi Çalışması 14
3.2. Laboratuvar Çalışmaları 15
3.2.1. Polarizan mikroskop incelemeleri 15
3.2.2. X-ışınları difraksiyonu (XRD) incelemeleri 16
3.2.3. SEM incelemeleri 16
3.2.4. Jeokimyasal analiz incelemeleri 16
4. BULGULAR ve TARTIŞMA 17
4.1. Arazi Çalışması 17
4.1.1. İstasyon 1 19
4.1.2. İstasyon 2 20
4.1.3. İstasyon 3 22
4.1.4. İstasyon 4 22
4.1.4. İstasyon 5 23
4.1.6. İstasyon 6 24
4.1.7. İstasyon 7 25
4.1.8. İstasyon 8 26

4.1.9. İstasyon 9 26
4.1.10. İstasyon 10 27
4.1.11. İstasyon 11 28
4.1.12. İstasyon 12 29
4.1.13. İstasyon 13 29
4.1.14. İstasyon 14 30
4.1.15. İstasyon 15 30
4.1.16. İstasyon 16 31
4.1.17. İstasyon 17 31
4.1.18. İstasyon 18 32
4.1.19. İstasyon 19 33
4.1.20. İstasyon 20 33
4.1.21. İstasyon 21 34
4.1.22. İstasyon 22 34
4.2. Mineraloji-Petrografi 36
4.2.1. Örneklerin petrografik özellikleri 36
4.2.2. Örneklerin X-ışınları kırınımı (XRD) ve taramalı elektron mikroskop (SEM) sonuçları 52
4.2.3. Örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları 61
4.2.4. Petrojenetik özellikler 68
5. SONUÇLAR 73
6. KAYNAKLAR 75
7. EKLER 82
ÖZGEÇMİŞ

AKADEMİK BEYAN

Yüksek Lisans Tezi olarak sunduğum "Tekirova (Antalya) Ofiyolitlerinde Yer Alan İzole Daykların Petrolojisi, Jeokimyası ve Petrojenezi" adlı bu çalışmanın, akademik kurallar ve etik değerlere uygun olarak yazıldığını belirtir, bu tez çalışmasında bana ait olmayan tüm bilgilerin kaynağını gösterdiğimi beyan ederim.

24/05/2018

Alper GÜNEŞ



SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler

^0C : Santigrat derece

Al : Alüminyum

Al_2O_3 : Alüminyum oksit

Ar : Argon

Ba : Baryum

Ca : Kalsiyum

CaO : Kalsiyum oksit

Ce : Seryum

Co : Kobalt

CO_2 : Karbondioksit

Cr : Krom

Cu : Bakır

D : Doğu

Dy : Disprozyum

Er : Erbiyum

Eu : Europyum

Fe : Demir

Fe_2O_3 : Demir (III) oksit

Ga : Galyum

Gd : Gadolinyum

GD : Güneydoğu

H : Harzburjit

H/D : Harzburjit / Dünit

H_2CO_3: Karbonik asit

H_2O : Su

Hf : Hafniyum

Ho : Holmiyum

K : Kuzey

K : Potasyum

K_2O : Potasyum oksit

KB : Kuzeybatı

km : kilometre

L : Lerzolit

La : Lantan

LOI : Ateşte su kaybı

Lu : Lutesyum

Mg : Magnezyum

MgO : Magnezyum oksit

MnO : Mangan oksit

Na_2O : Sodyum oksit

Nb : Niobyum

Nd : Neodimyum

Ni : Nikel

O : Oksijen

P_2O_5 : Difosfor pentaoksit

Pb : Kurşun

Pm : Prometyum

Pr : Praseodim

Rb : Rubidyum

Si : Silisyum

SiO_2 : Silisyum dioksit

Sm : Samaryum

Sr : Stronsiyum

Ta : Tantal

Tb : Terbiyum

Th : Toryum

Ti : Titanyum

TiO_2 : Titanyum dioksit

Tit : Titanit

Tm : Tulyum

U : Uranyum

V : Vanadyum

Y : Itriyum

Yb : İterbiyum

Zn : Çinko

Zr : Zirkon

Kısaltmalar

A.S.K. : Ateşte su kaybı

BABB: Yay gerisi havza bazaltları

DMM : Tüketilmiş MORB mantosu

E-MORB: Zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltları

Epi : Epidotlaşma

HFSE : Yüksek çekim alanlı elementler

HOT : Harzburjit tipi ofiyolitler

HREE : Ağır nadir toprak elementleri

IAB : Ada yayı bazaltları

İdd : İddingsitleşme

Kl : Klorit

Kps : Klinopiroksen

Krb : Karbonat

LILE : Büyük yarıçaplı litofil elementler

LOT : Lerzolit tipi ofiyolitler

LREE : Hafif nadir toprak elementleri

My : Milyon yıl

N-MORB: Normal okyanus ortası sırt bazaltları

OIB : Okyanus adası bazaltları

Ol : Olivin

Ops : Ortopiroksen

Plj : Plajiyoklaz

Rt : Rutil

SEM : Taramalı elektron mikroskop

SSZ : Dalma-batma zonu

Ur : Uralitleşme

VAB : Volkanik yay bazaltları

WPB : Levha içi bazaltlar

XRD : X-Işını Difraktometresi

Bu tezde ondalık yazımlarda " . " kullanılmıştır.

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma alanı içinde yeralan Antalya Napının Google Earth görünümü 1

Şekil 1.2. a) Türkiye haritası, **b)** Antalya Kompleksi jeoloji haritası (Juteau ve Whitechurch 1980; Bağcı 2009'dan değiştirilerek alınmıştır) 2

Şekil 2.1. Geç Permiyen-Erken Triyas döneminde Neotetis okyanusu (Anonim 3) 4

Şekil 2.2. Alp-Himalaya orojenik kuşağı ofiyolitleri (Moores vd. 2000'den değiştirilerek alınmıştır) 4

Şekil 2.3. Doğu Akdeniz bölgesinde Neotetis ofiyolitlerinin dağılımı (Dilek ve Moores 1990; Robertson 2002'den değiştirilerek alınmıştır. Yeşil renkli alanlar: ofiyolitler) 5

Şekil 2.4. Anadolu levhasında yer alan ofiyolitik birimler (Juteau 1980'den değiştirilerek alınmıştır. Yeşil renkli alanlar: ofiyolitler) 6

Şekil 2.5. Batı ve Orta Toroslar arasındaki bölgenin tektono-stratigrafik dağılımı (Özgül 1984'ten değiştirilerek alınmıştır) 7

Şekil 2.6. Antalya Birliği naplarının stratigrafik dikme kesiti (Şenel 1997; Yılmaz 2014'den değiştirilerek alınmıştır) 9

Şekil 3.1. Tekirova-Çıralı sahil şeridi boyunca yer alan örnek alım alanları 14

Şekil 3.2. Petrografik incelemeler için hazırlanan örnekler 15

Şekil 3.3. Polarizan mikroskop incelemeleri 16

Şekil 4.1. Çalışma alanları ve örneklerin alındığı istasyonları gösteren haritalar **a)** Göynük-Ulupınar ve **b)** Tekirova-Çıralı sahil şeridi (Bağcı 2004'ten değiştirilerek alınmıştır) 17

Şekil 4.2. İstasyon 1'e ait lokasyon 1'in **a)** genel görünümü **b)** daykın sokulum yaptığı ana kayaçtan alınan örnek **c)** diyabaz dayktan alınan örnek 19

Şekil 4.3. İstasyon 1'e ait lokasyon 2'in genel görünümü 20

Şekil 4.4. İstasyon 2, **a)** genel görünümü **b)** serpantinleşmeye maruz kalmış ana kayacın görünümü 21

Şekil 4.5. İstasyon 3, **a)** genel görünümü **b)** ultramafik-mafik kayaçtan alınan örnek 22

Şekil 4.6. İstasyon 4, **a)** genel görünümü **b)** diyabaz daykın yakından görünümü 23

Şekil 4.7. İstasyon 5'in genel görünümü 24

Şekil 4.8. İstasyon 6'in genel görünümü 25

Şekil 4.9. İstasyon 7'in genel görünümü 25

Şekil 4.10. İstasyon 8, **a)** genel görünüm, **b)** diyabaz dayktan alınan örnek, **c)** istasyonda yer alan sil örneği 26

Şekil 4.11. İstasyon 9'un genel görünümü 27

Şekil 4.12. İstasyon 10'da yer alan Lokasyon 1, **a)** genel görünümü, **b)** ana kayacın yakından görünümü 27

Şekil 4.13. İstasyon 10'da yer alan Lokasyon 2'nin genel görünümü 28

Şekil 4.14. İstasyon 11'in genel görünümü 28

Şekil 4.15. İstasyon 12'nin genel görünümü 29

Şekil 4.16. İstasyon 13'ün genel görünümü 29

Şekil 4.17. İstasyon 14'ün genel görünümü 30

Şekil 4.18. İstasyon 15'in genel görünümü 30

Şekil 4.19. İstasyon 16'nın genel görünümü 31

Şekil 4.20. İstasyon 17'nin genel görünüm 32

Şekil 4.21. İstasyon 18'in genel görünümü 32

Şekil 4.22. İstasyon 19'un genel görünümü 33

Şekil 4.23. İstasyon 20'nin genel görünümü 33

Şekil 4.24. İstasyon 21'in genel görünümü 34

Şekil 4.25. İstasyon 22'nin genel görünümü 35

Şekil 4.26. Dünitlerde, serpantinleşme sonucu oluşan elek dokusu (Ol: olivin, Kps: klinopiroksen) 37

Şekil 4.27. Dünit içerisinde yer alan olivinlerde gözlenen iddingsitleşme (Ol: olivin) .. 38

Şekil 4.28. Dünitlerde gözlenen klinopiroksen reliktleri (Kps: klinopiroksen) 38

Şekil 4.29. Dünitlerde gözlenen manyetitler/kromitler **a)** manyetit/kromitlerin 4x objektif altında görünümü, **b)** manyetit/kromitin 10x objektif altında görünümü 39

Şekil 4.30. Dünitlerde gözlenen rutiller (Rt: rutil) 39

Şekil 4.31. Klinopiroksenitlerde görülen adkümülat doku (Kps: klinopiroksen) 40

Şekil 4.32. Klinopiroksenitlerde gözlenen simplektik doku (Kps: klinopiroksen) 40

Şekil 4.33. Klinopiroksenitlerde gözlenen eksolüsyon dokusu (Kps: klinopiroksen) 40

Şekil 4.34. Klinopiroksenitlerde görülen klinopiroksen psödomorfları (Kps: klinopiroksen) 41

Şekil 4.35. Klinopiroksenitlerde yaygın olarak görülen uralitleşme (Kps: klinopiroksen)....41

Şekil 4.36. Klinopiroksenitlerde gözlenen karbonatlaşma (Krb: karbonatlaşma) 41

Şekil 4.37. Klinopiroksenitlerde gözlenen kloritleşme (Kps: klinopiroksen, Kl: klorit)....42

Şekil 4.38. Ultramafik-mafik kayaçlarda gözlenen serpantinleşme ve sonucunda oluşan ağ dokusu 43

Şekil 4.39. Ultramafik kayaçlarda gözlenen ağ dokusu....44

Şekil 4.40. Serpantinitlerde görülen killeşme 44

Şekil 4.41. Olivinlerde gözlenen iddingsitleşme ve ikincil karbonat damarları (Krb: karbonatlaşma) 44

Şekil 4.42. Serpantinitler içerisinde yer alan rutillerin görünümü (Rt: rutil)....44

Şekil 4.43. Olivin diyabazlarda görülen intergranüler doku ve titanitler (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen, Tit: titanit) 45

Şekil 4.44. Olivin diyabazlarda gözlenen subofitik doku ve olivinlerde görülen iddingsitleşme (Kps: Klinopiroksen, İdd: iddingsitleşme)....45

Şekil 4.45. Olivin diyabazlarda bulunan plajiyoklaz minerallerinde gözlenen zonlanma (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen)....46

Şekil 4.46. Olivin diyabazlarda gözlenen killeşme (Kps: klinopiroksen) 46

Şekil 4.47. Olivin diyabazlarda bulunan plajiyoklazlarda görülen sossuritleşme (Epi: epidot) 47

Şekil 4.48. Diyabazlarda görülen subofitik doku (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen)....48

Şekil 4.49. İntergranüler doku (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen)....49

Şekil 4.50. Diyabazlarda bulunan klinopiroksende görülen eksolüsyon dokusu ve basit ikizlenme (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen) 49

Şekil 4.51. Diyabazlarda görülen intersertal doku (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen)....49

Şekil 4.52. Plajiyoklazlarda görülen sossuritleşme (Epi: epidot) 50

Şekil 4.53. Diyabaz dayklarda bulunan plajiyoklazların killeşmesi 50

Şekil 4.54. Klinopiroksenlerde gözlenen uralitleşme (Ur: Uralitleşme)..... 51

Şekil 4.55. Diyabazlarda görülen titanitler (Tit: titanit) 51

Şekil 4.56. Diyabazlarda görülen karbonat damarları (Krb: karbonatlaşma) 52

Şekil 4.57. Diyabazlarda gözlenen ikincil klorit damarları (Kl: kloritleşme)..... 52

Şekil 4.58. Dünit (İ17-1) örneğine ait XRD grafiği..... 54

Şekil 4.59. Dünit (İ17-1) örneği içerisinde bulunan kromit ve olivin minerallerinin SEM görüntüsü..... 54

Şekil 4.60. Klinopiroksenit (İ13-1) örneğine ait XRD grafiği..... 55

Şekil 4.61. Klinopiroksenit örneğinde (İ13-1) saptanan ojit mineralinin SEM görüntüsü..... 56

Şekil 4.62. Serpantinit örneklerine ait XRD grafikleri; **(a)** İ4-5 örneği, **(b)** İ6-5 örneği..... 57

Şekil 4.63. Serpantinit örneğinde (İ4-5) görülen lizardit mineralinin SEM görüntüsü..... 57

Şekil 4.64. Diyabaz örneklerine ait XRD grafikleri; **a)** İ9-2 örneği, **b)** İ21-2 örneği..... 58

Şekil 4.65. Diyabaz örneğinde (İ9-2) görülen ojit ve klinoklor minerallerinin SEM görüntüleri..... 59

Şekil 4.66. Toplam Alkali-Silis (TAS) Diyagramı (Middlemost 1994'ten değiştirilerek alınmıştır. Kesikli çizgi: Irvine ve Baragar 1971)..... 61

Şekil 4.67. a) AFM diyagramı (Irvine ve Baragar 1971'den değiştirilerek alınmıştır) **b)** Ti/Y-Nb/Y diyagramı (Pearce 1982'den değiştirilerek alınmıştır)..... 62

Şekil 4.68. Ana kayaç ve diyabazların major oksit Harker diyagramları 62

Şekil 4.69. Ana kayaç ve diyabazların iz element Harker diyagramları..... 64

Şekil 4.70. Ana kayaçların N-MORB normalize örümcek diyagramı (Sun ve Macdonough 1989'dan değiştirilerek alınmıştır)..... 66

Şekil 4.71. Diyabaz dayklarının N-MORB normalize örümcek diyagramı (Sun ve Macdonough 1989'dan değiştirilerek alınmıştır)..... 67

Şekil 4.72. Ana kayaçların normalize kondrit/REE diyagramları (Boynton 1984'ten değiştirilerek alınmıştır)..... 67

Şekil 4.73. Diyabaz dayklarının normalize kondrit/REE diyagramı (Boynton 1984'den değiştirilerek alınmıştır) 68

Şekil 4.74. Ta/Yb-Th/Yb diyagramı (Pearce 1982'den değiştirilerek alınmıştır) 69

Şekil 4.75. V (ppm)- Ti/1000 (ppm) dağılım diyagramı (Shervais 1982'den değiştirilerek alınmıştır) (MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltları, BABB: Yay gerisi havza bazaltları) 69

Şekil 4.76. TiO_2-Zr diyagramı (Pearce 1980'den değiştirilerek alınmıştır) (VAB: Volkanik yay bazaltları, WPB: Levha içi bazaltları, MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltları) 70

Şekil 4.77. Zr/Y-Zr tektono-magmatik ayırım diyagramı (Pearce ve Norry 1979'dan değiştirilerek alınmıştır) (WPB: Levha içi bazaltları, IAB: Ada yayı bazaltları, MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltlar) 70

Şekil 4.78. Th-Hf/3-Nb/16 üçgen diyagramı (Wood 1980'den değiştirilerek alınmıştır) 71

Şekil 4.79. Nb/Th-Y diyagramı (Jenner vd. 1991'den değiştirilerek alınmıştır) 71

Şekil 4.80. AFM diyagramı (Beard 1986'dan değiştirilerek alınmıştır) 72

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1. Antalya naplarının sınıflandırılması (Bağcı 2004'ten değiştirilerek alınmıştır) 8

Çizelge 4.1. Arazi çalışmasında izole dayk içeren istasyonlarla ilgili arazi bilgileri (Şekil 4.1) 18

Çizelge 4.2. Araziden alınan ana kayaç türleri 36

Çizelge 4.3. Araziden alınan dayk örnekleri 36

Çizelge 4.4. Dünitlerin mineralojik-petrografik özellikleri 37

Çizelge 4.5. Klinopiroksenitlerin mineralojik-petrografik özellikleri 39

Çizelge 4.6. Serpantinitlerin mineralojik-petrografik özellikleri 42

Çizelge 4.7. Olivin diyabazların mineralojik-petrografik özellikleri 45

Çizelge 4.8. Diyabazların mineralojik-petrografik özellikleri 47

Çizelge 4.9. Ultramafik-mafik kayaçların mikroskop, XRD ve SEM sonuçlarına göre mineral bileşimleri (Ol: olivin, Kps: klinopiroksenit, Plj: plajiyoklaz) 53

Çizelge 4.10. Dünit (İ17-1) örneği içerisinde bulunan kromit mineraline ait EDX analiz sonucu 55

Çizelge 4.11. Klinopiroksenit örneğinde (İ13-1) saptanan ojit mineralinin EDX analizi sonucu 56

Çizelge 4.12. Serpantinit örneğinde (İ4-5) görülen lizardit mineralinin EDX analiz sonucu 58

Çizelge 4.13. Diyabaz örneğinde (İ9-2) görülen klinoklor mineralinin EDX analiz sonucu 59

Çizelge 4.14. Diyabaz daykların mikroskop, XRD ve SEM sonuçlarına göre mineral bileşimleri 59

1. GİRİŞ

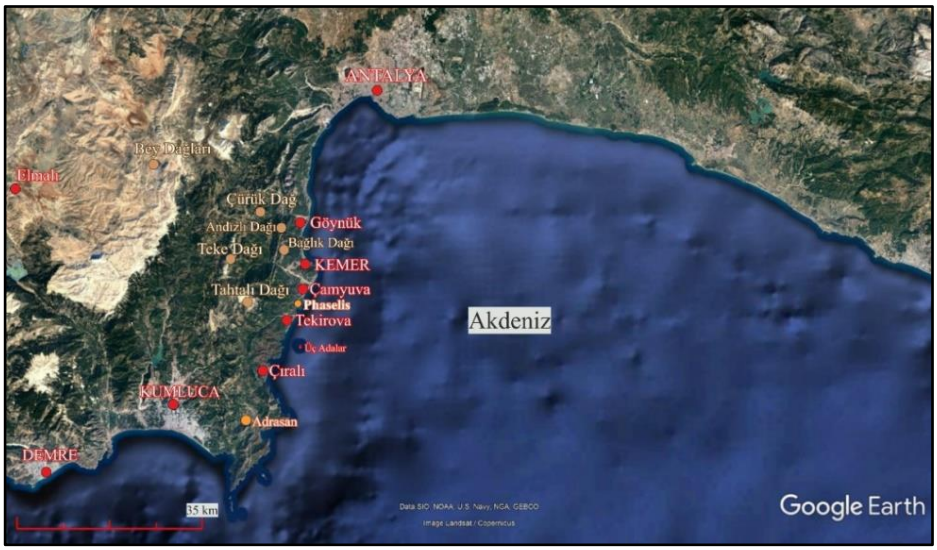
Çalışma alanı Türkiye'nin güneybatı kısmında Batı Toroslar içerisinde yer almaktadır. Bu bölgede Antalya ofiyolit napları içinde yer alan Tekirova ofiyolitleri birçok araştırmacı tarafından incelenmiş ancak bu kayaçların genellikle petrografik ve jeokimyasal özellikleri ortaya konulmuştur. Bu çalışmada ise Tekirova (Antalya) ofiyolitlerini oluşturan ultramafik ve mafik kayaçları kesen izole (mafik) daykların arazi, petrografik, petrolojik, jeokimyasal özellikleri incelenerek oluşum ortamları ve oluşum mekanizmaları belirlenmeye çalışılmıştır.

1.1. Çalışmanın Amacı

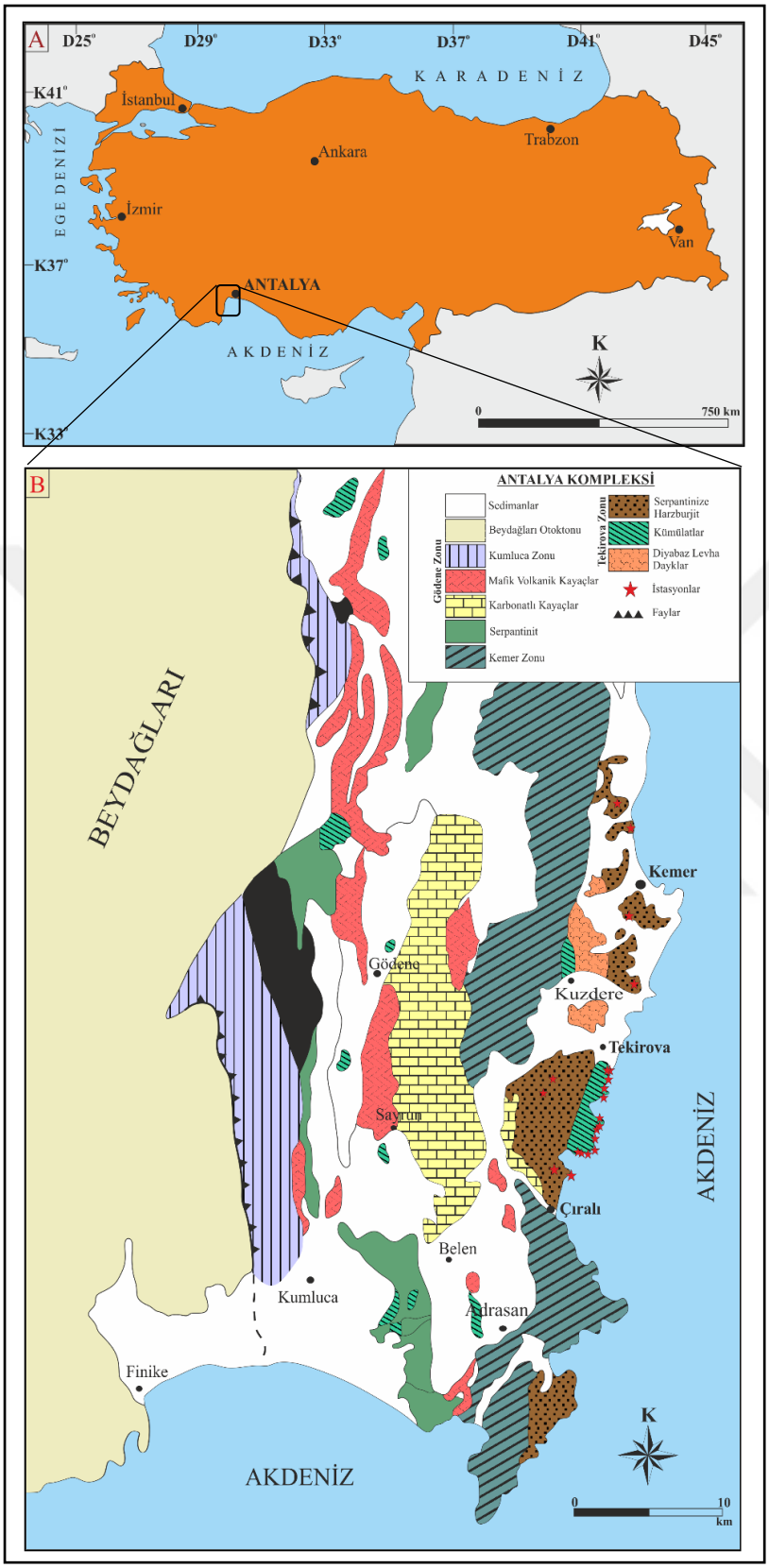
Bu araştırma, Akdeniz Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı programında, Yüksek Lisans tezi olarak hazırlanmıştır. Bu tez kapsamında, Tekirova (Antalya) ofiyolitlerinde yer alan izole daykların güncel petrolojik ve jeokimyasal veriler kullanılarak, petrojenetik özellikleri ve kökenleri tespit edilmeye çalışılmıştır. Bu tez çalışmasında izlenen metodlar; büro, arazi, laboratuvar çalışmaları ve bu çalışmalar sonucunda elde edilen verilerin değerlendirilmesi ve tez yazımı olarak 4 (dört) aşamaya ayrılmıştır. Tüm bu çalışmalarda, arazide ana kayaçlar ile onları kesen dayklar ayrı ayrı tanımlanmış ve bu kayaçların petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin ayrıntılı olarak incelenmesi amacıyla sistematik örnekler alınmıştır.

1.2. İnceleme Alanı

İnceleme alanı Türkiye'nin güneybatısında Antalya bölgesinde 1/100.000 ölçekli O24-O25-P24-P25 paftaları içerisinde yer alan yaklaşık 196 km^2 lik bir alana sahiptir (Şekil 1.1). Bu alan, Antalya İli, Kemer ilçesi, Göynük, Çamyuva, Tekirova beldeleri ve Tekirova-Çıralı-Adrasan sahil şeridini kapsamaktadır (Şekil 1.1). Batı Torosların en büyük nap sistemlerinden biri olan Antalya napları, Antalya ofiyolit kompleksi içinde bulunmaktadır (Lefevre 1967; Bağcı 2004) (Şekil 1.2).



Şekil 1.1. Çalışma alanı içinde yeralan Antalya Napının Google Earth görünümü



Şekil 1.2. a) Türkiye haritası, **b)** Antalya Kompleksi jeoloji haritası (Juteau ve Whitechurch 1980; Bağcı 2009'dan değiştirilerek alınmıştır)

Bu kompleks tektonitler, kümülatlar, dayklar, yastık lavlar içeren volkanik ve sedimanter birimlerden (Alakırçay birimi) oluşmaktadır (Bağcı 2004) (Şekil 1.2). Bu kompleks içerisinde yer alan Kemer ve civarındaki ofiyolitik kayaçlar, kümülatik verlit, lerzolit, klinopiroksenit, kümülatik gabro, masif (izotropik) gabro, diyabaz dayk, pegmatitik gabro ve plajiyogranitlerden oluşmaktadır (Bağcı ve Parlak 2009) (Şekil 1.2). Çıralı-Adrasan sahil alanında (Şekil 1.2) yer alan ofiyolitik kayaçlar ise harzburjitik tektonitler, piroksenitler, dünit ile kromit ve vebsterit içeren kümülatik ultramafiklerden oluşmaktadır (Bağcı 2004). Tektonitlerin ve kümülatların en üst kesimlerinde ise tüm bu kayaçları kesen izole ve levha mafik dayklar bulunmaktadır. Bu tüm birimler arasındaki kontak tektonik olarak tanımlanmıştır (Parlak 2016).

1.3. İnceleme Alanının Morfolojik ve İklimsel Özellikleri

İnceleme alanı Antalya ili, Kemer ilçesinde yer almaktadır. Bu ilçe Antalya iline yaklaşık 40 km uzaklıkta, Batı Toros dağlarının eteklerinde ve Akdeniz bölgesinin kıyı kesimlerinde yer almaktadır.

Çalışma alanında Çürükdağ (1631 m), Bağlık Dağı (1180 m), Andızlı Tepesi (1200 m), Teke Dağı (2155 m) ve Tahtalı Dağı (2365 m) önemli yükselti alanlarıdır (Şekil 1.1).

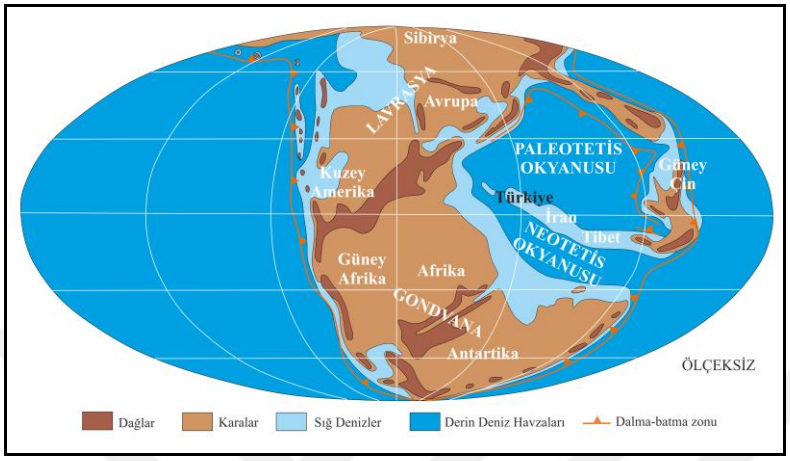
İnceleme alanında hem Akdeniz iklimi (sahil kesimi) hem de karasal iklim (iç kesimlerde) görülmektedir. Yazların sıcak ve kurak kışların ılık ve yağışlı geçtiği bu ilçe (Kemer) yılda yaklaşık 300 (üç yüz) gün güneşlidir. İlçe merkezinde en yüksek rakım ise 15 m'dir. Deniz suyu sıcaklığı kış aylarında 10-12, yaz aylarında ise 27-29 ºC'dir. Bu rakamlar Kemer'de 8 ay denize girilebileceği anlamına gelmektedir (Anonim 1). Bölge ormanlar açısından zengin olup; maki ve karışık orman alanlarını içermektedir ve Tekirovası da bölgede yer almaktadır.

İlçenin turistik açıdan da ülke ekonomisine katkısı çok büyüktür. Özellikle deniz, orman ve dağların bir noktada birleştiği bir yer olması, doğa güzelliği, denizin berraklığı ve ormanın yeşilliği ile çok çekici bir alandır. Beldibi'nden başlayarak Tekirova'ya kadar uzanan sahil şeridinde birçok doğal plaj bulunmaktadır (Şekil 1.1). Ayrıca bölgede kıyılarda birçok koy ve küçük doğal limanlar bulunmaktadır. Faselis (Phaselis), Olimpos (Olympos) gibi önemli antik kentleri de ilçenin tarihsel zenginlikleri arasındadır.

Ayrıca dağcılık, kongre, sağlık, trekking, dalış, kültür ve tarih, safari ve avcılık, yat ve doğa turizmi ilçenin diğer turizm hizmetleridir (Anonim 2).

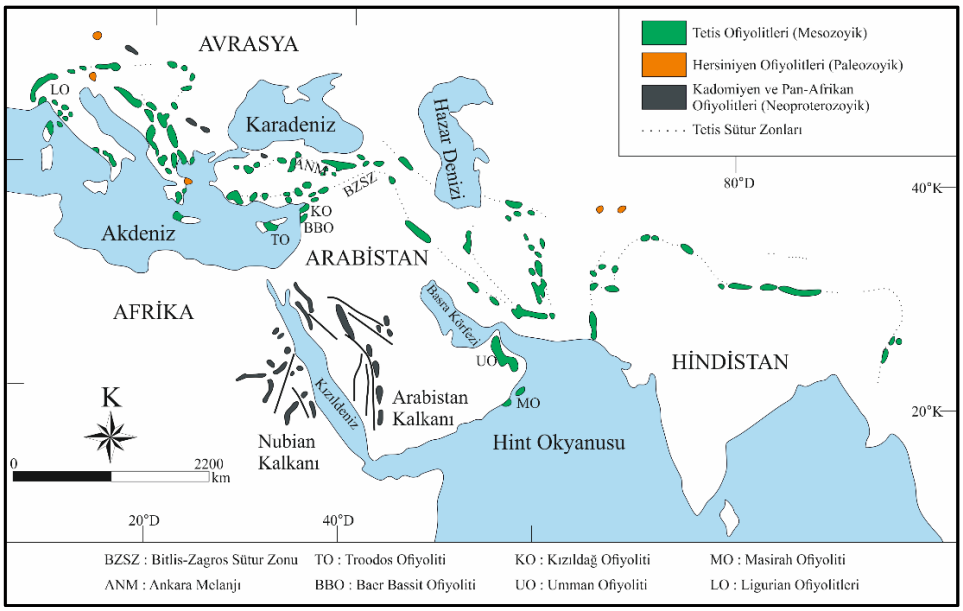
2. KAYNAK TARAMASI

Gondvana ve Lavrasya süper kıtaları arasında yer alan Tetis okyanusu, Geç Permiyen'de açılmaya başlamıştır (Şengör ve Yılmaz 1981) (Şekil 2.1). Bu okyanusun Triyas sonunda kapanmış bölümüne Paleotetis, Triyas sonunda açılıp Tersiyer döneminde tekrar kapanan bölümüne de Neotetis denilmektedir (Şengör ve Yılmaz 1981).



Şekil 2.1. Geç Permiyen-Erken Triyas döneminde Neotetis okyanusu (Anonim 3)

Tersiyer döneminde ise Neotetis okyanusunun tamamen kapanması, Gondvana ve Lavrasya kıtaları çarpışmasına Alp-Himalaya Kuşağı'nın oluşmasına yol açmıştır (Şengör ve Yılmaz 1981) (Şekil 2.2). Bu kuşak içinde oluşan ofiyolitler, Neotetis ofiyolitleri, Hersiniyen, Kadomiyen ve Pan Afrikan ofiyolitleridir (Bağcı 2004) (Şekil 2.2)



Şekil 2.2. Alp-Himalaya orojenik kuşağı ofiyolitleri (Moores vd. 2000'den değiştirilerek alınmıştır)

Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alan Doğu Akdeniz ofiyolitleri, Geç Kretase'de Neotetis okyanusal havzalarının kapanma evreleri sırasında üretilmiştir (Bağcı vd. 2010) (Şekil 2.2). Doğu Akdeniz Ofiyolitleri (Şekil 2.2), Whitechurch vd. (1984) tarafından iki gruba ayrılmıştır:

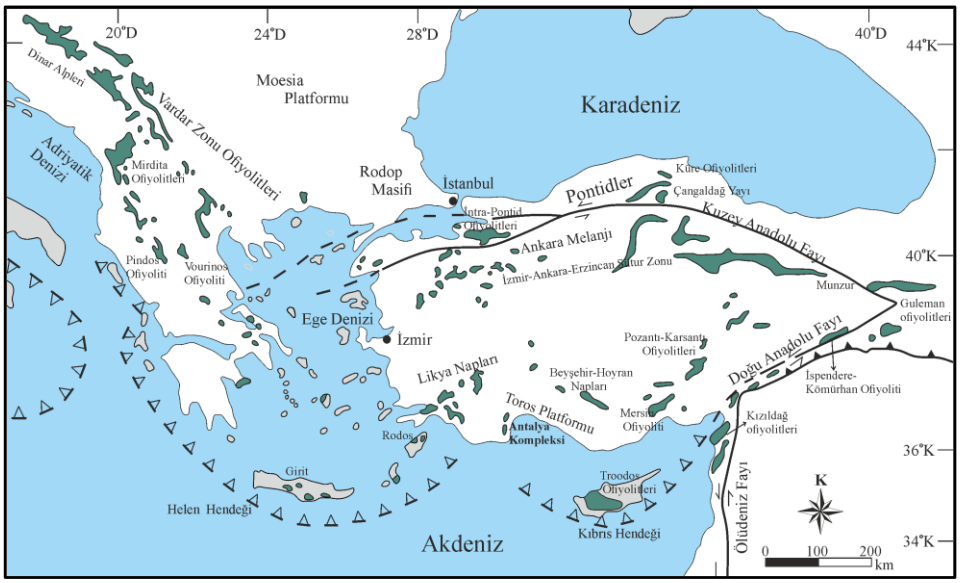
- ✓ Toros kuşağı (karmaşık yapılı; ör: Baer-Bassit (Suriye))
- ✓ Troodos (basit yapılı; ör: Troodos (Güney Kıbrıs) ve Kızıldağ (Hatay))

Kızıldağ ve Baer-Bassit ofiyolitleri tam bir ofiyolitik seri dizilimi gösterirken, Troodos ofiyolitlerinde ise metamorfik dilim ve ofiyolitik melanjın bulunmaması nedeniyle tam bir ofiyolitik dizilim sunmamaktadır (Bağcı 2004).

Whitechurch (1984) tarafından tanımlanan Toros kuşağında bulunan ofiyolitler farklı okyanusal havza isimleriyle tanımlanmışlardır: İzmir-Ankara-Erzincan (Neotetis'in kuzey kolu), İç Toros, Güney Neotetis (Neotetis'in güney kolu) (Robertson ve Woodcock 1982; Parlak ve Delaloye 1996; Parlak vd. 1996, 2000, 2002; Dilek ve Whitney 1997; Collins ve Robertson 1997, 1998; Dilek vd. 1999; Andrew ve Robertson 2002; Çelik ve Delaloye, 2003; Robertson 2004; Vergili ve Parlak 2005; Bağcı vd. 2006; Çelik 2007; Çelik ve Chiaradia 2008; Elitok ve Drüppel 2008).

Anadolu levhasında bulunan ofiyolitler ise kuzeyden güneye doğru (Bağcı vd. 2010) (Şekil 2.3, 2.4):

- ✓ Pontid ofiyolitleri
- ✓ Anadolu ofiyolit kuşağı
- ✓ Toros ofiyolit kuşağı
- ✓ Güneydoğu Anadolu ofiyolitleri
- ✓ Peri-Arap platformu ofiyolitleri olarak sıralanmıştır



Şekil 2.3. Doğu Akdeniz bölgesinde Neotetis ofiyolitlerinin dağılımı (Dilek ve Moores 1990; Robertson 2002'den değiştirilerek alınmıştır. Yeşil renkli alanlar: ofiyolitler)



Şekil 2.4. Anadolu levhasında yer alan ofiyolitik birimler (Juteau 1980'den değiştirilerek alınmıştır. Yeşil renkli alanlar: ofiyolitler)

Çalışma alanının da içerisinde yer aldığı Toros kuşağında bulunan ofiyolitler Likya naplarıyla batıda başlayıp Divriği ofiyolitleri ile doğuda son bulmaktadır (Parlak 2016) (Şekil 2.4). Bu ofiyolitler batı-doğu doğrultulu Toros karbonat platformunun kuzey veya güney bölümünde yer almaktadırlar (Likya napları, Antalya, Beyşehir-Hoyran napları, Alihoca, Pozantı-Karsantı, Pınarbaşı, Divriği) (Juteau 1980; Parlak 2016) (Şekil 2.4).

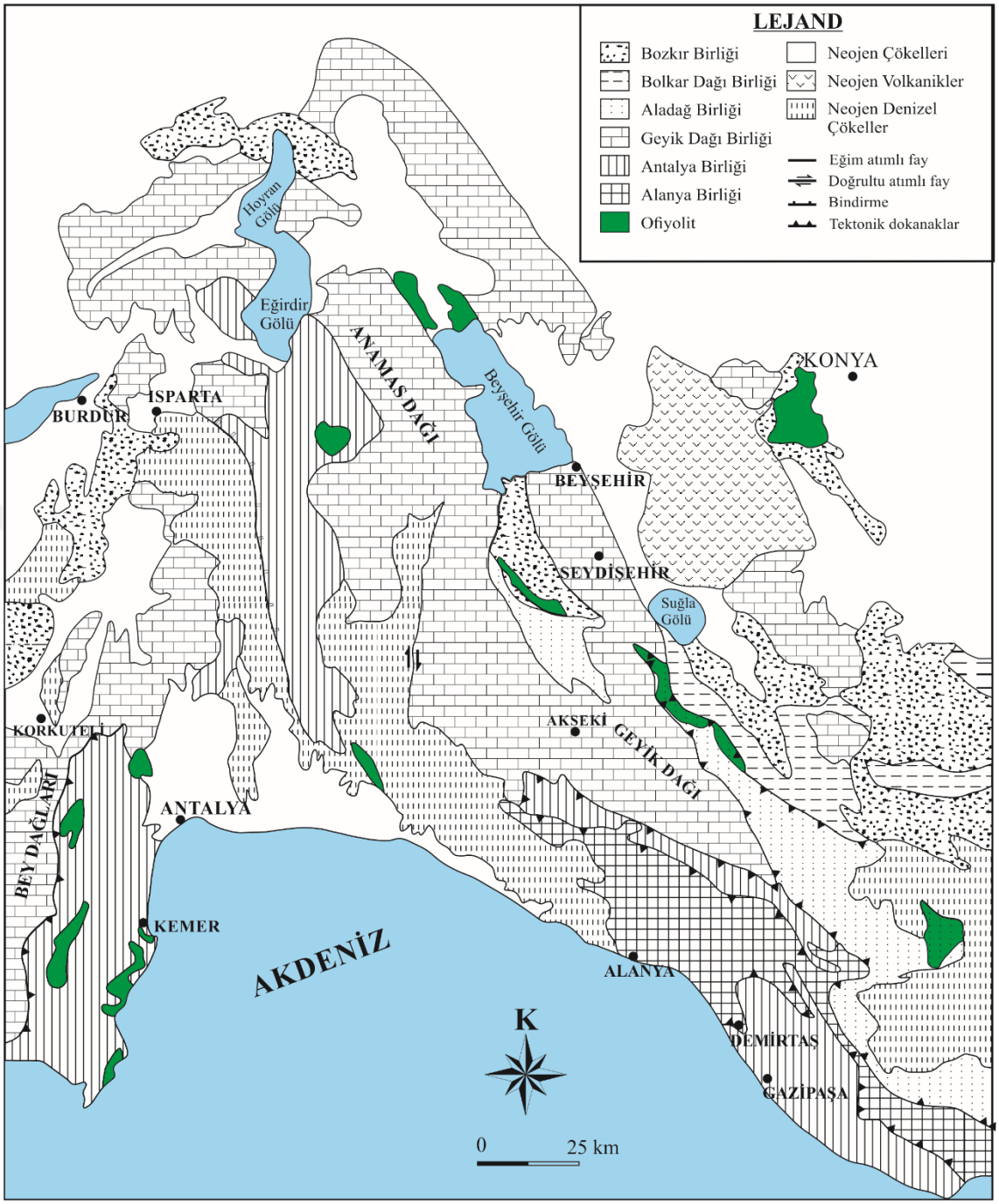
Toros kuşağı ofiyolitlerinin en önemli özelliği ultramafik-mafik birimlerin izole mafik dayklar tarafından kesilmiş olmasıdır (Juteau 1980; Whitechurch vd. 1984; Parlak ve Delaloye 1996; Dilek vd. 1999; Çelik ve Delaloye 2003; Çelik 2007; Çelik ve Chiaradia 2008; Bağcı ve Parlak 2009; Robertson vd. 2013; Parlak 2016).

Bu daykların metamorfizma ve deformasyon geçirmemiş olmaları tipik özelliklerindendir (Juteau 1980; Whitechurch vd. 1984; Parlak vd. 1995; Lytwyn ve Casey 1995; Parlak ve Delaloye 1996; Dilek vd. 1999; Çelik ve Delaloye 2003; Vergili ve Parlak 2005; Çelik 2007; Çelik ve Chiaradia 2008; Bağcı ve Parlak 2009; Robertson vd. 2013).

Dilek vd. (1999) ve Parlak ve Delaloye (1999) tarafından, Toros kuşağı içerisinde yer alan izole daykların ultramafik-mafik kayaçlarla olan arazi ilişkileri ve yaşlandırma sonuçlarına göre 2-3 My gibi çok kısa bir sürede oluştuğunu belirtmişlerdir.

İnceleme alanı içerisinde yer alan Toros ofiyolitleri içerdikleri kayaçların bileşimlerine ve bunların tektono-stratigrafik özelliklerine göre Geyikdağı, Bolkardağı, Aladağ, Bozkır, Antalya ve Alanya napları olarak adlandırılmış ve oluşum yaşları ise Alt Paleozoik-Tersiyer olarak belirtilmiştir (Özgül 1984) (Şekil 2.5).

Çalışma alanının içinde bulunduğu Antalya napları stratigrafik özelliklerine göre 4 (dört)'e ayrılmıştır (Şenel vd. 1996) (Bölüm 2.1.1'de ayrıntılı incelenmiştir).



Şekil 2.5. Batı ve Orta Toroslar arasındaki bölgenin tektono-stratigrafik dağılımı (Özgül 1984'ten değiştirilerek alınmıştır)

2.1. Bölgesel Jeoloji

2.1.1. Antalya napları

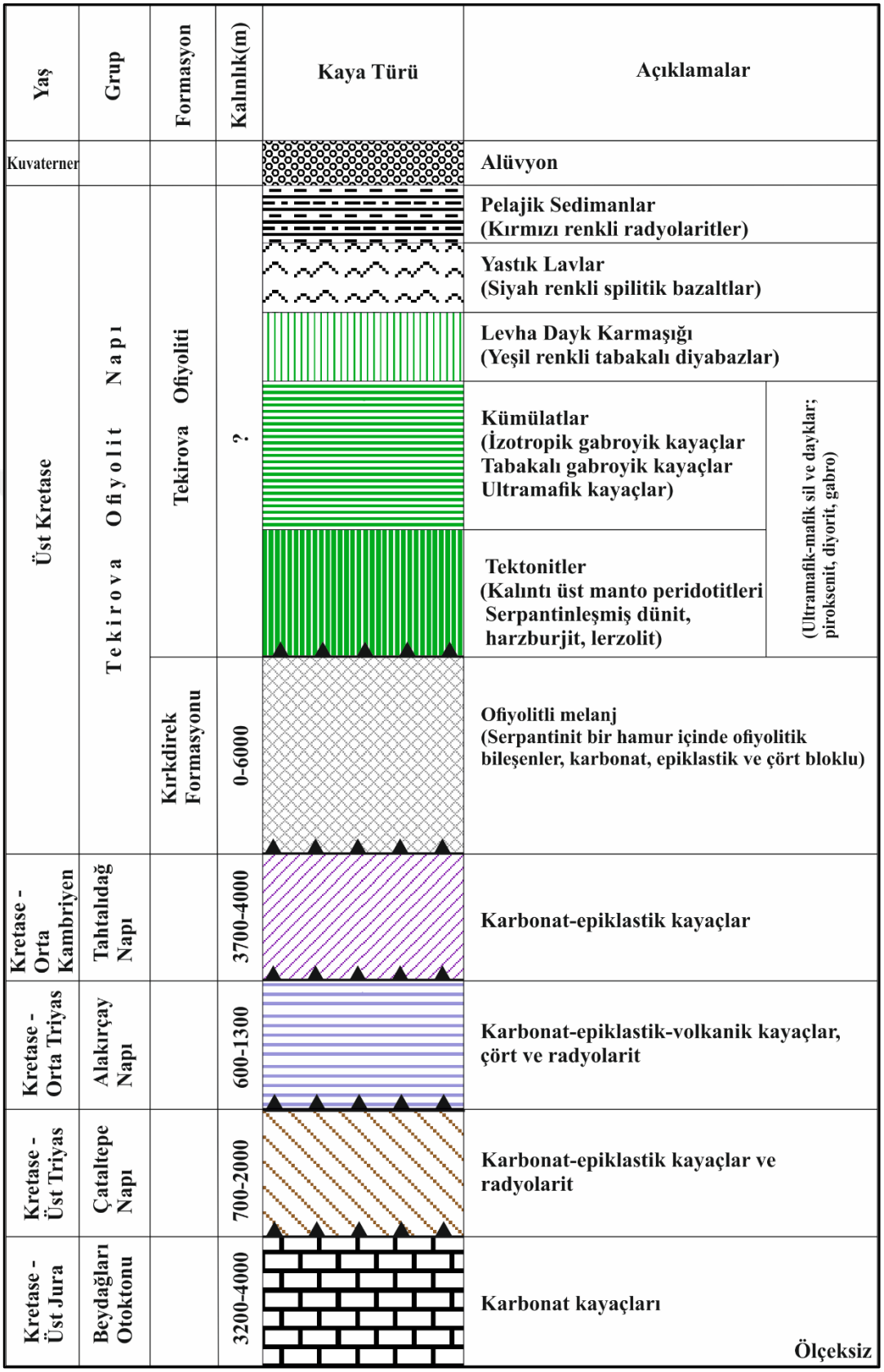
Lefevre (1967) tarafından ilk kez adlandırılan bu birimler, Antalya Körfezi çevresinde allokton bir topluluk olarak tanımlanmıştır. Bu naplar ile ilgili Brunn vd.

(1971) tarafından Alt Nap (Çataltepe Ünitesi), Orta Nap (Alakırçay Ünitesi) ve Üst Nap (Tahtalıdağ Ünitesi) olarak sınıflandırma yapılmış, Şenel vd. (1992, 1996) ise alttan üste doğru Çataltepe napı, Alakırçay napı, Tahtalıdağ napı ve Tekirova napı olarak sıralamıştır (Şenel vd. 2010). Antalya naplarının, yapısal olarak, alt kısmında Beydağları otoktonu, üzerinde ise Anamas-Akseki otoktonu bulunmaktadır (Şenel vd. 1996) (Şekil 2.5).

Antalya napları ile ilgili farklı araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalar Çizelge 2.1'de verilmiştir (Şekil 2.6).

Çizelge 2.1. Antalya naplarının sınıflandırılması (Bağcı 2004'ten değiştirilerek alınmıştır)

Araştırmacılar	**Tektonik Birimler**	
Şenel vd. (1992)	BEYDAĞLARI OTOKTONU	Tekirova Ofiyolit Napı Tahtalıdağ Napı Alakırçay Napı Çataltepe Napı
Yılmaz (1984)		Tekirova Ofiyoliti Teke-Tahtalıdağ Birimi Alakırçay Birimi Kumluca Birimi
Yılmaz (1981)		Tekirova Ofiyoliti Alakırçay Melanjı Kumluca Kompleksi
Robertson ve Woodcock (1981) Robertson ve Woodcock (1980) Woodcock ve Robertson (1977)		Tekirova Zonu Kemer Zonu Gödene Zonu Kumluca Zonu (Kuzey bölüm: Bilalyeri/Dereköy Sedimanları)
Juteau ve Whitechurch (1980) Delaune-Mayere vd. (1977) Juteau (1975)		Kemer Formasyonu Alakırçay Formasyonu (Orta Nap: Geç Kretase Ofiyoliti) Çataltepe Formasyonu (Alt Nap)
Dumont ve Kerey (1975)		Dulup Birliği Ofiyolitli Birlik
Brunn vd. (1971)		Tahtalıdağ Birimi (Üst Nap) Alakırçay Birimi (Orta Nap) Çataltepe Birimi (Alt Nap)



Şekil 2.6. Antalya Birliği naplarının stratigrafik dikme kesiti (Şenel 1997; Yılmaz 2014'den değiştirilerek alınmıştır)

2.1.1.1. Çataltepe napı

Yapısal özellikleri açısından Antalya naplarının en altta bulunan birimidir (Şekil 2.6). Tilkideliğitepe formasyonu, Dereköy radyolariti, Yeniceboğazıdere formasyonu ve Keçili formasyonu bu napın içerisinde yer almaktadır (Şenel vd. 2010). Çataltepe Napında yer alan ve ilk kez Poisson (1977) tarafından adlandırılan Tilkideliğitepe formasyonu Noriyen yaşlı resifal kireçtaşı blok ve marnlardan oluşmuştur (Şenel vd. 2010).

Marcoux (1977), yeşil, yeşilimsi gri, pembe, kırmızı vb. renklerde ince tabakalı radyolarit, çört ve şeylden oluşan ve kalınlığı yaklaşık olarak 700 m olan bu birimin, bitümlü şeyller ve kalsitürbidit merceklerini de tanımlamıştır (Şenel vd. 2010).

Dereköy radyolariti ve Yeniceboğazıdere formasyonunu uyumlu bir şekilde örten Keçili formasyonunda ise mikritler, çörtlü mikritler, şeyl ve kalsitürbiditler yer almakta ve bunların üzerinde ise ofiyolit kırıntılı sedimanter birimler bulunmaktadır. En üst seviye ise ofiyolit kırıntıları ve olistositler ile karakterizedir (Şenel vd. 2010).

2.1.1.2. Alakırçay napı

Alakırçay napı, Çataltepe ile Tahtalıdağ napı arasında bulunmaktadır. Bu nap yapısal özellikler bakımından genellikle birbirine benzer olan Kumluca ve Alakırçay birimlerinden oluşmaktadır (Şenel vd. 2010) (Şekil 2.6).

Kalafatçıoğlu (1973) tarafından isimlendirilen Geç Permiyen yaşlı ve mizzialı kireçtaşlarından oluşan Dinek formasyonu, Skitiyen-Erken Anisiyen yaşlı marnlı, killi kireçtaşlı birimlerden oluşan Kesmeköprü formasyonu (Marcoux 1977), çört ve Halobia'lı kireçtaşlarının bulunduğu Tesbihli formasyonu, yastık yapılı spilitlerin yer aldığı Gökdere formasyonu, kumtaşlarından oluşan Karadere formasyonu ve şeyllerin bulunduğu Çandır formasyonundan oluşan Alakırçay grubu Geç Anisiyen-Noriyen yaşlıdır (Şenel vd. 2010).

2.1.1.3. Tahtalıdağ napı

Alakırçay napı üzerinde yer alan Tahtalıdağ napında, Kambriyen-Geç Kretase yaşlı platform şeklinde kayaçlar ve Mezozoyik dönemli kıyı ötesi platformlar bulunmaktadır (Şenel vd. 2010) (Şekil 2.6).

Tahtalıdağ napında bulunan Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu (Monod 1970) dolomit ve yumru şekilli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu (Blumental 1947) ise kumtaşları ve şeyl içermektedir. Tahtalıdağ napında, Geç Ordovisyen yaşlı Sarıyardere formasyonu (Şenel vd. 1981) yeşil, gri, koyu kahverenkli şeyl ve ara seviyelerde kuvarsitik kumtaşı bulunan kömürlü şeylden oluşan Geç Permiyen yaşlı Pamucakyayla formasyonu da bulunmaktadır (Şenel vd. 1981).

Ayrıca, Tahtalıdağ napında dolomitlerin yer aldığı Kızılbağ formasyonu (Demirtaşlı 1987) ve Geç Permiyen yaşlı ve mizzialı kireçtaşlarından oluşan Dinek formasyonu (Kalafatçıoğlu 1973), Skitiyen-Erken Anisiyen yaşlı marnlı, killi kireçtaşlı

birimlerden oluşan Kesmeköprü formasyonu (Marcoux 1977), sadece bazı alanlarda yüzlekler veren Ladiniyen yaşlı Tesbihli formasyonu, Geç Ansiyen-Noriyen yaşlı Alakırçay grubuna ait Gökdere, Tesbihli ve Karadere formasyonları, Resiyen-Senomaniyen yaşlı Tekedağı formasyonu ve Geç Kampaniyen-Maastrihtiyen yaşlı Keçili formasyonundan oluşmaktadır (Şenel vd. 2010).

2.1.1.4. Tekirova ofiyolit napı

Antalya birliğinin en üst kısmında yer alan Tekirova ofiyolit napı, Tahtalıdağ napının üstünde bazen de altında yer almaktadır (Şenel vd. 1981). Tekirova ofiyolit napı, ofiyolitli bir melanj olan Kırkdirek formasyonu ve okyanusal kabuk kayaçlarından oluşan Tekirova ofiyolitleri olarak ayrılmıştır (Şenel vd. 1981) (Şekil 2.6).

Kırkdirek formasyonunun kalınlığı 0-600 m arasındadır ve farklı boyutlarda tektonik dilimler halinde bulunmaktadır. Serpantinitleşmiş bir hamurda, Halobia'lı kireçtaşı, şeyl, kumtaşı, radyolarit, tabakalı çört, bazik volkanik, Jura-Kretase yaşlı neritik kireçtaşı, gabro, diyabaz ve amfibolit vb. kayaçlardan oluşan bu birimin yerleşim yaşı Geç Senoniyendir (Şenel vd. 2010).

Tekirova ofiyolitleri, ultramafik ve mafik kayaçlardan oluşmaktadır. Bu ofiyolitler, serpantinit, lerzolit, bantlı ve masif harzburjitler, kromlu dünit, verlit ve plajiyoklazlı verlit, piroksenit, tabakalı ve izotropik gabro, plajiyogranit, diyabaz dayk karmaşığı ve izole diyabaz dayklardan oluşmaktadır (Şenel vd. 2010).

Tekirova ofiyolitlerinde yer alan metamorfik ve magmatik (gabro, diyabaz, plajiyogranit) kayaçlarda yapılan tüm kaya ve mineral jeokronolojik verilerine göre (K-Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$) 60-130 My arası yaşlar tespit edilmiştir (Thuizat vd. 1981; Yılmaz 1984; Çelik vd. 2006).

- ✓ **"Tekirova ofiyolitleri" ile ilgili önceki çalışmalar**

Lefevre (1967), Antalya naplarını tek bir nap sistemi olarak tanımlamıştır.

Juteau (1975), Yapmış olduğu haritalandırma çalışması ile Antalya kompleksini Üst Triyas Yaşlı Alakırçay birimi (sedimanter) ile yastık lavlardan oluşan volkanik birim olarak iki ana masif olarak ayırmıştır.

Yılmaz (1984), Fosil ve K-Ar yaşlandırma analizleri sonucunda Antalya Kompleksinin Geç Kretase'de oluştuğunu belirtmiş, ofiyolitler hakkında yeni oluşum ve yerleşim modeli ortaya koymuştur.

Reuber (1984), Adrasan ve Çıralı-Tekirova'da yapmış olduğu çalışmada, Antalya sahili boyunca görülmekte olan ofiyolitlerin makaslama zonları ile kesildiği ve okyanusal litosferi temsil ettiğini belirtmiştir.

Şenel (1997), Batı Toroslarda Antalya Körfezinin batısında ve kuzeyinde 1/250.000 ölçekli haritalar yapmıştır.

Bağcı (2004), Tekirova (Antalya) ofiyolitleri ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitleri hakkında doktora tez çalışması yapmış ve bu ofiyolitik kayaçların mineralojik-petrografik

özelliklerini inceleyerek karşılaştırmıştır. Hem Kızıldağ hem de Tekirova ofiyolitlerinin oluşum modelinin daha önce önerilen MORB-tipi oluşumdan farklı olarak dalma-batma zonu üstünde oluştuğunu savunmuştur. Ayrıca, Tekirova ofiyolitlerinde yer alan gabro ve levha-izole dayklarının jeokimyasal analizleri sonucunda ada yayı toleyitikler karakterinde olduğunu ortaya koymuştur.

Bağcı vd. (2006), Tekirova (Antalya) ofiyolitlerinden ultramafik ve mafik kümülat kayaçların tektonik ortamları ve jeokimyasal özellikleri üzerine çalışma yapmış, kümülat kayaçlardaki tüm kayaç mineral kimyası, kristalleşen mineral fazları ve plajiyoklazlardaki yüksek anortit içeriğine göre Tekirova ofiyolitlerinin Geç Kretase'de Neotetis'in Güney kolu içinde dalma-batma zonunda oluştuğunu savunmuştur. Ayrıca, Tekirova (Antalya) ofiyolitlerindeki ultramafik kümülat kayaçların yüksek basınç ortamında, mafik kümülat kayaçların ise düşük basınç ortamında magma fraksiyonlaşması ile oluştuğunu ortaya koymuştur.

Bağcı (2010), Tekirova ofiyolitlerinin jeokimyasal ve petrolojik özelliklerini inceleyerek, ada yayı toleyitikleri ve boninitlerden, yay önü tektonik ortamda Geç Kretase zamanında, oluştuğunu öne sürmüştür.

Etiope vd. (2011), Çıralı bölgesinde Tekirova ofiyolitlerinde açığa çıkan abiyotik metan üzerine çalışmalar yaparak bu gaz çıkışının bölgede yer alan ofiyolitlerin düşük sıcaklıkta serpantinleşmesi ile ilişkilendirmiştir.

Yılmaz (2014), Tekirova Ofiyolit Napında (Kemer-Altınyaka) görülen serpantinleşme sonucu oluşan mineralleri incelemiş, serpantinleşme sırasında serpantinit, serpantinleşme sonrası ofikarbonat, ofisilikat ve ofioksitler oluştuğunu öne sürmüştür. Serpantinlerde yapılan duraylı izotop sonuçlarına göre de hipojen ve okyanusal (serpantinleşme-sırası) ve süperjen ve Alpin tipi (serpantinleşme sonrası) bölgelerde yer aldığını tespit etmiştir.

Kalafatçıoğlu (2015), Antalya Körfezi batı kısmında stratigrafik olarak en yaşlı kayaçların Permiyen yaşlı kalker ve dolomitler olduğunu, üstünde ise konkordan Triyas yaşlı kumtaşı, radyolarit ve kalkerler olduğunu söylemiştir.

Yalçın ve Unal (2018), Antalya'da Tekirova, Kemer ve Kumluca gibi turistik bölgelerde yer alan ofiyolitlerin radyasyon ve doğal radyoaktivite seviyelerini araştırmışlar ve özellikle Tekirova'da yer alan ofiyolitlerdeki yüksek radyasyon değerlerinin insan sağlığına etkileyebileceği görüşünü sunmuşlardır.

Yalçın vd. (2015), Tekirova'da (Antalya) bulunan ofiyolitik kayaçların alterasyon mineralojisi ve jeokimyası ile ilgili ayrıntılı çalışmalar yapmıştır. Ofiyolitik kayaçlarda görülen serpantinleşmenin kökeni ve oluşumu hakkında çalışmalar yapmış, izotop jeokimyası (oksijen ve hidrojen) verilerine göre oluşum sıcaklıkları tespit edilmiş ve serpantinleşmenin okyanus ortası sırtlarda başladığını yitim zonunda devam ettiğini ileri sürmüştür.

Unal vd. (2018), Antalya ve civarındaki kayaçların gama radyoaktivitesini hesaplanmış ve etkilerini araştırmışlardır. Ölçülen gama radyoaktitive değerlerinin dünya değerlerinin altında olduğu, sadece bir örneğin insan sağlığına zararlı etkisi olabileceği söylenmiştir.

- ✓ **Anadolu levhasında yer alan "İzole Dayklar" ile ilgili önceki çalışmalar**

Parlak (2000), Pozantı-Karsantı (Adana) ofiyolitlerini kesen mafik izole daykların jeokimyasını incelemiş, bu daykların subalkalen karakterde ve ada yayı toleyitik bazalt ve bazaltik andezitlere benzerlik gösterdiğini belirtmiştir. Tektonomagmatik diyagramları ile daykların okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluştuğunu göstermiştir.

Vergili ve Parlak (2005), Pınarbaşı (Kayseri) ofiyolitlerinde yer alan mafik dayklar ve maetamorfik tabakaların jeokimyasal ve tektonik oluşumu hakkında çalışmalar yapmış ve izole daykların dalma-batma zonunda oluştuğunu söylemişlerdir.

Parlak vd. (2006), Divriği Ofiyolitindeki (Sivas), metamorfik dilim ve izole daykların kökeni hakkında çalışmalar yapmış, izole daykların alkalen karakterde olduğunu ve dalan levhanın kopması sonucu açılan astenosferik pencereden giren zenginleşmiş magmanın beslediği geç-evre magmatizması sonucu oluştuğunu savunmuştur.

Bağcı vd. (2009), Tekirova (Antalya) ofiyolitlerinde yapmış olduğu çalışmada ofiyolitleri harzburjitik tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotropik gabrolar ve levha dayklar olarak ayırmış ve bu kayaçlara sokulum yapan izole dayklar olduğunu belirtmiştir. Bu çalışmada, çalışma bölgesini 3 gruba ayırarak, ada yayı toleyitikleri, düşük Ti-içerikli boninit serisi ve okyanusal ada bazaltları olarak belirlemiştir.

Çolakoğlu vd. (2012), Güneydoğu Anadolu'da yer alan mafik daykların jeokimyasal özelliklerini incelemiş ve bu daykların kaynağının hem tüketilmiş hem de zenginleşmiş özellikteki magmadan olduğunu belirtmişlerdir.

Elitok (2012), Antalya Kompleksinin kuzeyinde yer alan Eğridir-Kızıldağ (Isparta) peridotitlerini ve bu kayaçları kesen izole diyabaz dayklar konusunda jeolojik, jeokimyasal ve jeodinamik çalışmalar yapmış, oluşum ortamları için yitim zonları ve yay önü okyanus sırtı ortamı önermiştir.

Günay vd. (2012), Yüksekova kompleksinde (Özalp-Van) peridotitleri kesen diyabaz daykların jeokimyasal özelliklerini incelemiş ve Ca-metazomatizmanın etkisiyle daykların rodenjitleşme gösterdiğini tespit etmiştir. İnceleme alanındaki iz ve nadir toprak elementlerince zengin daykların metasomatizmaya etki eden akışkanlar ile etkileşimi sonucu rodenjitleştiğini savunmuştur.

Kavak vd. (2017), Sivas havzasının güneyinde yer alan ofiyolitik kayaçların jeokimyasal karakteristik özelliklerini incelemiş, bu kayaçlar içerisinde yer alan izole daykların ada yayı toleyitik magmadan türediğini ve okyanus içi dalma batma zonunda yüksek oksijen fugaistesi ile ilişkili olduğunu savunmuştur.

3. MATERYAL VE METOT

3.1. Arazi Çalışması

Arazi çalışması Göynük, Çamyuva, Tekirova, Çıralı ve Tekirova-Çıralı arası sahil şeridini (Şekil 1.1-1.2) kapsayan bölgelerde gerçekleştirilmiştir. Bu bölgelerdeki incelemeler, 1/100.000 ölçekli Antalya-O24-O25-P24 ve P25 paftalı jeolojik haritalar kullanılarak, 2016 Ekim ayında başlanmıştır. Arazi çalışmasında karayolu ile ulaşımın sağlanamadığı koşullarda tekne kiralanmış, arazi çalışması ve örneklerin alımları bu şekilde yapılmaya çalışılmıştır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1. Tekirova-Çıralı sahil şeridi boyunca yer alan örnek alım alanları

5 (beş) farklı bölgede, 2017 Eylül ayına kadar farklı zaman aralıklarında gerçekleştirilen arazi çalışmalarında, çalışma konusu olan izole dayklar ve izole daykların

sokulum yaptığı ultramafik ve mafik kayaçlardan örnekler alınarak Tekirova (Antalya) ofiyolitleri 22 (yirmi iki) istasyona ayrılmıştır. Her bir istasyonun koordinatları GPS ile tespit edilmiş ve istasyonlardan alınan örnekler numaralandırılarak muhafaza altına alınmıştır. İzole dayklar üzerine yapılan bu çalışmada daykların ana kayaçlarla olan ilişkisi incelenmiş, kalınlıkları ve doğrultuları ölçülmüştür. Ayrıca dayklar ve yan kayaçlar arasındaki dokanak ilişkileri incelenmiştir.

3.2. Laboratuvar Çalışmaları

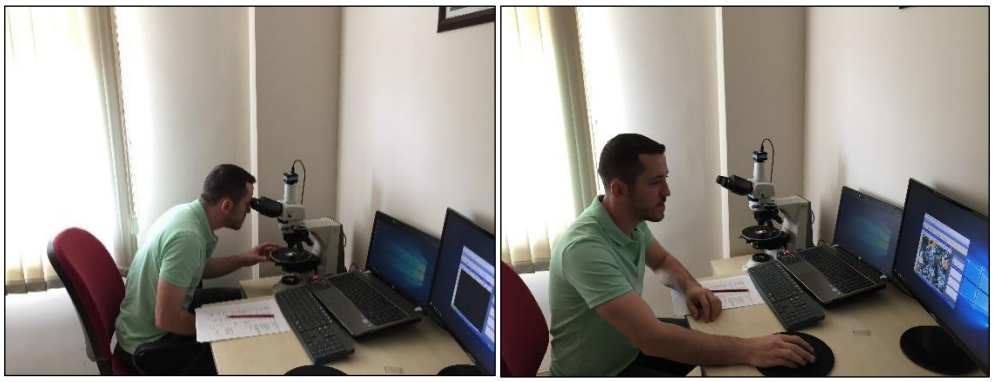
3.2.1. Polarizan mikroskop incelemeleri

Laboratuvar çalışmaları kısmının ilk aşamasında araziden alınan ultramafik-mafik kayaçlar ve bu kayaçları kesen izole dayk örneklerinden çalışma alanının petrografik özelliklerini en iyi şekilde temsil edecek taze örneklerden 34 (otuz dört) adet seçilmiş ve bu seçilen örnekler kestirilerek ince kesit için hazırlanmıştır (Şekil 3.2). Kesilen örnekler Ankara'da bulunan Mg Group laboratuvarlarına gönderilmiş ve ince kesit haline getirilmiştir.



Şekil 3.2. Petrografik incelemeler için hazırlanan örnekler

İnce kesit haline getirilen 34 adet örnek, Akdeniz Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bölümü Optik Mineraloji laboratuvarında Polarizan Mikroskop (Nikon 50iPOL ve 100iPOL) altında incelenmiştir (Şekil 3.3). İnce kesitlerin fotoğraf çekimi ise Nikon Eclipse 50iPOL mikroskop yardımıyla Clemex 6.0 programı ile çekilmiştir.



Şekil 3.3. Polarizan mikroskop incelemeleri

3.2.2. X-ışınları difraksiyonu (XRD) incelemeleri

X-ışınları difraktometre (XRD) analizleri Dumlupınar Üniversitesi İLTEM Laboratuvarlarında (Kütahya) PANalytical Empyrean model yüksek-çözünürlüklü X-ışını toz difraktometresi (HR–XRPD) kullanılarak yapılmıştır. Tüm kayaç analizlerinde Cu Kα radyasyonu, K–α1: 1.54060 Å, K–α2: 1.54443 Å, K–β: 1.39225 Å, Kα2/Kα1 Oranı: 0.5, Ni β filtre kullanılarak yapılmıştır. Veriler, 45 kV ve 40 mA cihaz parametreleri kullanılarak 0.026o'lik adım büyüklüğü ile 257 sn'lik adım süresinde 2o'den 70o'ye (2θ) tarama yapılarak toplanmıştır.

3.2.3. SEM incelemeleri

Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) analizleri Dumlupınar Üniversitesi İLTEM Laboratuvarlarında (Kütahya) FEI Nova Nano 650 model taramalı elektron mikroskobu ile mineral tanımlamaları ise EDAX marka enerji dağılımlı X-ışını spektrumu (EDX) kullanılarak yapılmıştır. Her bir kayaç örneğinin taze kırık yüzeyi çift taraflı bant ile alüminyum örnek tutucuya yerleştirilerek iyon kaplayıcı ile ince bir film (20 Å) halindeki karbon ile kaplanmıştır.

3.2.4. Jeokimyasal analiz incelemeleri

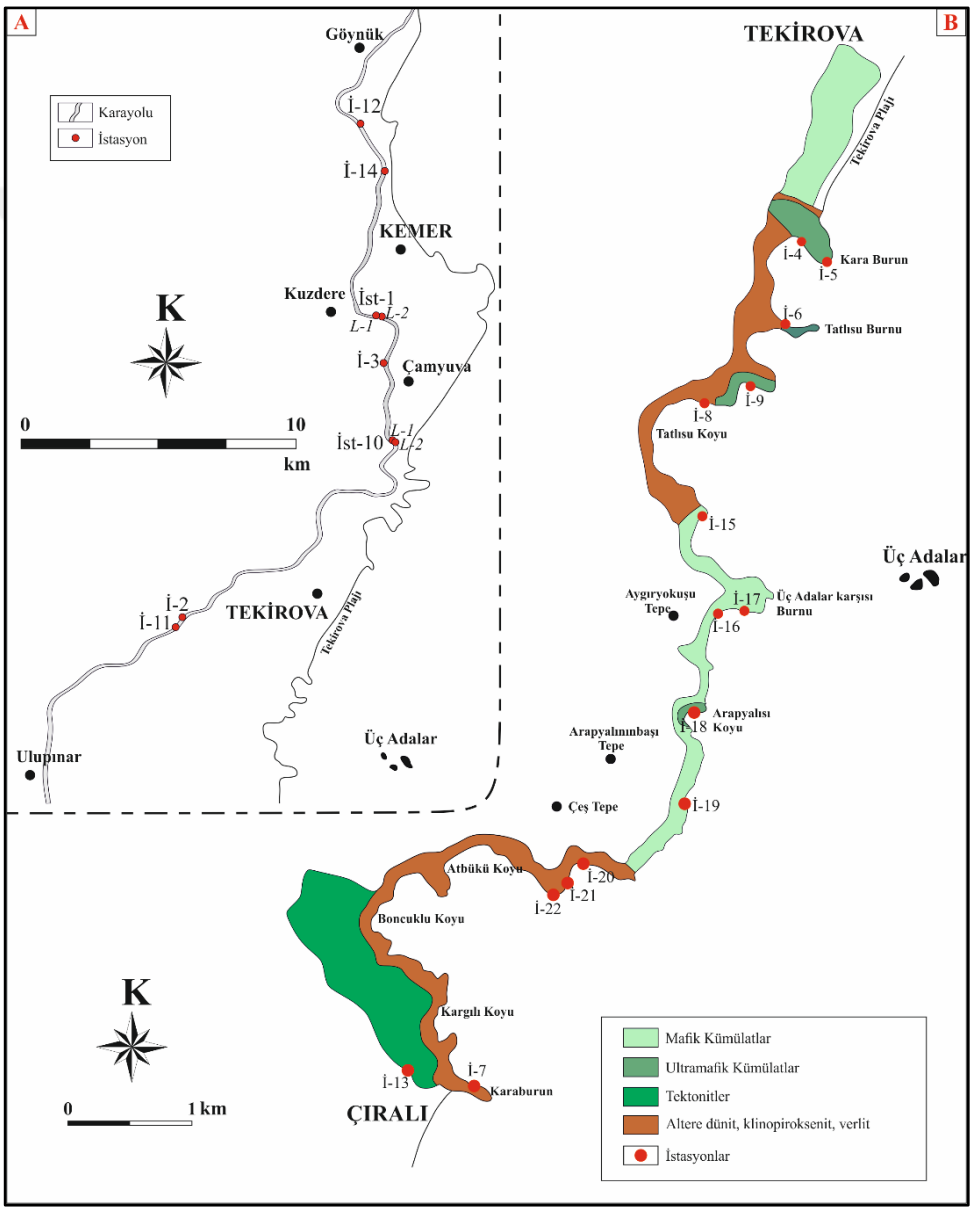
Jeokimyasal çalışmalara ait örnekler, petrografik, XRD ve SEM incelemelerinden sonra en ayrışmamış (taze) olanlardan seçilmiştir. Tekirova ofiyolitik kayaçların ve bu kayaçlara sokulum yapan izole daykların jeokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla 46 (kırk altı) adet örneğin ana (major), iz element ve nadir toprak element (REE) analizleri yaptırılmıştır.

Örneklerin bu analizleri Bureau Veritas Mineral laboratuvarlarında (Kanada) yaptırılmıştır. Ana oksit elementleri, XRF tekniği ile tespit edilmiş, iz element ve nadir toprak elementlerinin analizleri ise 0.200 gr toz örnek $LiBO_2$ ile ergitilmiş ve sonra çözündürülerek ICP-MS yöntemi ile analizleri yapılmıştır. Tüm analizlerde ateşte kayıp değerleri, örneklerin 1000°C' de eritilişi ile elde edilmiştir.

4. BULGULAR ve TARTIŞMA

4.1. Arazi Çalışması

Tekirova (Antalya) ofiyolitinin üst bileşenlerinden izole dayklar ultramafik ve mafik kayaçlara sokulum yapmakta olup; Göynük, Çamyuva, Kemer (Şekil 4.1.a) ve Tekirova-Çıralı (Şekil 4.1.b) sahil şeridi boyunca en iyi yüzleklerini vermektedir. İzole daykların arazi özellikleri, ana kayaçlar ile olan ilişkileri ve soğuma kenarlarının özelliklerinin ortaya konulması amacıyla çalışma alanı 22 istasyonda (Çizelge 4.1) detaylı arazi çalışmaları gerçekleştirilmiş olup, bu çalışmalar ile ilgili bilgiler aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.1. Çalışma alanları ve örneklerin alındığı istasyonları gösteren haritalar **a)** Göynük-Ulupınar ve **b)** Tekirova-Çıralı sahil şeridi (Bağcı 2004'ten değiştirilerek alınmıştır)

Çizelge 4.1. Arazi çalışmasında izole dayk içeren istasyonlarla ilgili arazi bilgileri (Şekil 4.1)

İstasyon	Örnek No	Koordinat	Lokasyon	Doğrultu/Eğim	Kalınlık
İstasyon 1- *(Lokasyon 1)*	DK (1 – 40) (40 adet)	36°34′32″K-30°33′10″D	Kemer çıkışı	K66D/66GD	~5 m
İstasyon 1- *(Lokasyon 2)*	İ1 (1 – 10) (10 adet)	36°34′56″K-30°32′60″D	Kemer çıkışı	K60D/54GD	1.5-2 m
İstasyon 2	İ2 (1 – 10) (10 adet)	36°29′42″K-30°28′48″D	Tekirova-Ulupınar arası	K-G	~2 m
İstasyon 3	İ3 (1-10) (10 adet)	36°34′20″K-30°33′80″D	Kemer-Çamyuva arası	G44D/K80D	10-15 cm
İstasyon 4	İ4 (1 – 5) (5 adet)	36°28′49″K-30°31′10″D	Karaburun	KB-GD	10-15 cm
İstasyon 5	İ5 (1 – 8) (8 adet)	36°28′45″K-30°31′18″D	Karaburun	G40D/K13D	~50 cm
İstasyon 6	İ6 (1 – 8) (8 adet)	36°28′34″K-30°31′00″D	Tatlısu burnu	G28D/41KD	20-40 cm
İstasyon 7	İ7 (1 – 3) (3 adet)	36°25′22″K-30°29′23D	Çıralı sahili kuzeyi	G50B/20KB	2-5 cm
İstasyon 8	İ8 (1 – 10) (10 adet)	36°28′10″K-30°30′37″D	Tatlısu koyu kuzeydoğusu	G35D/16KD	5-40 cm
İstasyon 9	İ9 (1 – 3) (3 adet)	36°28′12″K-30°30′48″D	Tatlısu koyu kuzeydoğusu	K45D/10GD	40-50 cm
İstasyon 10- *(Lokasyon 1)*	İ10-L1 (1 – 6) (6 adet)	36°32′38″K-30°33′10″D	Çamyuva girişi	DB/76KB	1-2 m
İstasyon 10- *(Lokasyon 2)*	İ10-L2 (1 – 5) (5 adet)	36°32′35″K-30°33′12″D	Çamyuva girişi	G11D/77KD	~2 m
İstasyon 11	İ11 (1 – 3) (3 adet)	36°30′57″K-30°28′42″D	Ulupınar-Tekirova arası	G30D/15GB	~3 m
İstasyon 12	İ12 (1 – 5) (5 adet)	36°38′46″K-30°32′38″D	Göynük girişi	G15B/5KB	30-50 cm
İstasyon 13	İ13 (1 – 3) (3 adet)	36°25′13″K-30°28′06″D	Çıralı sahil yolu	GD-KB	5-7 cm
İstasyon 14	İ14 (1 – 3) (3 adet)	36°37′42″K-30°33′16″D	Kemer-Göynük arası	G56D/40KD	~5 cm
İstasyon 15	İ15 (1 – 5) (5 adet)	36°27′41″K-30°30′36″D	Tatlı su koyu kuzeyi	G71D/18KD	~50 cm
İstasyon 16	İ16 (1 – 3) (3 adet)	36°27′20″K-30°30′49″D	Üç adalar karşısı burnu	K75B/5GB	30-50 cm
İstasyon 17	İ17 (1 – 3) (3 adet)	36°27′18″K-30°30′42″D	Üç adalar karşısı burnu	K10D/16GD	20-25 cm
İstasyon 18	İ18 (1 – 5) (5 adet)	36°26′55″K-30°30′35″D	Aygıryalısı koyu	KG/7D	7-20 cm
İstasyon 19	İ19 (1 – 3) (3 adet)	36°26′31″K-30°30′33″D	Çeş Tepe doğusu	G15D/5KD	~50 cm
İstasyon 20	İ20 (1 – 3) (3 adet)	36°26′17″K-30°29′56″D	Atbükü koyu doğusu	G40D/13KD	~40 cm
İstasyon 21	İ21 (1 – 3) (3 adet)	36°26′15″K-30°29′53″D	Atbükü koyu doğusu	K60D/54GD	~30 cm
İstasyon 22	İ22 (1 – 3) (3 adet)	36°29′09″K-30°29′50″D	Atbükü koyu burun kısmı	K30B/42GB	~80 cm

22 adet istasyonda gerçekleşen arazi çalışmasında kayaçların petrografik ve jeokimyasal özelliklerini tespit etmek amacıyla 156 (yüz elli altı) adet örnek alınmıştır. Alınan bu örnekler mikroskop altında incelenerek, jeokimyasal analizler için uygun numuneler seçilmiştir.

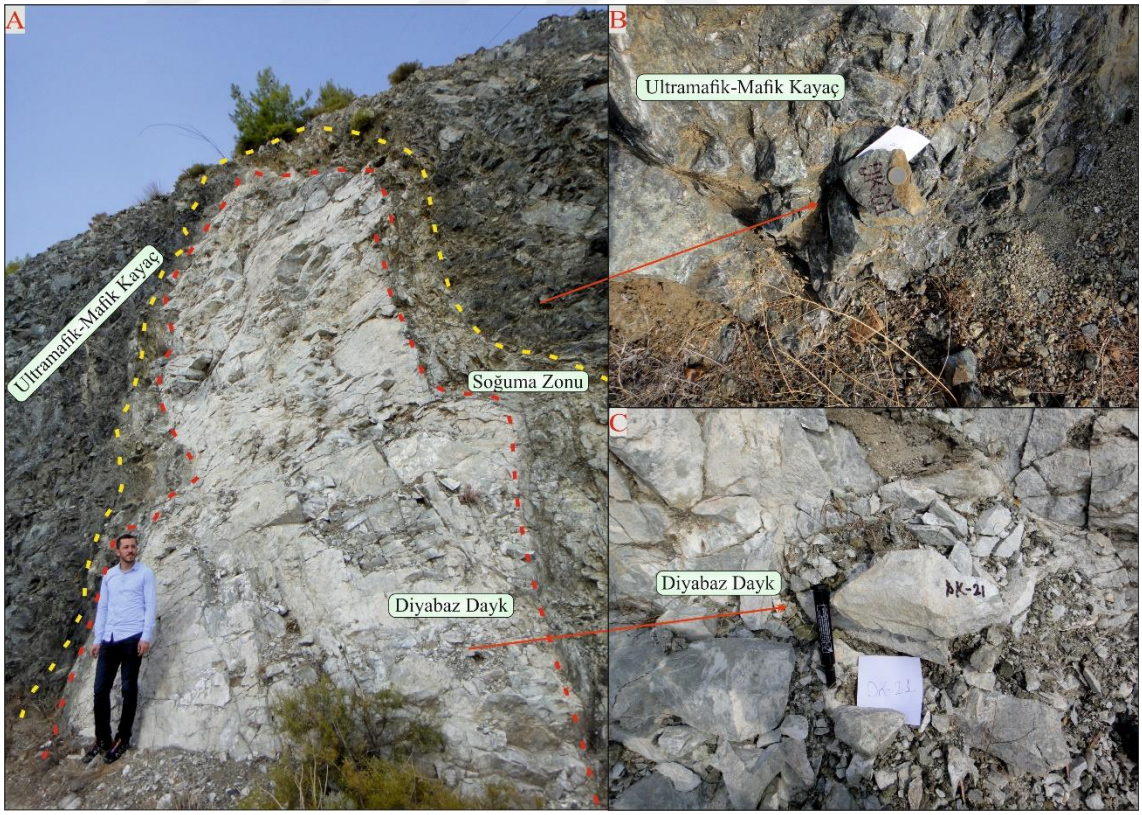
Her bir istasyonda bulunan izole daykların arazi özellikleri ise aşağıda ayrıntılı bir olarak verilmiştir:

4.1.1. İstasyon 1

İstasyon 1, ultramafik-mafik kayaçların ve bu kayaçlara sokulum yapan izole daykların özellikleri göz önüne alınarak 2 lokasyona ayrılmıştır: Lokasyon 1 ve 2.

a) Lokasyon 1

Lokasyon 1, Kemer-Çamyuva arasında (Şekil 4.1a) ve 36°34′32″K-30°33′10″D koordinatında yer almaktadır. Daykın konumu, K66D/66GD dir. Daykın genişliği ~5 m, yüksekliği ~10 m olarak ölçülmüştür. Dayk açık gri renkli, çatlaklı, kırıklı bir yapıya sahiptir (Şekil 4.2). Dayka ait soğuma kenarları belirgin bir şekilde görülmekte ve rengi dayka göre daha koyu renkli ve ince tanelidir. Ayrıca, soğuma kenarlarının kalınlığı 50 cm ile 100 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.2). Daykın sokulum yaptığı ultramafik-mafik kayaç, koyu yeşil renkli, bol çatlaklı bir görünüme sahiptir. Lokasyona ait genel görünüm Şekil 4.2'de verilmiştir.



Şekil 4.2. İstasyon 1'e ait lokasyon 1'in **a)** genel görünümü **b)** daykın sokulum yaptığı ana kayaçtan alınan örnek **c)** diyabaz dayktan alınan örnek

Lokasyon 2

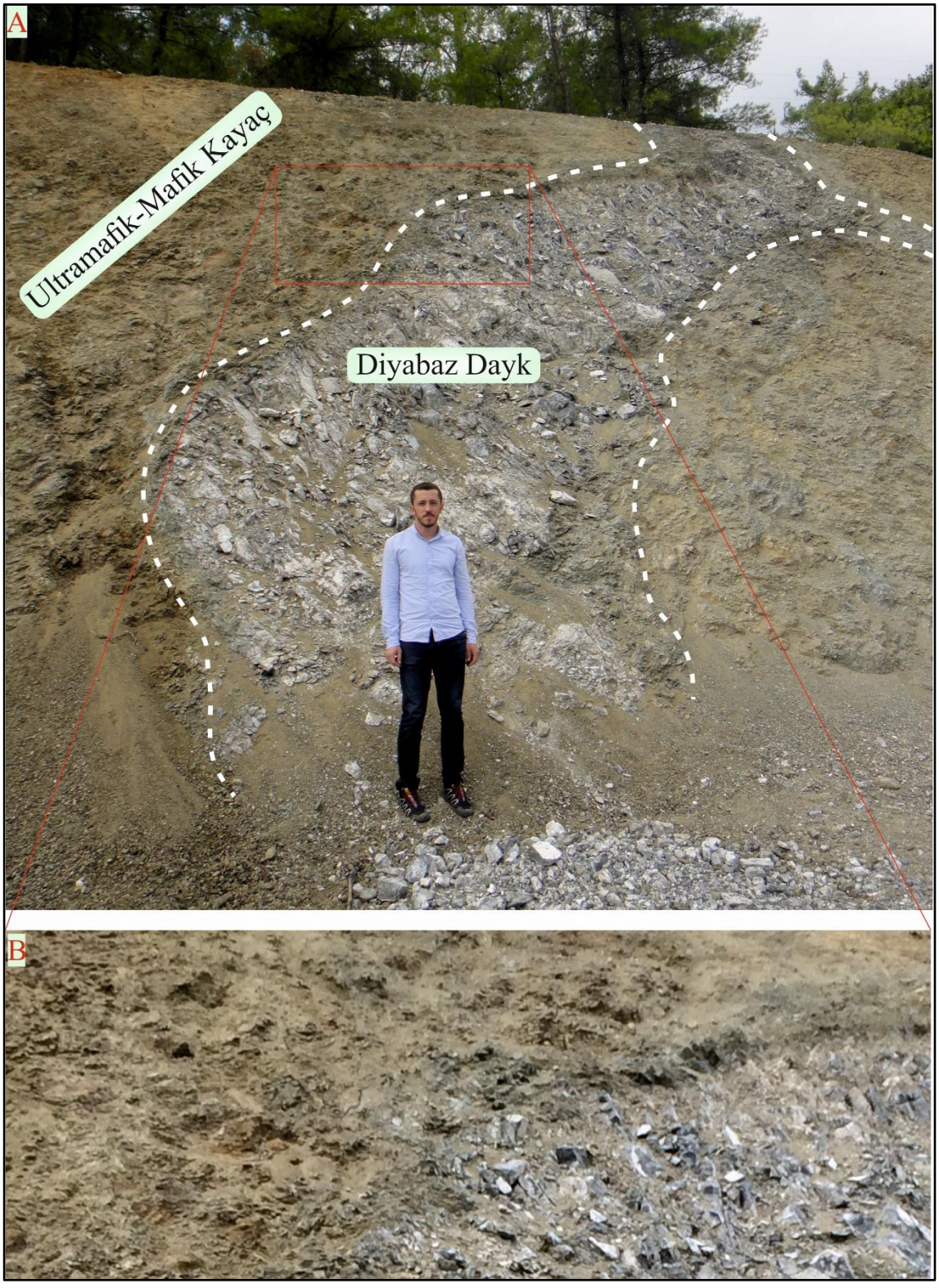
Lokasyon 2, Kemer-Çamyuva arasında (Şekil 4.1a) ve 36°34′56″K-30°32′60″D koordinatında yer almaktadır. Daykın konumu, K60D/54GD doğrultuludur. Daykın genişliği 1.5-2 m arasında değişmektedir, yüksekliği 3-4 m arasındadır. Dayk açık grimsi renkte, çatlaklı, kırıklı bir yapıya sahiptir (Şekil 4.3). Bu dayka ait soğuma kenarları belirgin değildir. Daykın sokulum yaptığı ultramafik-mafik kayaç altere (serpantinleşmiş) ve yeşilimsi renkli bir görünüme sahiptir. Lokasyona ait genel görünüm Şekil 4.3'de verilmiştir.



Şekil 4.3. İstasyon 1'e ait lokasyon 2'in genel görünümü

4.1.2. İstasyon 2

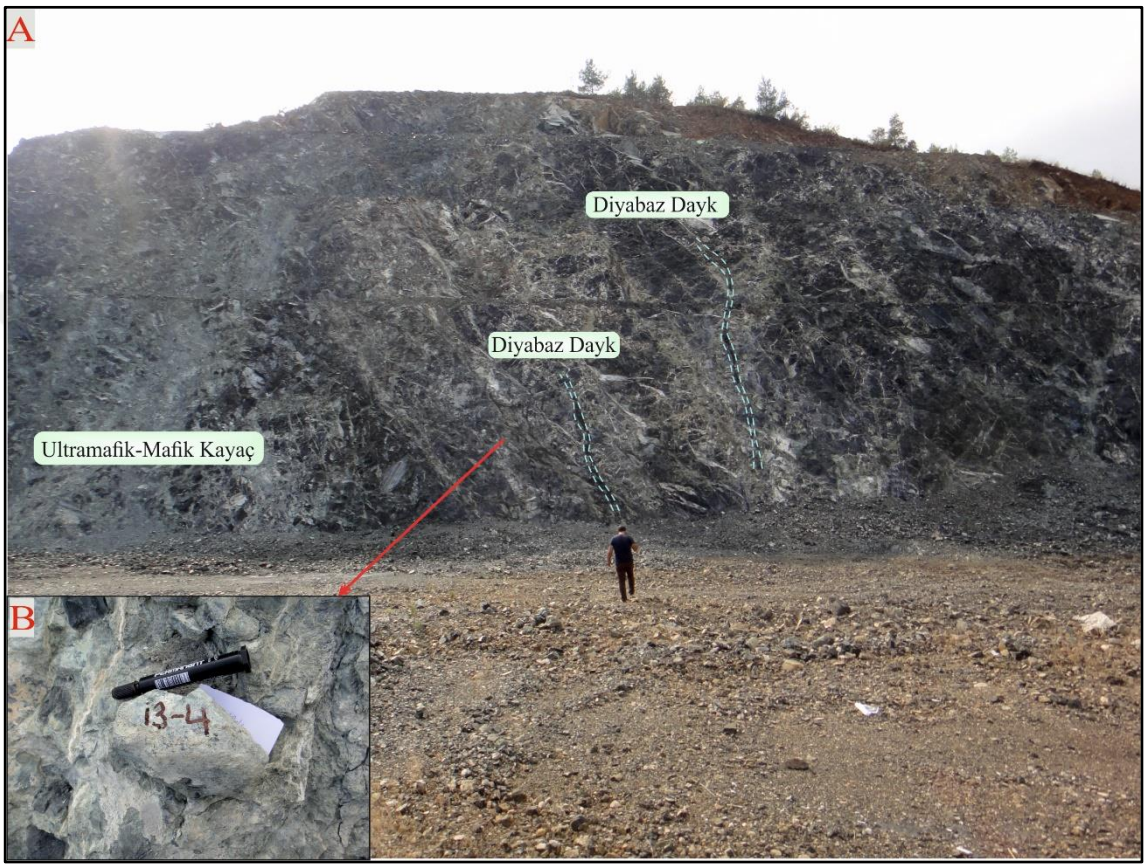
Tekirova-Çıralı arasında (Şekil 4.1a) ve 36°29′42″K-30°28′48″D koordinatlarında yer alan İstasyon 2'de (Şekil 4.4) dayk K-G doğrultuludur. Daykın genişliği ~2 m ve yüksekliği ~5-6 m dir. Grimsi bir renge sahip dayk kırıklı, çatlaklı bir yapıya sahiptir. Soğuma kenarları ana kayacın aşırı altere (serpantinleşmiş) olmasından dolayı belirgin değildir (Şekil 4.4).



Şekil 4.4. İstasyon 2, **a)** genel görünümü **b)** serpantinleşmeye maruz kalmış ana kayacın görünümü

4.1.3. İstasyon 3

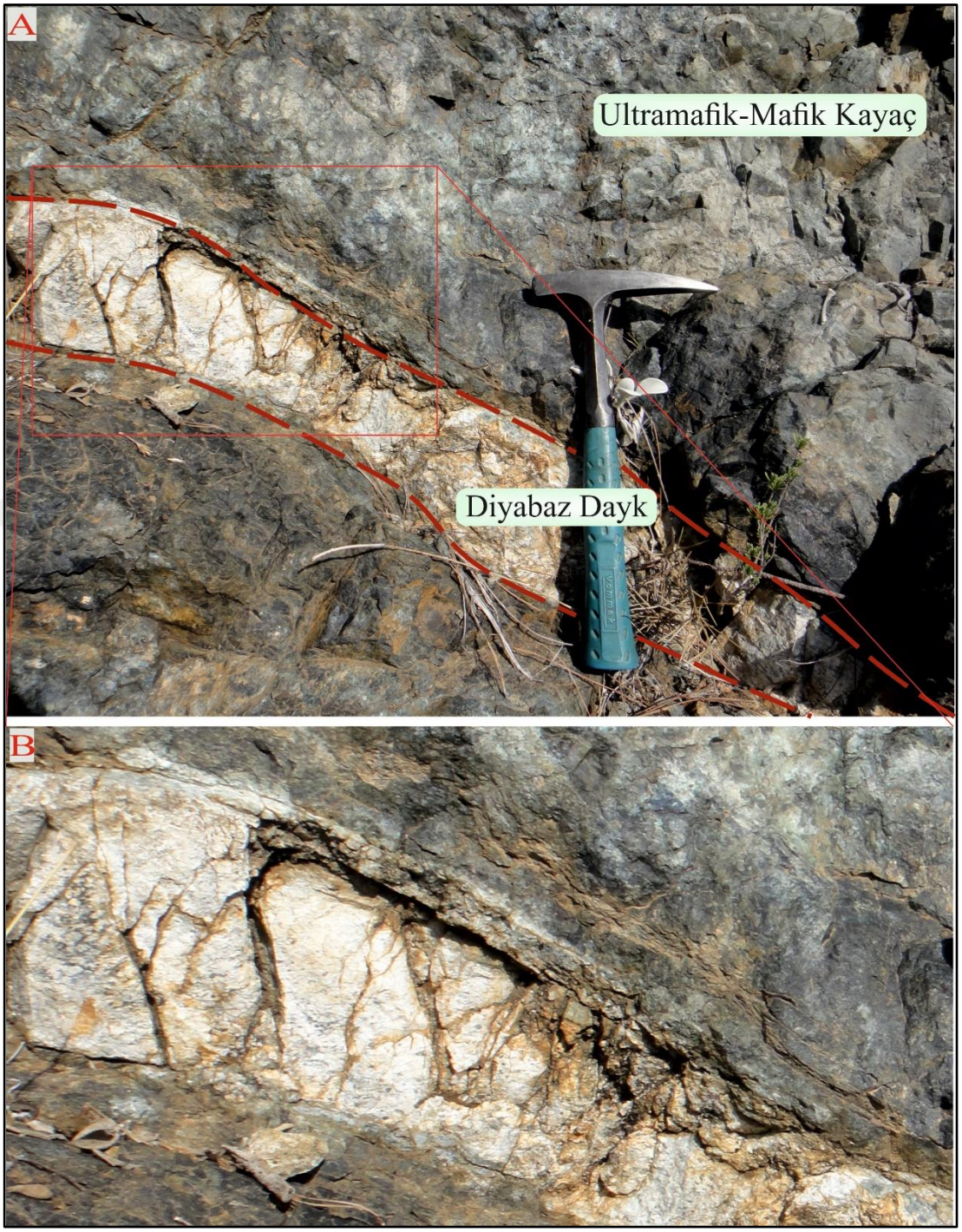
Kemer ilçesi ile bu ilçeye bağlı Çamyuva beldesi arasında yer alan İstasyon 3 (Şekil 4.1a). 36°34′20″K-30°33′08″D koordinatlarında yer almaktadır. Daykın genişliği 10-15 cm arasında değişmektedir. Siyah renkli dayk kırıklı, çatlaklı bir görünümdedir (Şekil 4.5). Daykın konumu G44D/K80D dir. Serpantinleşme nedeniyle kayaçlar yağlımsı bir görünüme ve parlaklığa sahiptir (Şekil 4.5).



Şekil 4.5. İstasyon 3, **a)** genel görünümü **b)** ultramafik-mafik kayaçtan alınan örnek

4.1.4. İstasyon 4

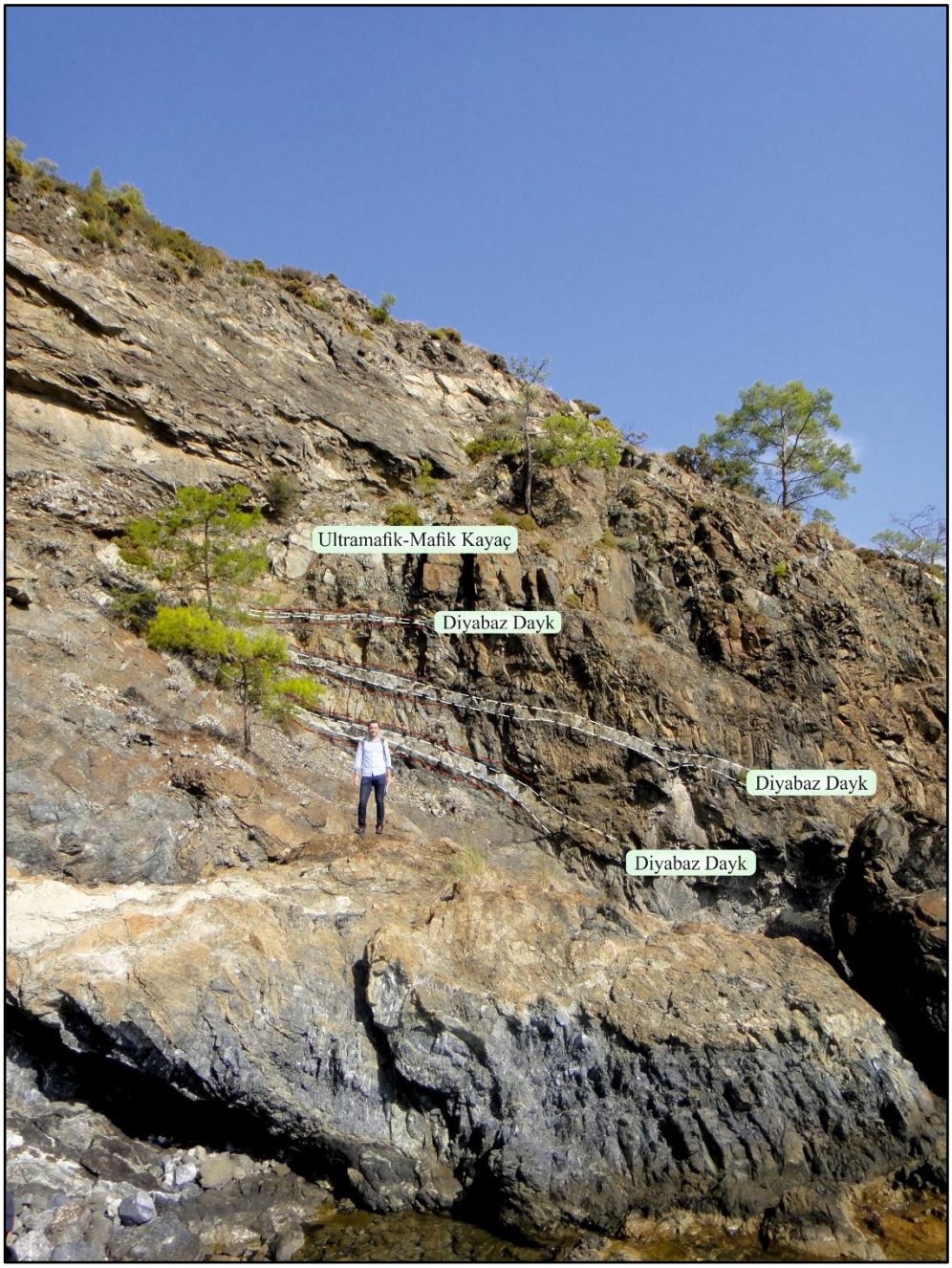
Tekirova-Çıralı arasında sahil kesiminde Karaburun Plajı'nda (Şekil 4.1b) yer alan İstasyon 4'de (36°28′49″K-30°31′10″D) gözlenen daykın kalınlığı 10-15 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.6). KB-GD doğrultulu, beyaz-kirli beyaz renkte olan dayk, kırıklı-çatlaklı bir yapı göstermektedir. Soğuma zonu ise gri renkli, ince taneli ve kalınlığı ~5 cm dir (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. İstasyon 4, **a)** genel görünümü **b)** diyabaz daykın yakından görünümü

4.1.4. İstasyon 5

36°28′45″K-30°31′18″D koordinatında, Tekirova-Çıralı sahil şeridinde Karaburun Plajı'nın doğusunda (Şekil 4.1b) yer almaktadır. 3 adet dayk birbirine paralel olarak ana kayaca sokulum yapmış, bu dayklardan en üstte bulunan daykın kalınlığı diğerlerine göre daha azdır (Şekil 4.7). Daykların kalınlığı ~50 cm ve beyaz-kirli beyaz renge sahiptirler. Ölçülebilen daykın konumu G40D/13KD dur. Soğuma zonları ise 10-15 cm kalınlıkta, koyu yeşil renkli ve ince taneli bir görünüme sahiptir (Şekil 4.7).



Şekil 4.7. İstasyon 5'in genel görünümü

4.1.6. İstasyon 6

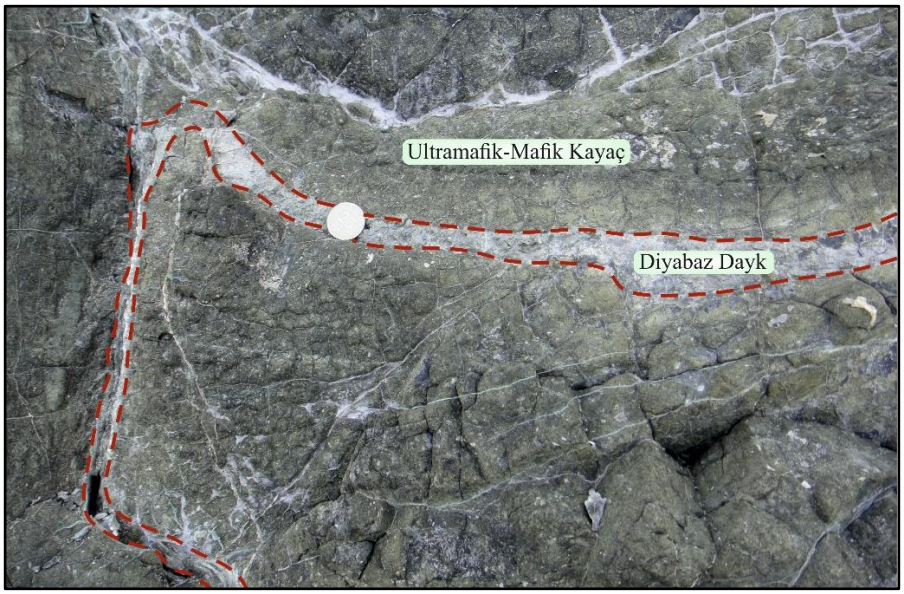
Tekirova-Çıralı sahil şeridinde, İstasyon 5'in güneyinde bulunan Tatlısu burnunda (Şekil 4.1b) ve 36°28′34″K-30°31′00″D koordinatlarında yer almaktadır. Açık gri renkte bulunan daykın kalınlığı 20-40 cm arasında değişmekte ve konumu G28D/41KD olarak ölçülmüştür. Koyu yeşil renkte ve ince taneli olan soğuma kenarları belirgin şekilde görülmekte ve 12-15 cm kalınlığa sahiptir (Şekil 4.8). Serpantinleşmeden dolayı kayaçlar yağlımsı bir parlaklığa sahiptir (Şekil 4.8).



Şekil 4.8. İstasyon 6'in genel görünümü

4.1.7. İstasyon 7

Çıralı Plajı'nın kuzeyinde (Şekil 4.1b), 36°25′22″K-30°29′23″D koordinatlarında yer almaktadır. Koyu yeşil renkli serpantinleşmiş ultramafik-mafik kayaca sokulum yapan açık gri renkli daykın kalınlığı 2-5 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.9). Daykın konumu G50B/KB20 dir. İnce taneli olarak görülen dayk, altere ve kırıklı-çatlaklı bir yapı göstermektedir (Şekil 4.9).



Şekil 4.9. İstasyon 7'in genel görünümü

4.1.8. İstasyon 8

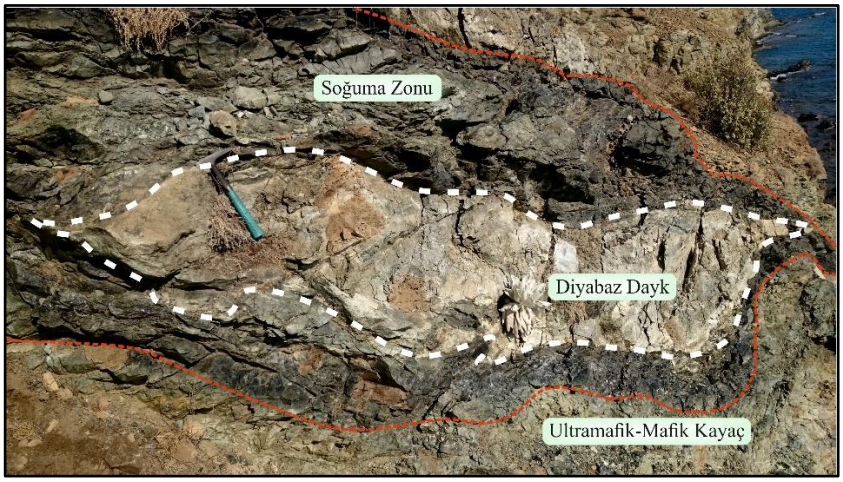
Tatlısu Koyu'nun kuzeydoğusunda (Şekil 4.1b) bulunmakta olan İstasyon 8'in koordinatları 36°28′10″K-30°30′37″D dur. Bu istasyonda bulunan izole dayk kirli beyazımsı renkli görülmekte ve kalınlığı 5-40 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.10). Ultramafik-mafik kayaçları kesen dayk, çatlaklı bir yapı göstermekte ve konumu G35D/16KD dir.



Şekil 4.10. İstasyon 8, **a)** genel görünüm, **b)** diyabaz dayktan alınan örnek, **c)** istasyonda yer alan sil örneği

4.1.9. İstasyon 9

Çıralı-Tekirova sahil kesiminde, Tatlısu Koyu'nun ve İstasyon 8'in kuzeydoğusunda bulunan (Şekil 4.1b) İstasyon 9, 36°28′12″K-30°30′48″D koordinatlarında yer almaktadır. Bu istasyondaki dayk, İstasyon 8'de yer alan dayka göre daha koyu kahverenkli ve kalınlığı (40-50 cm) daha fazladır (Şekil 4.11). Daykta yapılan ölçüm sonucu K45D/10GD konumludur. Koyu yeşil renkli ve ince taneli olarak görülen soğuma zonu ise 15-40 cm kalınlığa sahiptir (Şekil 4.11).



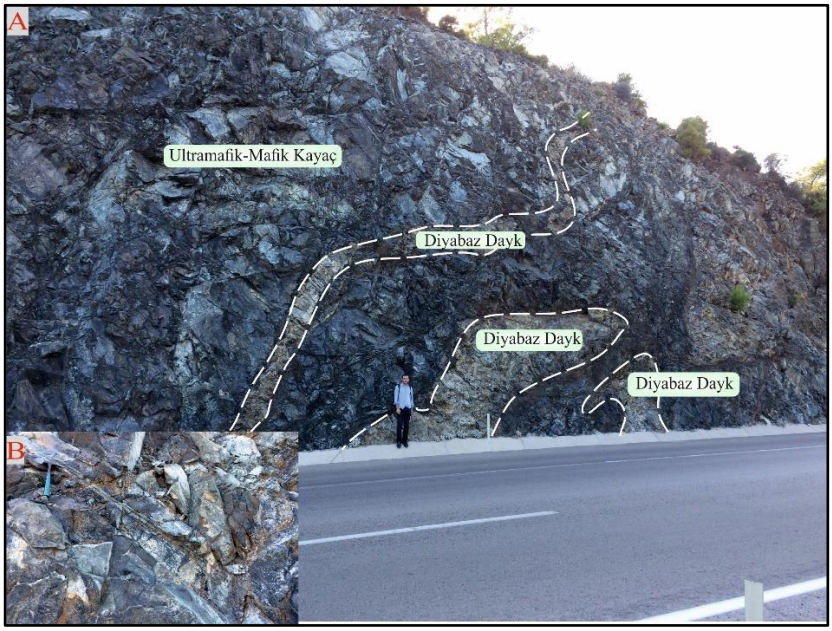
Şekil 4.11. İstasyon 9'un genel görünümü

4.1.10. İstasyon 10

Çamyuva-Tekirova arasında (Şekil 4.1.a) yer alan İstasyon 10, iki lokasyona ayrılmıştır.

a) Lokasyon 1

Bu lokasyonda (Şekil 4.1a), birbirine yaklaşık olarak paralel bulunan iki dayk bulunmaktadır. Alt kısımda yer alan dayk (150-200 cm) diğerine göre (20-30 cm) daha kalın olarak görülmektedir. 36°32′38″K-30°33′10″D koordinatlarında yer almakta ve açık bej renkli bir görünüme sahiptir (Şekil 4.12). Lokasyon 1'de görülen daykın konumu DB/76KB dır. Serpantinleşme nedeniyle kayaçlar yağlımsı bir görünüme ve parlaklığa sahiptir (Şekil 4.12).



Şekil 4.12. İstasyon 10'da yer alan Lokasyon 1, **a)** genel görünümü, **b)** ana kayacın yakından görünümü

Lokasyon 2

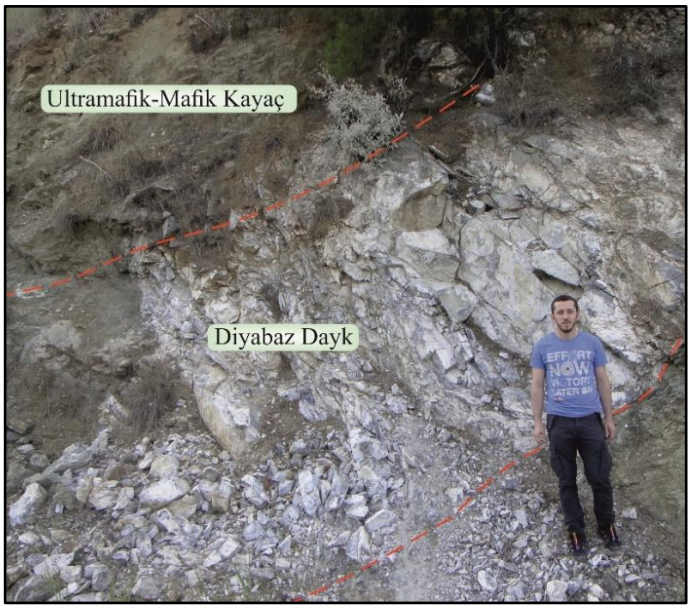
Kemer-Çamyuva arasında bulunan (Şekil 4.1.a) İstasyon 10'a ait Lokasyon 2, Lokasyon 1'e göre güneydoğuda yer almaktadır. 36°32′35″K-30°33′12″D koordinatlarında yer alan Lokasyon 2'de daykın kalınlığı ~2 m ve konumu G11D/77KD dır (Şekil 4.13). Ana kayaçlara göre açık bej renkli bir görünüme sahip dayklar kırıklı-çatlaklı bir yapı göstermektedir (Şekil 4.13).



Şekil 4.13. İstasyon 10'da yer alan Lokasyon 2'nin genel görünümü

4.1.11. İstasyon 11

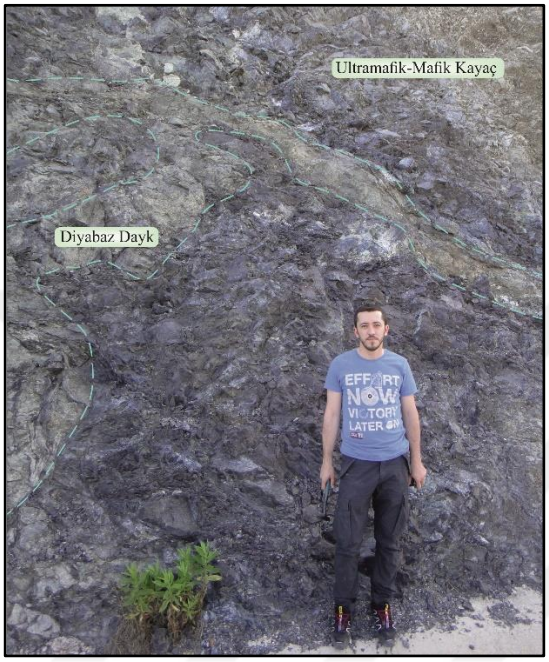
Tekirova-Ulupınar arasında (Şekil 4.1a) yer alan İstasyon 11, 36°30′57″K-30°28′42″D koordinatındadır. Açık bej renkli bir görünüme sahip daykın kalınlığı ~3 m (Şekil 4.14) ve konumu GD30/GB15 dir.



Şekil 4.14. İstasyon 11'in genel görünümü

4.1.12. İstasyon 12

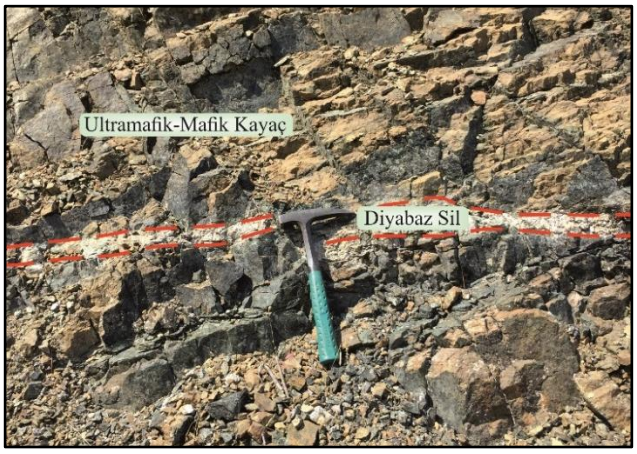
36°38′46″K-30°32′38″D koordinatlarında, Göynük-Kemer arasında (Şekil 4.1a) yer alan İstasyon 12'de dayk koyu yeşil-yeşil renkli bir görünüme sahiptir. Kalınlığı 30-50 cm arasında değişen dayk altere olmasından dolayı kırıklı-çatlaklı bir yapıya sahiptir (Şekil 4.15). Daykın konumu ise G15B/KB5 dir. Serpantinleşme sonucunda kayaçlarda yağlımsı bir görünüm ve parlaklık bulunmaktadır (Şekil 4.15).



Şekil 4.15. İstasyon 12'nin genel görünümü

4.1.13. İstasyon 13

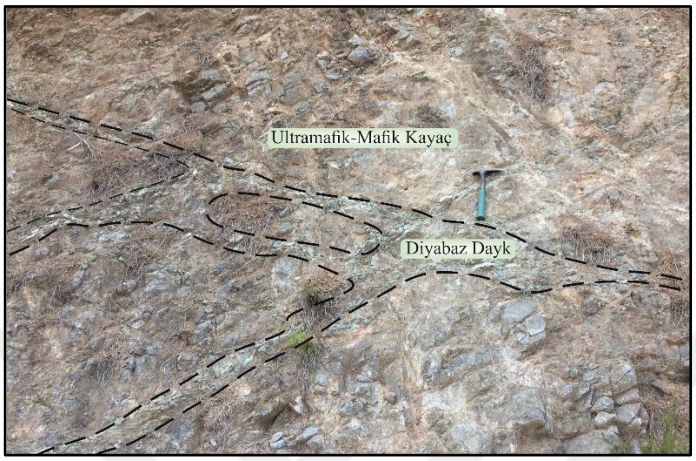
36°25′13″K-30°28′06″D koordinatlarında ve Çıralı sahilinin batısında (Şekil 4.1a) yer alan İstasyon 13'te bulunmakta olan sil, beyaz renkli ve yatay ile paralel bir konuma sahiptir. Sil GD/KB doğrultulu olup; kalınlığı ise 5-7 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.16).



Şekil 4.16. İstasyon 13'ün genel görünümü

4.1.14. İstasyon 14

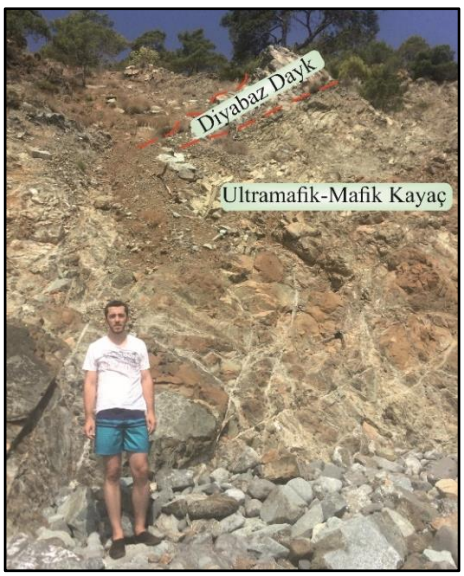
Kemer ilçesi ile Göynük beldesi arasında (Şekil 4.1a) ve 36°37′42″K-30°33′16″D koordinatlarında yer alan istasyon 14'te (Şekil 4.17) görülen daykın kalınlığı 5 cm ve konumu G56D/40KD olarak ölçülmüştür. İnce taneli ve açık grimsi renkte görülen dayk altere (serpantinleşme) olmasından dolayı kolaylıkla kırılabilmektedir (Şekil 4.17).



Şekil 4.17. İstasyon 14'ün genel görünümü

4.1.15. İstasyon 15

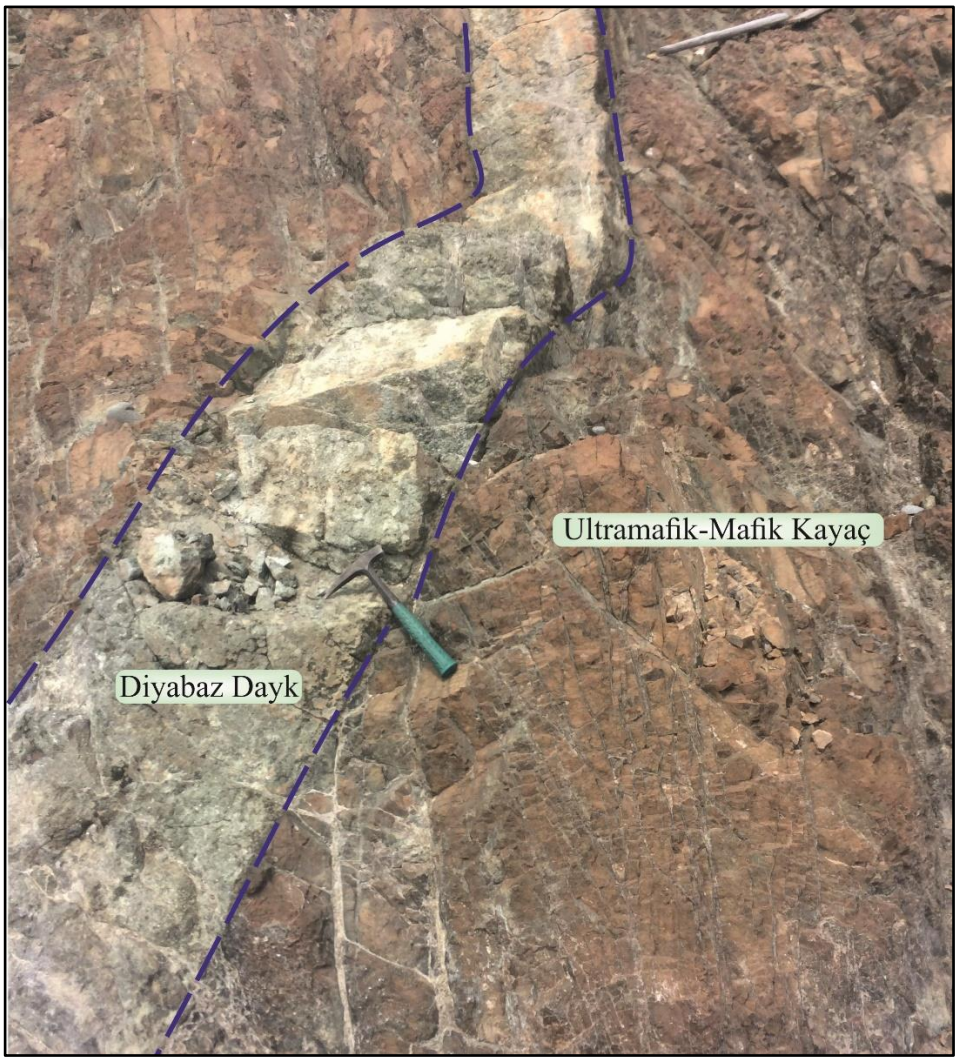
Çıralı-Tekirova sahil kesiminde, Tatlısu Koyu'nun güneyinde ve Üç Adalar'ın batısında (Şekil 4.1b), 36°27′42″K-30°30′36″D koordinatlarda bulunan İstasyon 15'te (Şekil 4.18) yer alan açık bej renkli daykın kalınlığı ~50 cm ve konumu G71D/18KD dır. İnce-orta taneli bir yapıya sahip olan dayk, mafik kayaçlar içerisine sokulum yapmaktadır (Şekil 4.18). Ayrıca, mafik kayaçlarda sarı ve sarımsı kahve günlenme renkleri gözlenmiştir. Ana kayaç genellikle ayrışmış olup taze yüzeylerine nadiren rastlanılmaktadır.



Şekil 4.18. İstasyon 15'in genel görünümü

4.1.16. İstasyon 16

Çıralı-Tekirova sahil kesiminde, İstasyon 15'e göre kuzeydoğuda Üç Adalar Karşısı Burnunda yer alan (Şekil 4.1b) ve 36°27′20″K-30°30′49″D koordinatlarına sahip İstasyon 16'da (Şekil 4.19) bulunmakta olan açık yeşil renkli daykın kalınlığı 30-50 cm arasında değişmekte ve konumu K75B/5GB olarak ölçülmüştür. İstasyon 15'te yer alan dayklar gibi bu istasyondaki dayklarda mafik kayaçlara sokulum yapmıştır (Şekil 4.19). Ayrıca, mafik kayaçlarda taze yüzeylere ender olarak rastlanılmakta olup; sarı ve sarımsı kahve günlenme renkleri ile tanımlanmaktadırlar.



Şekil 4.19. İstasyon 16'nın genel görünümü

4.1.17. İstasyon 17

Çıralı-Tekirova sahil kesiminde, Üç Adalar Karşısı Burnunun kuzeybatısında (Şekil 4.1b) ve 36°27′19″K-30°30′42″D koordinatlarında yer alan İstasyon 17'de (Şekil 4.20) sarı ve sarımsı kahve günlenme renkleri gözlenen mafik kayaçlara sokulum yapan açık yeşil-yeşilimsi renkli dayk/silin kalınlığı 20-25 cm arasında değişmekte ve konumu K10D/16GD dur (Şekil 4.20). Ana kayaç genellikle ayrışmış olup taze yüzeylerine ender olarak rastlanılmaktadır.



Şekil 4.20. İstasyon 17'nin genel görünüm

4.1.18. İstasyon 18

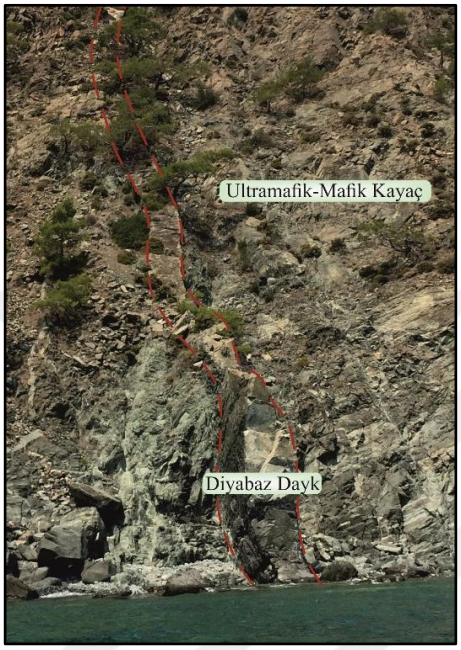
Çıralı-Tekirova sahil kesiminde, Arapyalısı koyunda (Şekil 4.1b) ve 36°26′55″K-30°30′35″D koordinatlarında bulunmakta olan İstasyon 18'de (Şekil 4.21) ultramafik kayaçlar içerisinde birbirine paralel iki dayk sokulumu görülmektedir. Koyu kahverenkli olarak görülen daykların kalınlıkları 7-20 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.21). Daykın konumu ise KG/7D olarak ölçülmüştür. Ana kayaç olan ultramafiklerin taze yüzeylerine rastlanılması nadiren olmuş ve genellikle ayrışmış ve sarımsı-kahverengimsi günlenme renklerine sahiptir.



Şekil 4.21. İstasyon 18'in genel görünümü

4.1.19. İstasyon 19

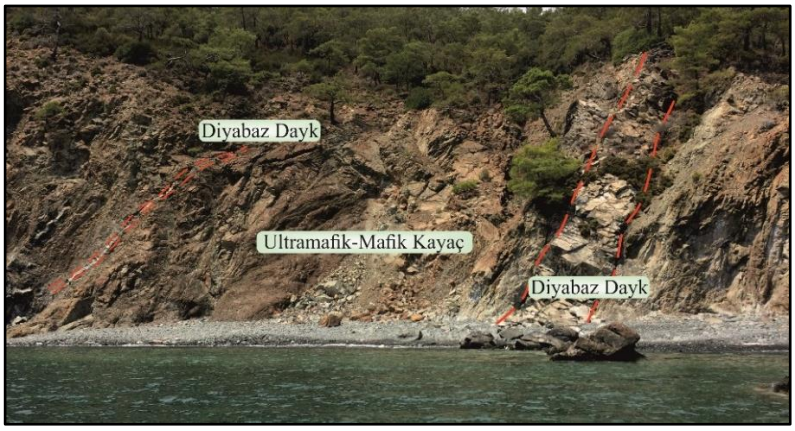
Çıralı-Tekirova sahil kesiminde, Çeş Tepe'nin doğusunda (Şekil 4.1b), 36°26′31″K-30°30′33″D koordinatlarında bulunan İstasyon 19'da (Şekil 4.22) sarı-sarımsı kahve günlenme renkleri gösteren mafik kayaçları kesen dayk geniş bir alanı kaplamaktadır. Kalınlığı ~50 cm, konumu G15D/5KD olarak ölçülen dayk, açık bej renkli olup; ince-orta tanelidir (Şekil 4.22).



Şekil 4.22. İstasyon 19'un genel görünümü

4.1.20. İstasyon 20

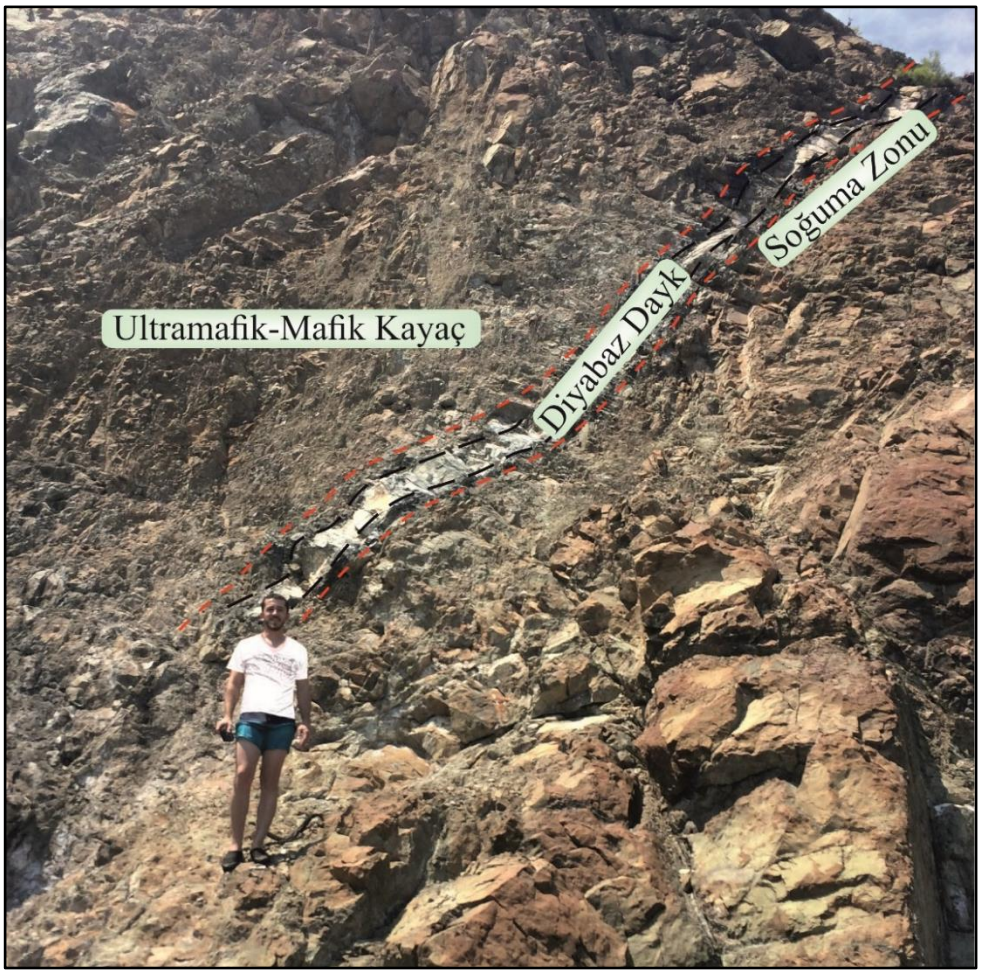
Çıralı-Tekirova sahil kesiminde, Atbükü Koyu'nun doğusunda (Şekil 4.1b) ve 36°26′17″K-30°29′56″D koordinatlarında bulunan İstasyon 20'de (Şekil 4.23) ~40 cm kalınlığında açık kahverenkli dayk (G40D/13KD konumlu) ile bu daykın güneyinde daha açık bej renkli ve kalınlığı ~5 cm kalınlığında bir dayk bulunmaktadır. Dayklar genellikle ince taneli bir görünüme sahiptirler (Şekil 4.23).



Şekil 4.23. İstasyon 20'nin genel görünümü

4.1.21. İstasyon 21

Çıralı-Tekirova sahil kesiminde, Atbükü Koyu'nun doğusunda (Şekil 4.1b) ve 36°26′15″K-30°29′53″D koordinatlarında bulunan İstasyon 21'de (Şekil 4.24) görülmekte olan açık renkli daykın kalınlığı yaklaşık 30 cm ve konumu K60D/54GD dur (Şekil 4.24). Ultramafik kayaçlara sokulum yapan dayk, ince taneli ve kırıklı, çatlaklı bir yapıya sahiptir. Daykın sokulum yaptığı alanlarda koyu kahve renkli ve ince taneli soğuma zonları oluşturduğu gözlenmiştir (Şekil 4.24). Ultramafik kayaçlar ayrışmış-günlenmiş ve taze yüzeylerine nadiren rastlanılmaktadır.



Şekil 4.24. İstasyon 21'in genel görünümü

4.1.22. İstasyon 22

Çıralı-Tekirova sahil şeridinde, İstasyon 20 ve İstasyon 21'e göre güneyde (Şekil 4.1b) ve 36°26′09″K-30°29′50″D koordinatlarında yer alan İstasyon 22'de görülen daykın kalınlığı ~80 cm, gri renkli ve konumu K30B/42GB dır (Şekil 4.25). Ultramafik kayaçları kesen dayk kırıklı, çatlaklı bir yapıya sahip olup genellikle ince taneli bir görünümü vardır (Şekil 4.25).



Şekil 4.25. İstasyon 22'nin genel görünümü

Arazi gözlemleri sonucunda elde edilen bilgiler, aşağıdaki Çizelge 4.2'de özetlenmiştir.

Çizelge 4.2. Araziden elde edilen verilerin özeti



KUZEY Kemer ve civarı
Genellikle mafik kayaçlar
Yeşilimsi renkli
İnce-orta taneli
Alterasyon (serpantinleşme) fazla
Kırıklı-çatlaklı sistemler daha fazla
Günlenme daha az
İzole dayklar daha az
Daykların kalınlıkları daha fazla

GÜNEY Tekirova-Çıralı sahil şeridi
Genellikle ultramafik kayaçlar
Siyahımsı-yeşilimsi renkli
İnce taneli
Alterasyon (serpantinleşme) az
Kırıklı-çatlaklı sistemler daha az
Günlenme daha fazla
İzole dayklar daha fazla
Daykların kalınlıkları daha az

4.2. Mineraloji-Petrografi

4.2.1. Örneklerin petrografik özellikleri

Arazi çalışmaları sonucunda, Antalya bölgesinde yer alan Tekirova ofiyolitleri ve bu ofiyolitleri kesen izole dayklardan alınan, bölgenin karakteristik özelliklerini yansıtan 34 (otuz dört) adet örnekten mineralojik ve petrografik özelliklerinin incelemeleri sonucunda 5 (beş) kayaç türü tespit edilmiştir (Çizelge 4.3, 4.4).

Ana Kayaç
1- Dünit
2- Klinopiroksenit
3- Serpantinit

İzole Dayk
4- Olivin diyabaz
5- Diyabaz

Çizelge 4.3. Araziden alınan ana kayaç türleri

Örnek No	Kayaç Türü
İ16-1	Dünit
İ17-1	
İ22-1	
İ12-2	Klinopiroksenit
İ13-1	
İ16-2	
İ19-2	
İ1-7	Serpantinit
İ2-10	
İ3-4	
İ3-7	
İ4-5	
İ6-4	
İ7-3	
İ9-1	
İ15-1	
İ18-2	

Çizelge 4.4. Araziden alınan dayk örnekleri

Örnek No	Kayaç Türü
İ10-1	Olivin Diyabaz
İ10-3	
İ15-2	
DK-21	Diyabaz
İ1-3	
İ2-5	
İ4-1	
İ5-1	
İ5-7	

Çizelge 4.4. Araziden alınan dayk örnekleri (devamı)

Örnek No	Kayaç Türü
İ8-2	Diyabaz
İ9-2	
İ10-5	
İ11-2	
İ18-3	
İ19-1	
İ20-1	
İ21-2	

4.2.1.1. Ana kayaçlar (ultramafik-mafik kayaçlar)

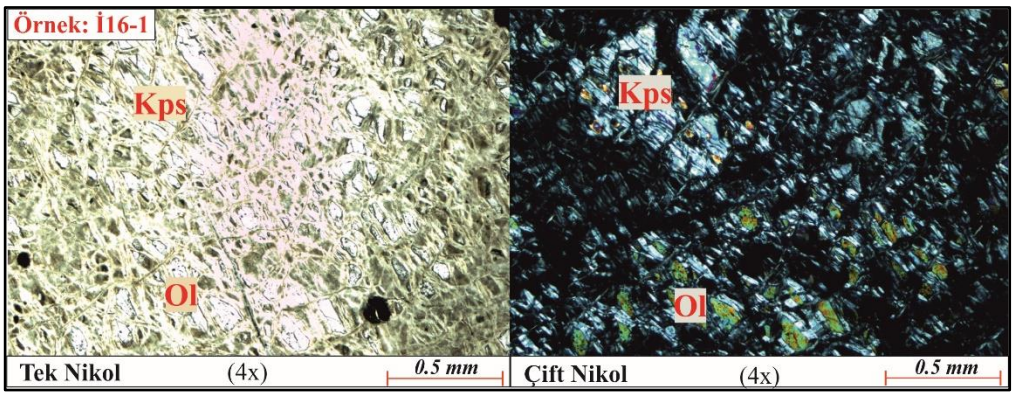
Dünit

Petrografik çalışmalar sonucunda dünitler içerisinde bulunan mineraller, doku ve alterasyon türlerini gösteren çizelge aşağıda verilmiştir (Çizelge 4.5).

Çizelge 4.5. Dünitlerin mineralojik-petrografik özellikleri (Ol: olivin, Kps: klinopiroksen)

Örnek No	Kayaç Türü	İçerdiği Mineraller	Doku Türü	Alterasyon
İ16-1	Dünit	Ol (relikt) ± Kps (relikt) ± opak min.	Ağ/Elek	Serpantinleşme
İ17-1		Ol (relikt) ± Kps (relikt) ± opak min.	Ağ/Elek	Serpantinleşme Uralitleşme
İ22-1		Ol (relikt) ± Kps (relikt) ± Rutil ±opak min.	Ağ/Elek	Serpantinleşme İddingsitleşme

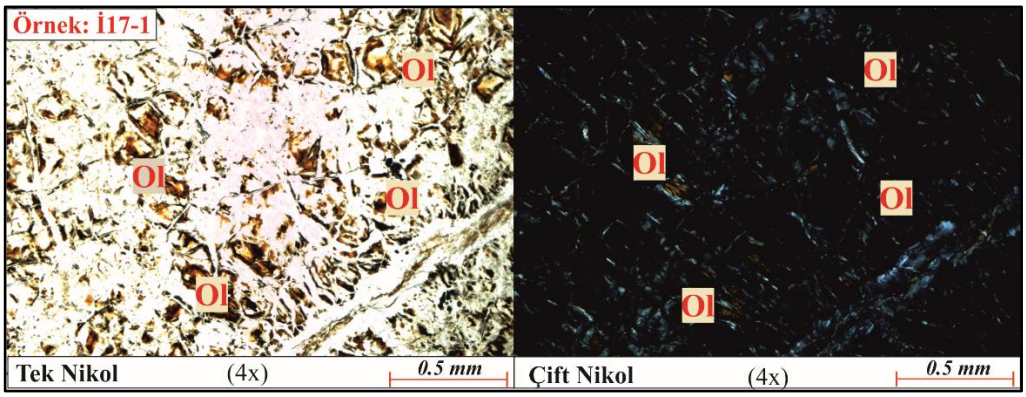
Doku: Serpantinleşme nedeniyle yer yer birincil dokusal özelliklerini kaybetmiş ve elek/ağ dokusu gelişmiştir (Şekil 4.26).



Şekil 4.26. Dünitlerde, serpantinleşme sonucu oluşan elek dokusu (Ol: olivin, Kps: klinopiroksen)

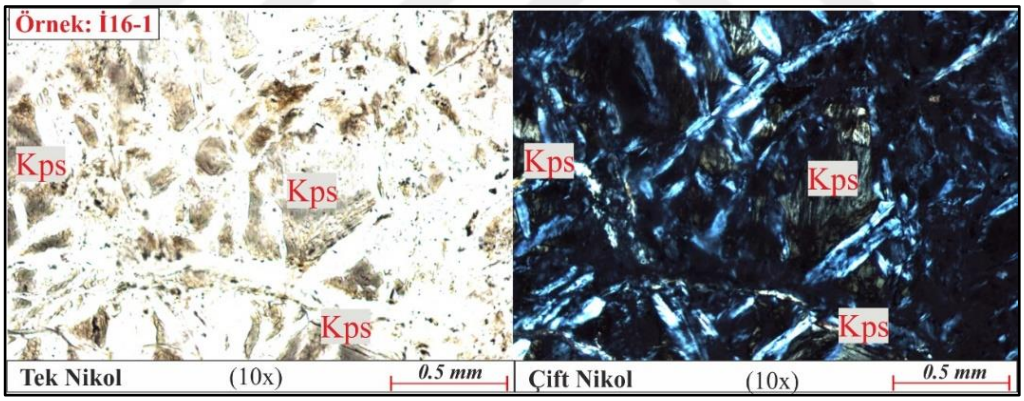
Olivin: Kayaç içerisinde %90'dan daha fazla oranda bulunan olivinler canlı girişim renklerine sahip olup iri taneli ve yarı özşekillidir. Olivinler kenarları ve çatlaklarından

itibaren serpantinleşmeye maruz kalmıştır. Yer yer reliktler halindeki olivinlerde iddingsitleşme de gözlenmiştir (Şekil 4.27). Relikt mineralleri ise genellikle köşeli ve yuvarlağımsıdır.



Şekil 4.27. Dünit içerisinde yer alan olivinlerde gözlenen iddingsitleşme (Ol: olivin)

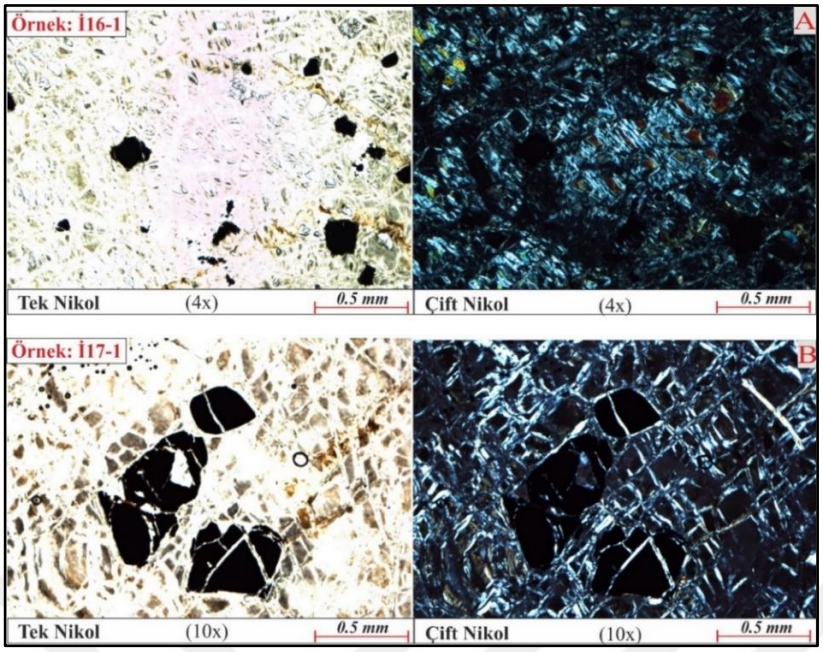
Klinopiroksen: Reliktler halinde bulunan klinopiroksenler genellikle köşeli ve yuvarlağımsı (Şekil 4.28) olup; dünitler içerisinde <%10 dan az bulunmaktadır. Tek nikolde renksiz, çift nikolde ise ikinci dizinin canlı girişim renklerine sahiptir. Yer yer klinopiroksenlerde uralitleşmeye rastlanmıştır. Kenarlarından ve dilinimlerinden itibaren uralitleşmeye maruz kalan mineraller bu bölgelerinde iğnemsi/lifsi bir agregat görünümüe sahiptir. Uralitik mineraller tek nikolde açık yeşilimsi renkte gözlenmektedir.



Şekil 4.28. Dünitlerde gözlenen klinopiroksen reliktleri (Kps: klinopiroksen)

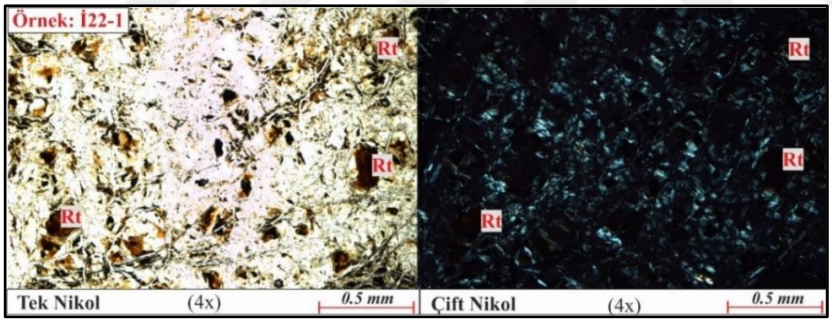
Ortopiroksenler ise kayaç içerisinde eser miktarda bulunmaktadır.

Opak Mineral: Dünitler içerisinde özşekilli ve yaklaşık olarak eş boyutlu olarak görülen manyetit ve kromit mineralleri (Şekil 4.29) gözlenmiştir.



Şekil 4.29. Dünitlerde gözlenen manyetitler/kromitler a) manyetit/kromitlerin 4x objektif altında görünümü, b) manyetit/kromitin 10x objektif altında görünümü

Rutil: Genellikle eş boyutlu ve her iki nikolde de kahverengimsi-kırmızımsı renkte gözlenmektedir (Şekil 4.30).



Şekil 4.30. Dünitlerde gözlenen rutiller (Rt: rutil)

Klinopiroksenit

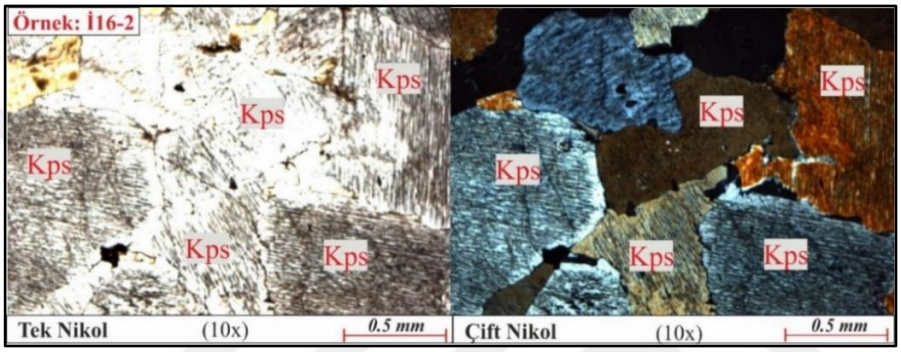
Çizelge 4.6. Klinopiroksenitlerin mineralojik-petrografik özellikleri (Kps: klinopiroksen)

Örnek No	Kayaç Türü	İçerdiği Mineraller	Doku Türü		Alterasyon
			Kayaç	Mineral	
İ12-2	Klinopiroksenit	Kps±Opak min.	Adkümülat	Simplektik Eksolüsyon	Kloritleşme
İ13-1		Kps±Opak min.	Holokristalin	Eksolüsyon	Serpantinleşme Kloritleşme Uralitleşme Killeşme

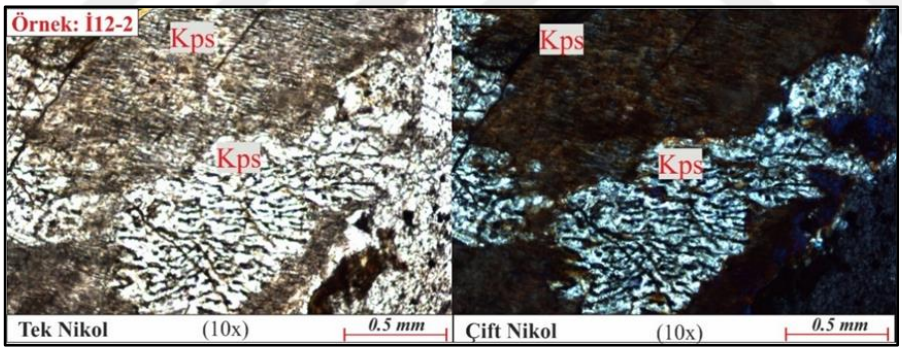
Çizelge 4.6. Klinopiroksenitlerin mineralojik-petrografik özellikleri (devamı) (Kps: klinopiroksen, Ol: olivin)

Örnek No	Kayaç Türü	İçerdiği Mineraller	Doku Türü		Alterasyon
			Kayaç	Mineral	
İ16-2	Klinopiroksenit	Kps±Ol±Opak min.	Adkümülat	Eksolüsyon	Serpantinleşme
İ19-2		Kps±Ol±opak min.	Adkümülat	Eksolüsyon	Serpantinleşme Uralitleşme Kloritleşme

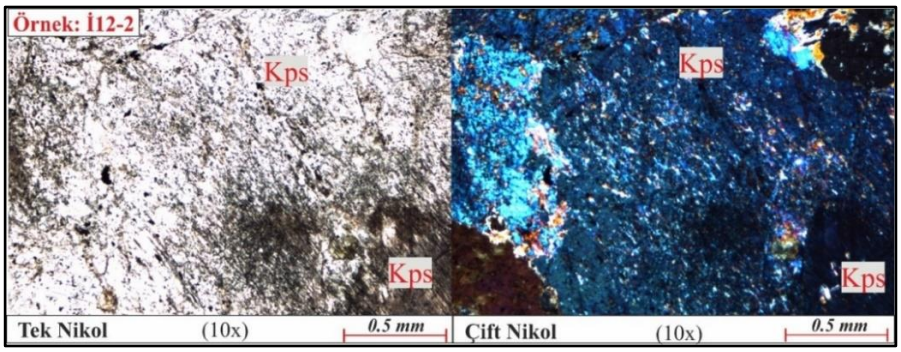
Doku: Adkümülat, simplektik, eksolüsyon doku (Şekil 4.31-4.33)



Şekil 4.31. Klinopiroksenitlerde görülen adkümülat doku (Kps: klinopiroksen)

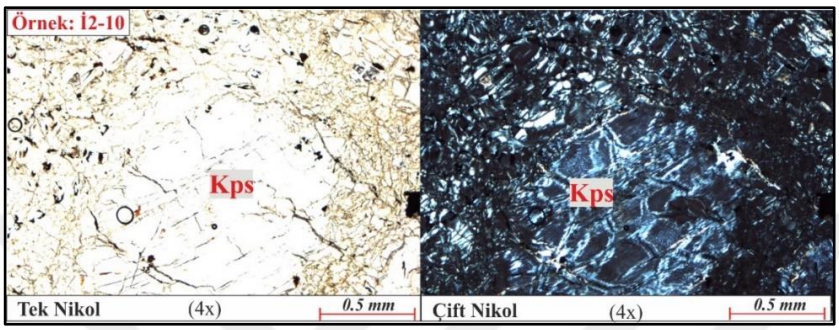


Şekil 4.32. Klinopiroksenitlerde gözlenen simplektik doku (Kps: klinopiroksen)

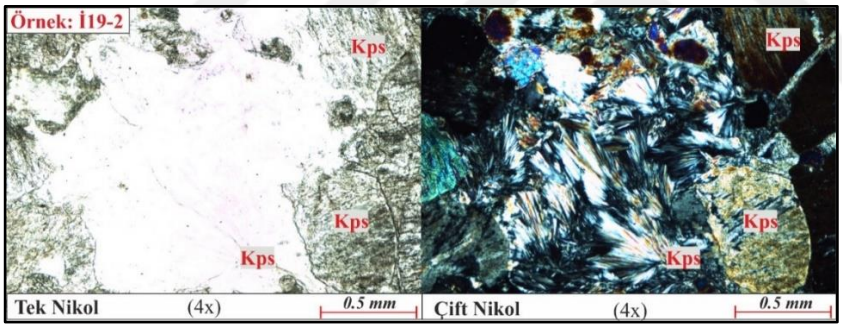


Şekil 4.33. Klinopiroksenitlerde gözlenen eksolüsyon dokusu (Kps: klinopiroksen)

Klinopiroksen: Kayaç içerisinde %90'dan daha fazla oranda bulunan klinopiroksenler iri-orta taneli ve özşekilli-yarı özşekilli bir görünüme sahiptir. Tek nikolde renksiz ve çift nikolde ise ikinci dizinin canlı girişim renklerini gösterir. Yer yer tek yönde dilinimli ve eğik sönme (~40°) gösterir. Yer yer psödomorflar halinde bulunan klinopiroksenlerin kenar ve dilinim yüzeylerinden itibaren uralitleştiği gözlenmiştir (Şekil 4.34). Uralitleşme ile oluşan amfiboller tek nikolde açık yeşilimsi renkte ve çift nikolde ise lifsi ve agrega bir görünüme sahiptir (Şekil 4.35). Bazı kesitlerdeki klinopiroksenlerde eksolüsyon ve simplektik dokular gözlenmektedir (Şekil 4.32, 4.33). Klinopiroksenlerde yer yer serpantinleşme de gözlenmiştir.

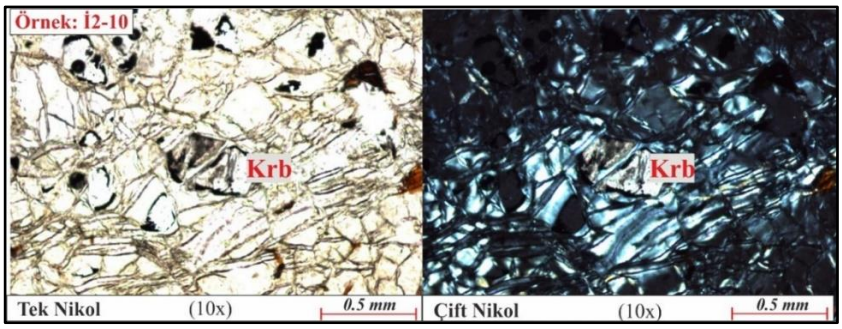


Şekil 4.34. Klinopiroksenitlerde görülen klinopiroksen psödomorfları (Kps: klinopiroksen)



Şekil 4.35. Klinopiroksenitlerde yaygın olarak görülen uralitleşme (Kps: klinopiroksen)

Ayrıca, klinopiroksenitlerde ikincil karbonat oluşumu gözlenmiştir (Şekil 4.36).

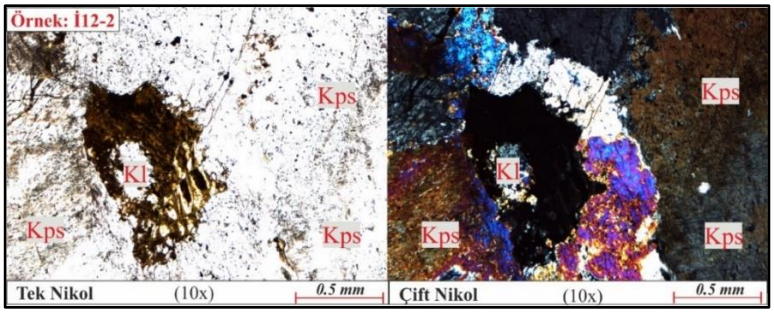


Şekil 4.36. Klinopiroksenitlerde gözlenen karbonatlaşma (Krb: karbonatlaşma)

Olivin: Klinopiroksenitler içerisinde eser miktarda bulunan olivinler serpantinleşmeye maruz kalmış ve ağ/elek dokusu göstermekte olup; reliktler halinde bulunmaktadırlar.

Opak Mineral: Klinopiroksenitlerde, yarı özşekilli-özşekilsiz taneler halinde kromit/manyetit görülmektedir.

Klinopiroksenitler içerisinde düşük oranda bulunan sarımsı-kahverengimsi renkte biyotitlerin kloritleşmeye uğradığı gözlenmiştir (Şekil 4.37).



Şekil 4.37. Klinopiroksenitlerde gözlenen kloritleşme (Kps: klinopiroksen, Kl: klorit)

Serpantinit

Çizelge 4.7. Serpantinitlerin mineralojik-petrografik özellikleri (Ol: olivin, Kps: klinopiroksen, Plj: plajiyoklaz, Rt: rutil)

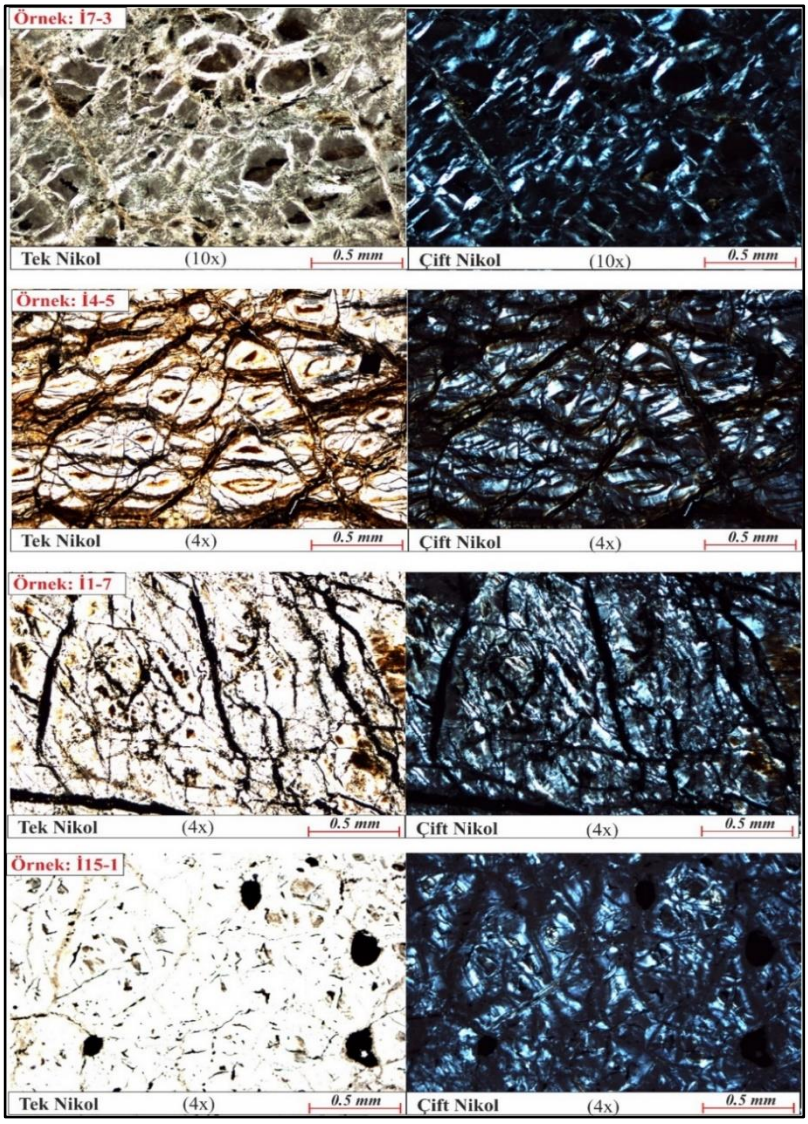
Örnek No	Kayaç Türü	İçerdiği Mineraller	Doku Türü	Alterasyon
İ1-7	Serpantinit	Ol (relikt) + Kps (relikt) ± Plj± opak min.	Ağ/Elek	Serpantinleşme
İ2-10		Ol (relikt) + Kps (relikt) ± Rt ± opak min.	Ağ/Elek	Serpantinleşme Karbonatlaşma
İ3-4		Ol (relikt) + Kps (relikt) ± opak min.	Ağ/Elek	Serpantinleşme
İ3-7		Ol (relikt) + Kps (relikt) ± opak min.	Ağ/Elek	Serpantinleşme İddingsitleşme Karbonatlaşma
İ4-5		Ol (relikt)+ Kps (relikt) ± opak min.	Ağ/Elek	Serpantinleşme
İ6-4		Ol (relikt) + Kps (relikt) ± opak min	Ağ/Elek	Serpantinleşme
İ7-3		Ol (relikt) + Kps (relikt) ± Plj ± opak min.	Ağ/Elek	Serpantinleşme
İ9-1		Ol (relikt) + Kps (relikt) ± opak min	Ağ/Elek	Serpantinleşme İddingsitleşme Killeşme
İ15-1		Ol (relikt) + Kps (relikt) ± opak min	Ağ/Elek	Serpantinleşme
İ18-2		Ol (relikt) + Kps (relikt) ± opak min.	Ağ/Elek	Serpantinleşme İddingsitleşme

Olivinlerin ve piroksenlerin alterasyonu sonucu oluşan serpantinitlerde ağ dokusu (Şekil 4.38, 4.39) görülmektedir. Serpantinitlerde, olivinler ve piroksenler reliktler halinde bulunmaktadır. Olivinlerde iddingsitleşme görülmekte ayrıca bazı serpantinit örneklerinde karbonatlaşma ve killeşme (Şekil 4.40) da gözlenmiştir. Yer yer ikincil damarlar halinde karbonatlar (Şekil 4.41) ve serpantinler de görülmektedir.

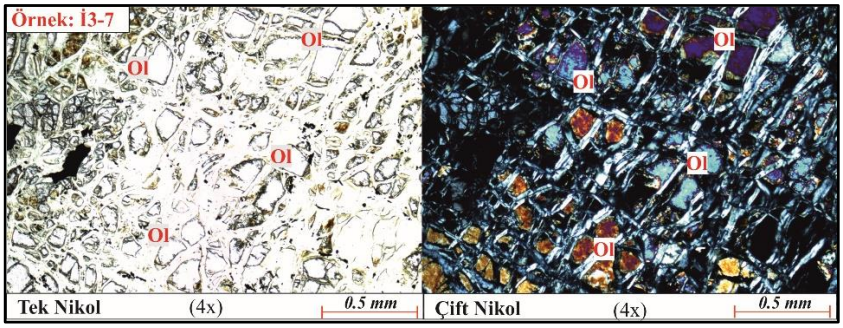
Opak mineraller (manyetit/kromit) kayaçta iki şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.38):

- serpantinleşme sırasında açığa çıkan ince taneli, yarı özşekilli-özşekilsiz ve yer yer de damarlar oluşturan mineraller şeklinde ve

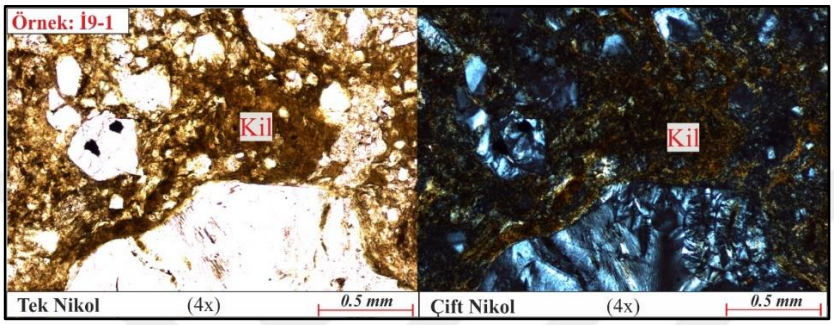
- orta taneli, özşekilli-yarı özşekilli ve düzensiz dağılım şeklindedir.



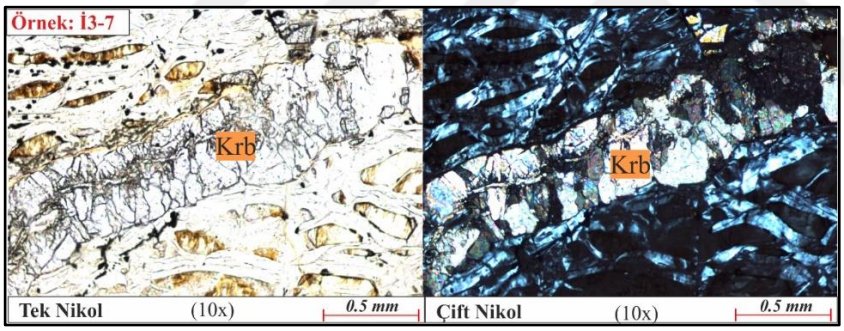
Şekil 4.38. Ultramafik-mafik kayaçlarda gözlenen serpantinleşme ve sonucunda oluşan ağ dokusu



Şekil 4.39. Ultramafik kayaçlarda gözlenen ağ dokusu (Ol: olivin)

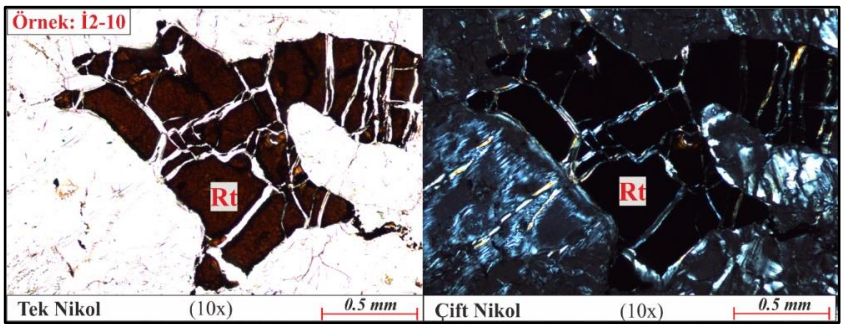


Şekil 4.40. Serpantinitlerde görülen killeşme



Şekil 4.41. Olivinlerde gözlenen iddingsitleşme ve ikincil karbonat damarları (Krb: karbonatlaşma)

Rutil: Yüksek optik engebeye ve çift kırmaya sahip rutiller kayaç içinde %3-5 arasında değişen oranlar da bulunmaktadır. Rutiller, orta-iri taneli, yarı özşekilli-özşekilsiz ve kahverengimsi-kırmızımsı bir renge sahiptirler (Şekil 4.42).



Şekil 4.42. Serpantinitler içerisinde yer alan rutillerin görünümü (Rt: rutil)

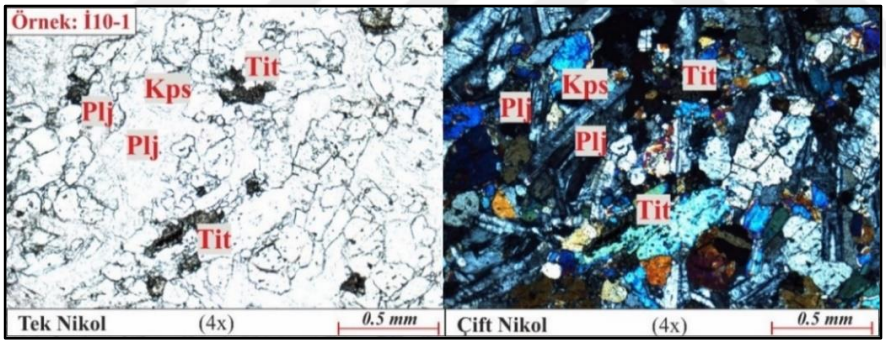
4.2.1.2. İzole dayklar

Olivin diyabaz

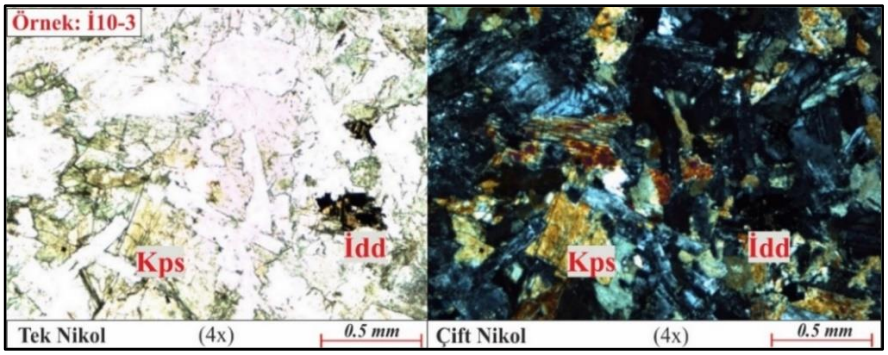
Çizelge 4.8. Olivin diyabazların mineralojik-petrografik özellikleri (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen, Ol: olivin, Tit: titanit)

Örnek No	Kayaç Türü	İçerdiği Mineraller	Doku Türü	Alterasyon
İ10-1	Olivin Diyabaz	Plj + Kps + Ol ± Tit± opak min.	İntergranüler	Killeşme
İ10-3		Plj + Kps + Ol ± Tit± opak min.	Ofitik/Subofitik Eksolüsyon	İddingsitleşme Opasitleşme Uralitleşme Killeşme Sossuritleşme Karbonatlaşma
İ15-2		Plj+ Kps + Ol ± opak min.	Ofitik/Subofitik	Uralitleşme Killeşme İddingsitleşme

Doku: İntergranüler doku (Şekil 4.43), Ofitik/Subofitik doku (Şekil 4.44)



Şekil 4.43. Olivin diyabazlarda görülen intergranüler doku ve titanitler (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen, Tit: titanit)

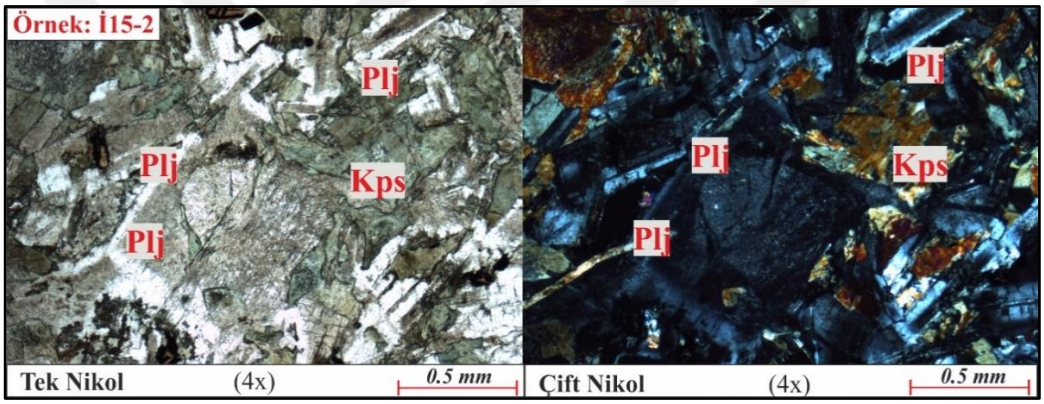


Şekil 4.44. Olivin diyabazlarda gözlenen subofitik doku ve olivinlerde görülen iddingsitleşme (Kps: Klinopiroksen, İdd: iddingsitleşme)

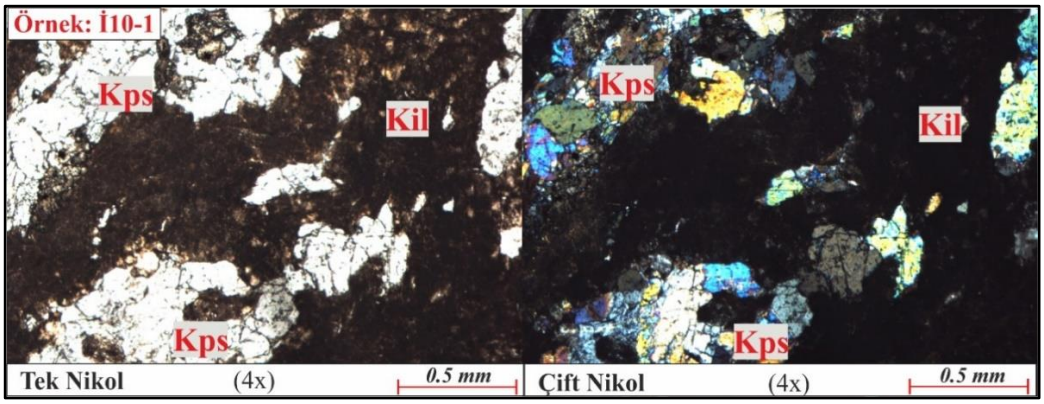
Klinopiroksen: Orta taneli ve yarı özşekilli-özşekilsiz bir görünüme sahiptir. Kayaçta yaklaşık %40-50 oranında bulunan klinopiroksenler tek nikolde renksiz ve çift nikolde ise ikinci dizinin canlı girişim renklerine sahiptir. Tek yönde dilinimli klinopiroksenler eğik sönme gösterir. Ayrıca klinopiroksenler kenarlarından ve dilinimlerinden itibaren uralitleştiği gözlenmiştir. Uralitleşme ile oluşan amfiboller tek nikolde açık yeşilimsi renkte ve çift nikolde ise lifsi ve agrega bir görünüme sahiptir.

Plajiyoklaz: Orta taneli, özşekilli-yarı özşekilli ve uzun prizmatik-prizmatik olarak bulunan plajiyoklazlarda polisentetik ikizlenme, bazı örneklerde ise zonlanma gözlenmektedir (Şekil 4.45). Plajiyoklazların sönme açılarına göre labrador türünde olduğu tespit edilmiştir. Ayrıca, plajiyoklazların killeştiği ve sossuritleştiği gözlenmiştir (Şekil 4.46-4.47).

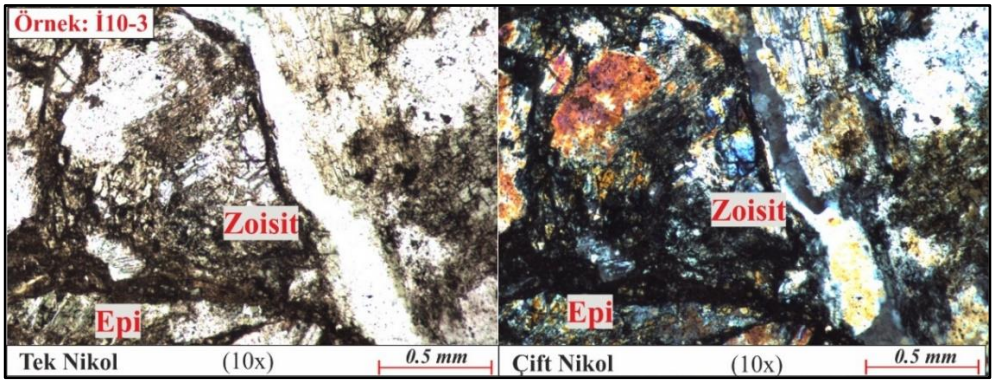
Olivin: Diyabaz dayklarda az miktarlarda (%5-10) bulunan optik engebesi yüksek olivinler, genellikle, bol çatlaklı ve yarı özşekilli-özşekilsiz bir görünüme sahiptirler. İkinci dizinin canlı girişim renklerine sahip olan olivinlerin yer yer iddingsitleşme/opasitleşmeye uğradığı gözlenmiştir (Şekil 4.44).



Şekil 4.45. Olivin diyabazlarda bulunan plajiyoklaz minerallerinde gözlenen zonlanma (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen)



Şekil 4.46. Olivin diyabazlarda gözlenen killeşme (Kps: klinopiroksen)



Şekil 4.47. Olivin diyabazlarda bulunan plajiyoklazlarda görülen sossuritleşme (Epi: epidot)

Titanit: Olivin içeren diyabaz dayklarda eser miktarda bulunan titanitler, kahverenkli, orta taneli, subhedral-anhedral bir görünüme sahiptirler. Çift kırması ve optik engebesi yüksek olan titanitler glomeroporfirik doku göstermektedirler.

Opak Mineral: Olivin diyabazlarda, yarı özşekilli-özşekilsiz taneler halinde manyetitler görülmektedir.

Diyabaz

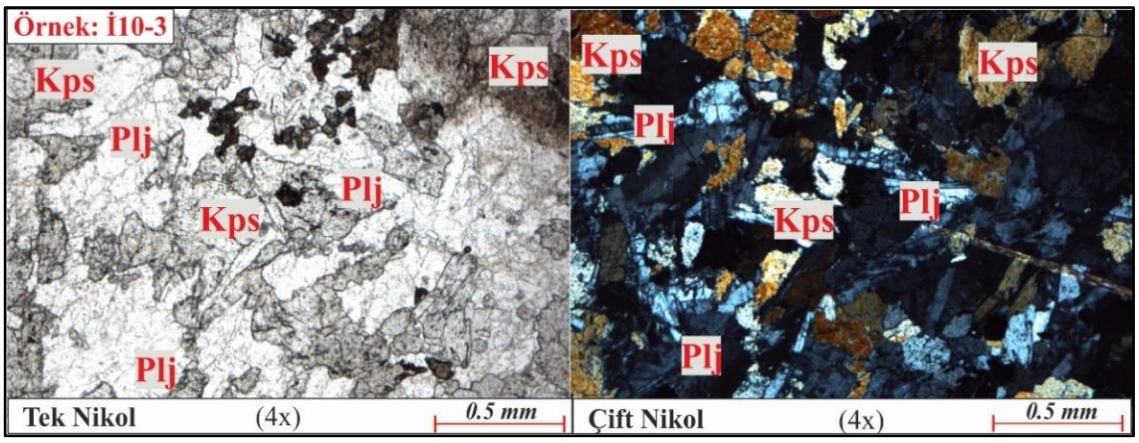
Çizelge 4.9. Diyabazların mineralojik-petrografik özellikleri (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen, Tit: titanit)

Örnek No	Kayaç Türü	İçerdiği Mineraller	Doku Türü	Alterasyon
DK-21	Diyabaz	Plj +Kps ±Tit ±Opak min.	Ofitik/Subofitik	Uralitleşme Killeşme Sossuritleşme
İ1-3		Plj +Kps ±Opak min.	Ofitik/Subofitik	Sossuritleşme Uralitleşme Killeşme
İ2-5		Plj+Kps+Tit ±Opak min.	Ofitik/Subofitik	Uralitleşme Sossuritleşme
İ4-1		Plj+Kps±Opak min.	Ofitik/Subofitik	Uralitleşme
İ5-1		Plj+Kps±Opak min.	İntergranüler	Uralitleşme Killeşme Sossuritleşme
İ5-7		Plj +Kps ±Opak min.	İntersertal Eksolüsyon	Uralitleşme Sossuritleşme
İ8-2		Plj+Kps±Tit±Opak min.	Ofitik/Subofitik	Uralitleşme Sossuritleşme

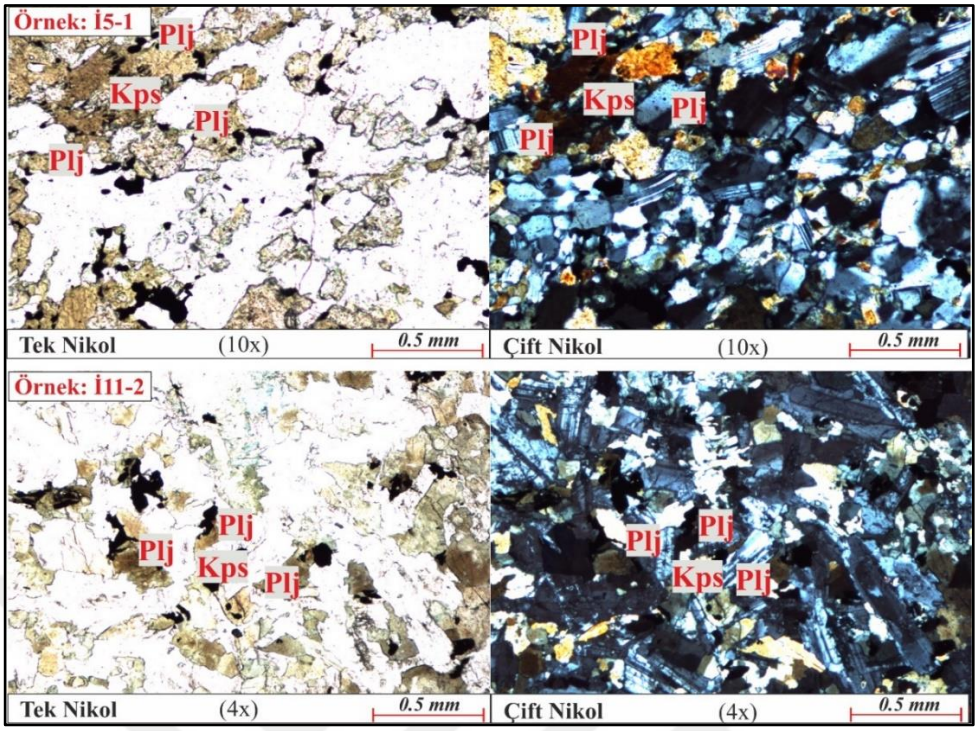
Çizelge 4.9. Diyabazların mineralojik-petrografik özellikleri (devamı) (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen, Tit: titanit, Bio: biyotit)

Örnek No	Kayaç Türü	İçerdiği Mineraller	Doku Türü	Alterasyon
İ9-2	Diyabaz	Plj+Kps±Tit±Opak min.	Ofitik/Subofitik	Sossuritleşme Uralitleşme Killeşme Karbonatlaşma Kloritleşme
İ11-2		Plj+Kps±Bio±Opak min.	Ofitik/Subofitik İntergranüler	Uralitleşme Kloritleşme Killeşme
İ18-3		Plj+Kps±Opak min.	Ofitik/Subofitik	Serpantinleşme Killeşme Karbonatlaşma
İ19-1		Plj+Kps±Opak min.	Ofitik/Subofitik	Uralitleşme Killeşme
İ20-1		Plj+Kps±Tit ±Opak min.	Ofitik/Subofitik	Uralitleşme Killeşme
İ21-2		Plj+Kps±Tit ±Opak min.	Ofitik/Subofitik	Uralitleşme Karbonatlaşma Killeşme

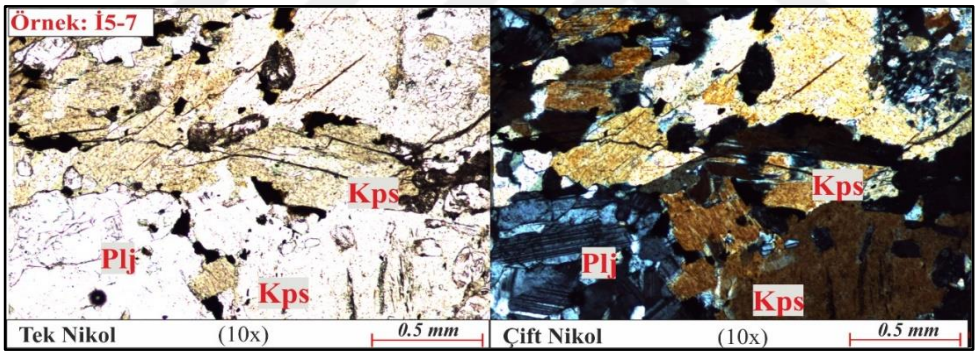
Doku: Ofitik/Subofitik (Şekil 4.48), İntergranüler (Şekil 4.49), Eksolüsyon (Şekil 4.50), İntersertal doku (Şekil 4.51).



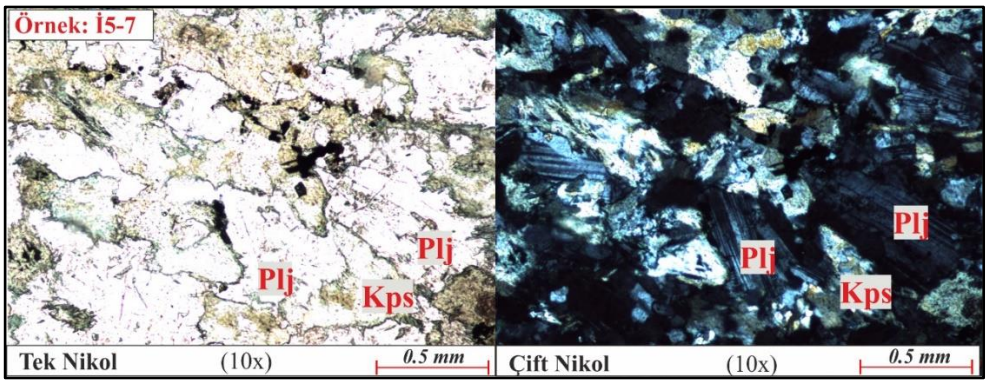
Şekil 4.48. Diyabazlarda görülen subofitik doku (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen)



Şekil 4.49. İntergranüler doku (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen)

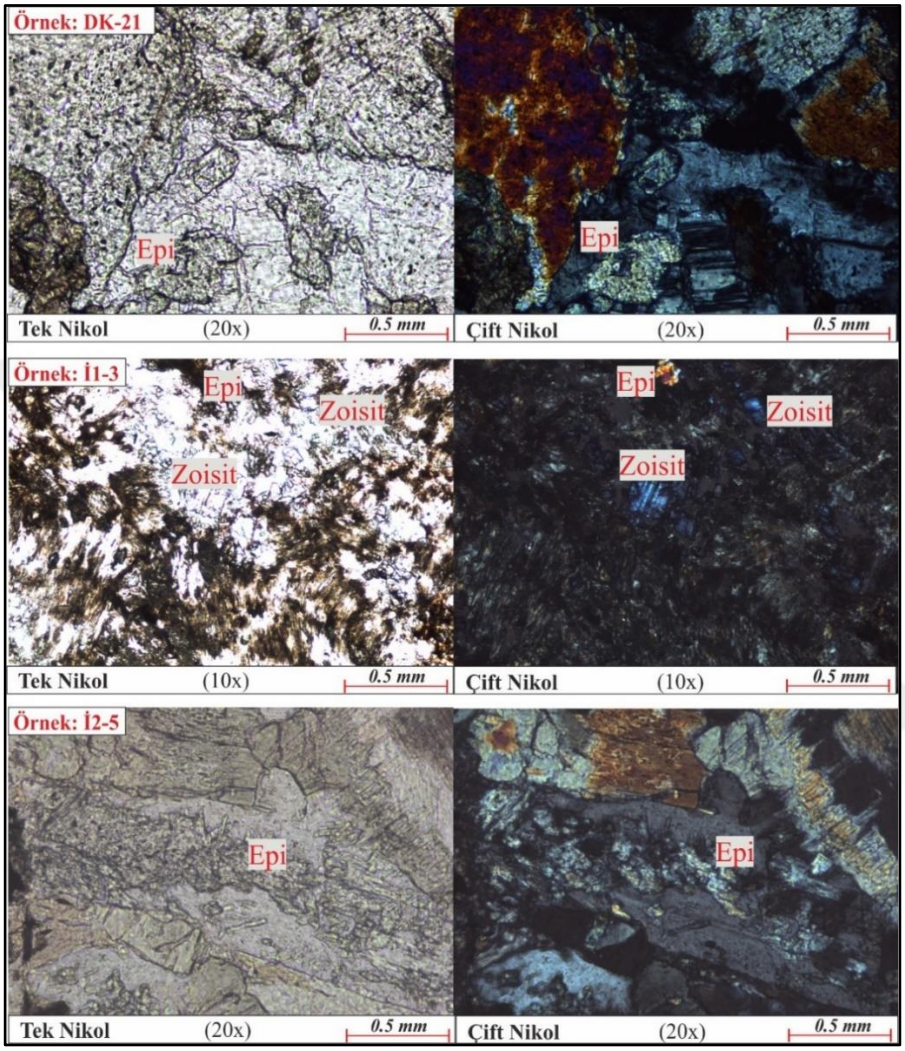


Şekil 4.50. Diyabazlarda bulunan klinopiroksende görülen eksolüsyon dokusu ve basit ikizlenme (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen)

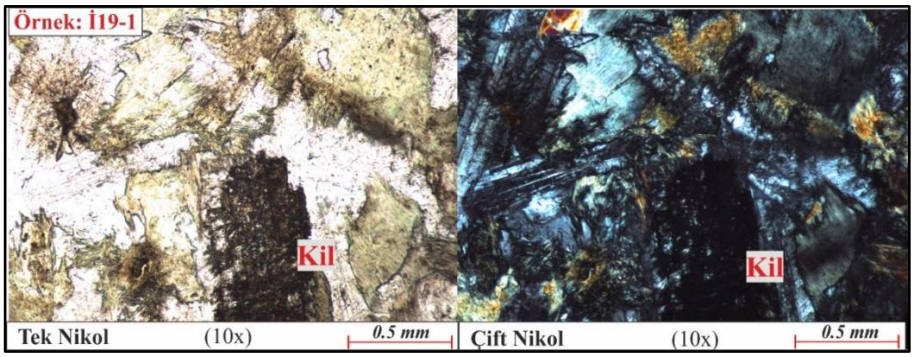


Şekil 4.51. Diyabazlarda görülen intersertal doku (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen)

Plajiyoklaz: Tipik polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklazlar kayaç içerisinde %50-60 değişen oranlarda bulunmaktadır. Prizmatik-kısa prizmatik kristaller halinde ve özşekilli-yarı özşekilli bir görünüme sahiptirler. Bazı örneklerde plajiyoklazların rekristalize olduğu, sossuritleşme (Şekil 4.52) ve killeşmeye uğradığı gözlenmiştir Şekil 4.53).

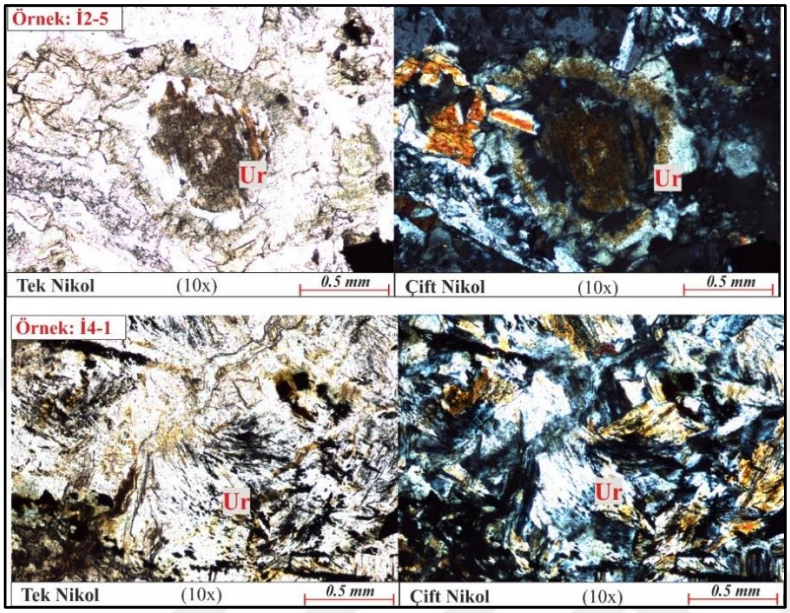


Şekil 4.52. Plajiyoklazlarda görülen sossuritleşme (Epi: epidot)



Şekil 4.53. Diyabaz dayklarda bulunan plajiyoklazların killeşmesi

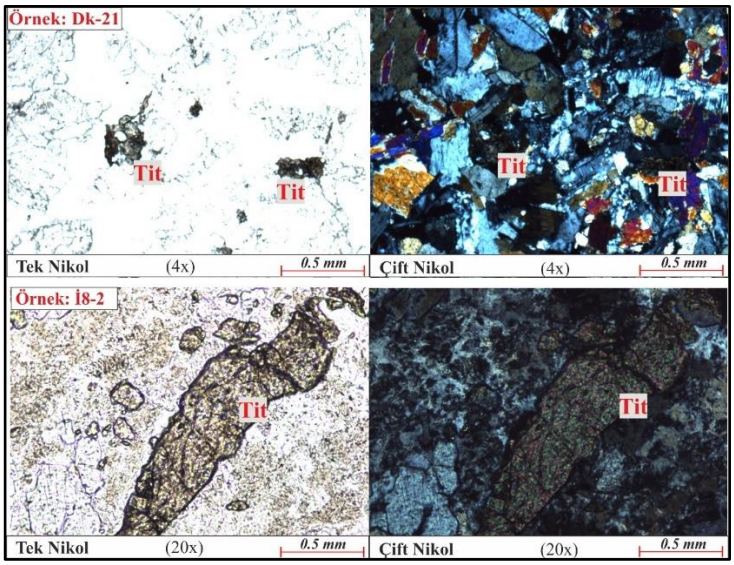
Klinopiroksen: %40-50 oranlarda bulunan klinopiroksenler, orta-iri taneli olarak kayaç içerisinde bulunmaktadır. Genellikle özşekilli-yarı özşekilli, tek ve çift yönde dilinimli ve dilinim yüzeyleri arasında açı 84-88° arasındadır (klinopiroksenler eğik sönme gösterir). Klinopiroksenlerde ayrıca uralitleşme (Şekil 4.54) ve eksolüsyon doku da görülmektedir.



Şekil 4.54. Klinopiroksenlerde gözlenen uralitleşme (Ur: Uralitleşme)

Biyotit: Diyabazlarda eser miktarda bulunan biyotitlerin kloritleşmeye uğradığı gözlenmiştir.

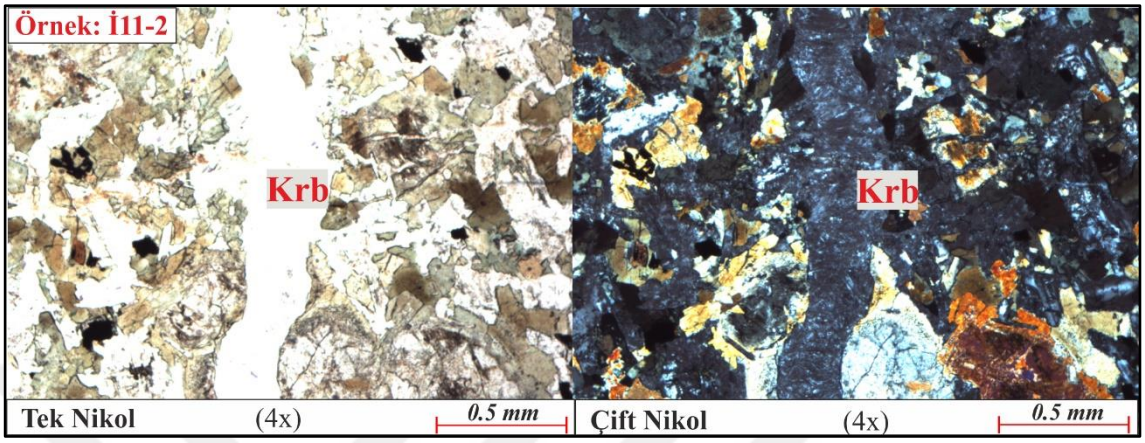
Titanit: Diyabaz dayklarda eser miktarda gözlenen titanitler genellikle özşekili-yarı özşekillidir. Yüksek optik engebeye ve çift kırmaya sahip titanitler kayaç içinde %3-5 arasında değişen oranlar da bulunmaktadır (Şekil 4.55).



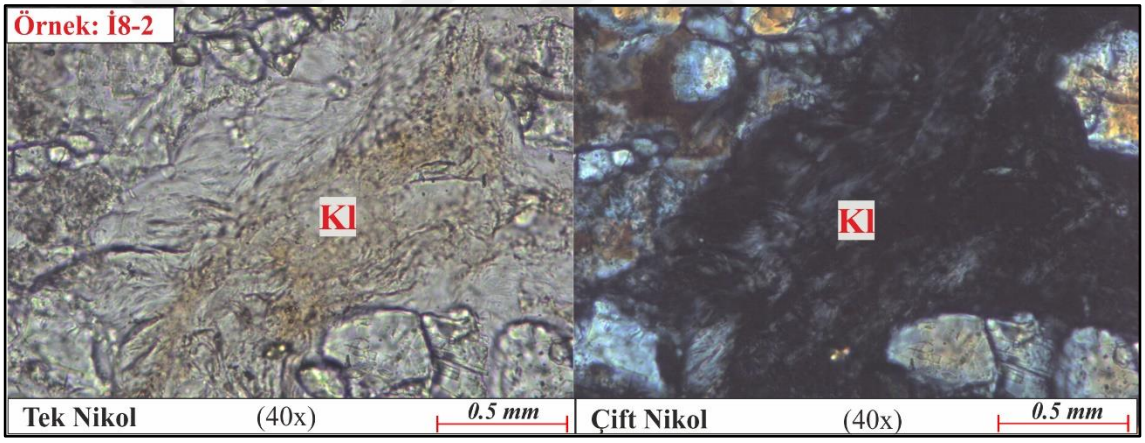
Şekil 4.55. Diyabazlarda görülen titanitler (Tit: titanit)

Opak Mineraller: Diyabaz dayklarda eser miktarda bulunan ve eş boyutlu olarak görülen manyetitler bulunmaktadır.

Ayrıca bazı örneklerde ikincil uralitik amfibol (Şekil 4.56), klorit (Şekil 4.57) ve silis damarlarına da rastlanılmıştır.



Şekil 4.56. Diyabazlarda görülen karbonat damarları (Krb: karbonatlaşma)



Şekil 4.57. Diyabazlarda gözlenen ikincil klorit damarları (Kl: kloritleşme)

4.2.2. Örneklerin X-ışınları kırınımı (XRD) ve taramalı elektron mikroskop (SEM) sonuçları

Petrografik incelemelerin sınırlı olduğu (özellikle alterasyon-kil-cevher minerallerinin tespiti) durumlarda tercih edilen, XRD ve SEM analizleri için çalışma alanından 12 (on iki) adet numune seçilmiştir (Çizelge 4.10).

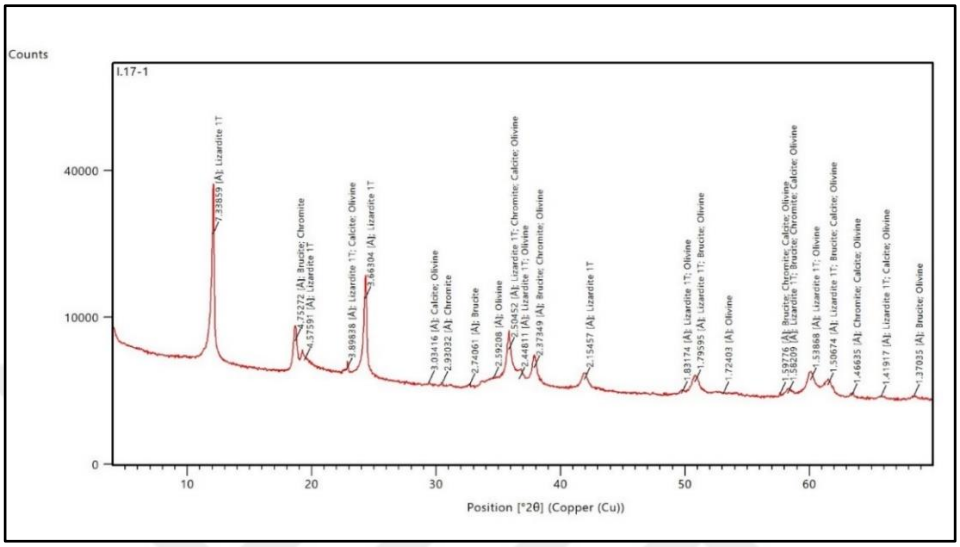
Bu teknikler yardımıyla elde edilen numune ve görüntü analizleri ile minerallerin kimyasal bileşimlerinin tespiti ve tanımlanması, kristal yapıları ve morfolojileri gibi özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

Çizelge 4.10. Ultramafik-mafik kayaçların mikroskop, XRD ve SEM sonuçlarına göre mineral bileşimleri (Ol: olivin, Kps: klinopiroksenit, Plj: plajiyoklaz)

Örnek No Kayaç Türü	Analitik Teknik	Mineral Bileşimi	Alterasyon
İ17-1 Dünit	Mikroskop	Ol (relikt)±Kps±Opak min.	Serpantinleşme
	XRD	Lizardit+brusit+kalsit+olivin+kromit	
	SEM	Ol (relikt) +kromit	
İ13-1 Klinopiroksenit	Mikroskop	Kps+Plj+Ol±Opak min.	Serpantinleşme Kloritleşme Uralitleşme Killeşme
	XRD	Ojit+rihterit+prehnit+kalsit+ rutil+lizardit+ klinoklor	
	SEM	ojit	
İ1-7 Serpantinit	Mikroskop	Ol (relikt)+Kps (relikt)+Plj±Opak min.	Serpantinleşme Kloritleşme
	XRD	lizardit+manyetit+ojit+kuvars+ fayalit	
	SEM	Ol(relikt)+lizardit+manyetit	
İ2-10 Serpantinit	Mikroskop	Plj+Ol+Kps±Opak min.	Serpantinleşme Killeşme İddingsitleşme Uralitleşme
	XRD	Lizardit+manyetit+fayalit	
	SEM	Lizardit+manyetit+Kps	
İ4-5 Serpantinit	Mikroskop	Ol±Kps±Opak min.	Serpantinleşme
	XRD	Forsterit+lizardit+klinoklor+kromit+spinel+ manyetit	
	SEM	Lizardit+klinoklor+kromit+hidrotalsit+manyetit +kalsit	
İ6-4 Serpantinit	Mikroskop	Ol±Kps±Opak min.	Serpantinleşme
	XRD	Lizardit+krizotil+kromit+hidrotalsit+manyetit+ zirkon+spinel	
	SEM	Ojit+lizardit+manyetit	
İ15-1 Serpantinit	Mikroskop	Ol+Kps±Opak min.	Serpantinleşme
	XRD	Lizardit+brusit+manyetit+olivin+zirkon	
	SEM	Klinoklor+ankerit+hidrotalsit+manyezit+olivin (reliktler halinde)	
İ18-2 Serpantinit	Mikroskop	Kps+Ol±Opak min.	Serpantinleşme İddingsitleşme
	XRD	Lizardit+brusit+manyetit+kromit+zirkon	
	SEM	Ojit+lizardit+manyetit	

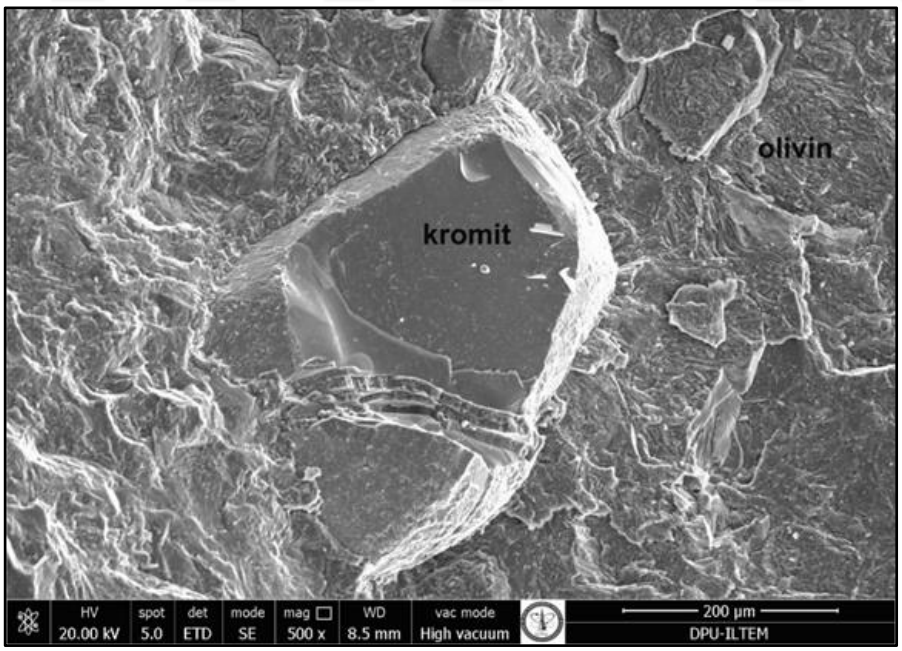
✓ *Ultramafik-mafik kayaçlarda XRD ve SEM analizleri sonuçlarına göre:*

Dünit (İ17-1) içerisinde (Çizelge 4.10) serpantinleşme sonucu oluşan lizardit ve opak mineral olarak kromit bulunduğu görülmektedir. Ayrıca, dünitlerde kalsit ve brusit de bulunmaktadır (Şekil 4.58).



Şekil 4.58. Dünit (İ17-1) örneğine ait XRD grafiği

SEM/EDX çalışmaları sonucu olivin ile birlikte kromit mineralleri saptanmıştır (Çizelge 4.11) (Şekil 4.59).

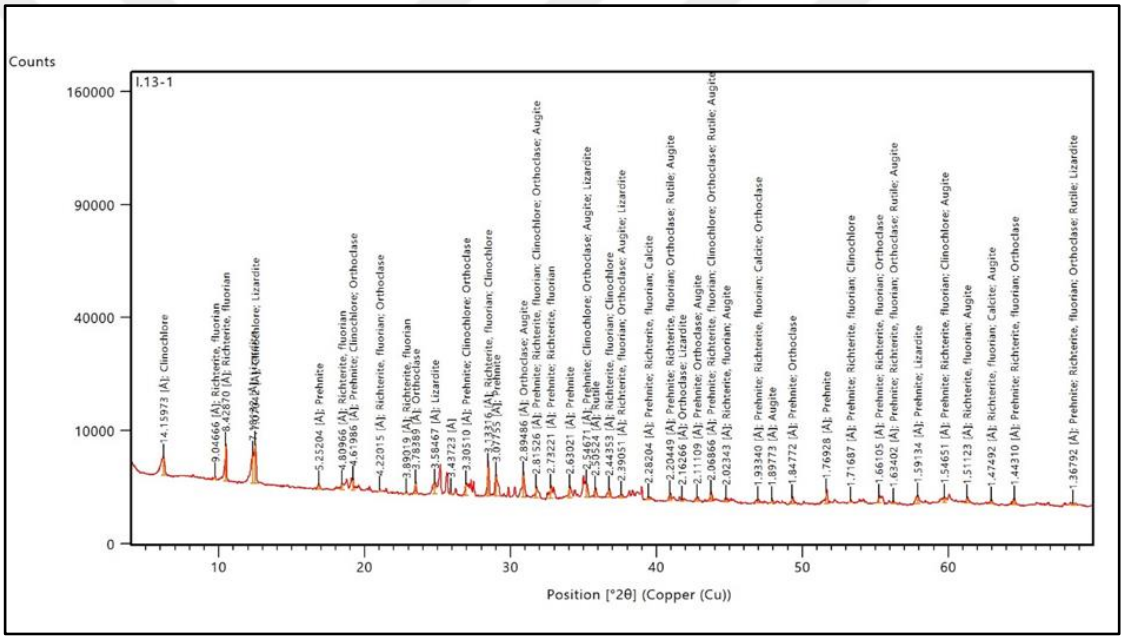


Şekil 4.59. Dünit (İ17-1) örneği içerisinde bulunan kromit ve olivin minerallerinin SEM görüntüsü

Çizelge 4.11. Dünit (İ17-1) örneği içerisinde bulunan kromit mineraline ait EDX analiz sonucu (O: oksijen, Mg: magnezyum, Al: alüminyum, Cr: krom, Fe: demir)

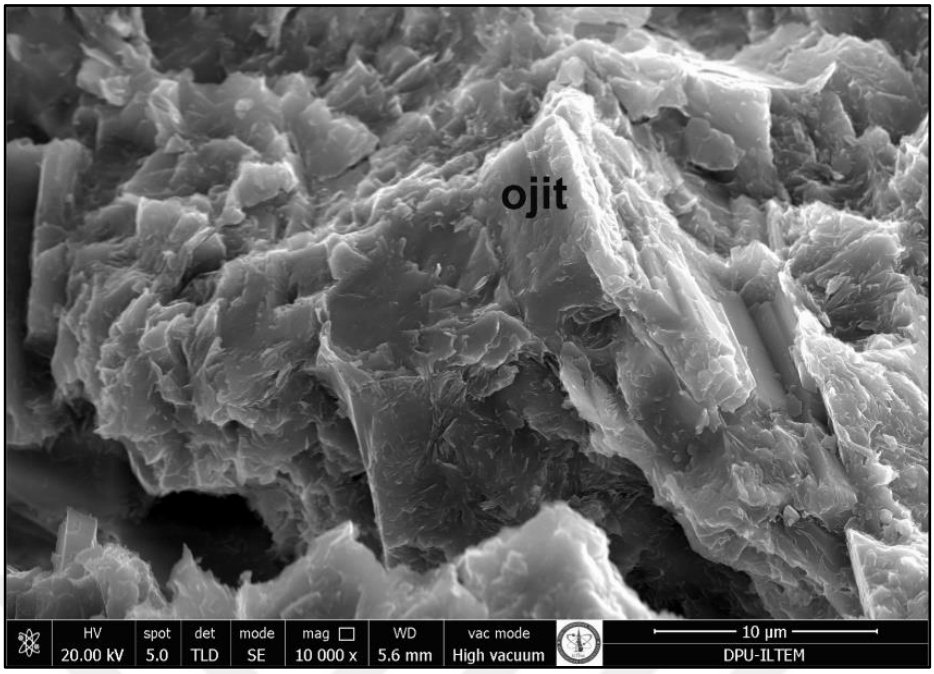
Element	% Ağırlık	% Atomik
O	9.48	23.41
Mg	4.94	8.03
Al	6.97	10.21
Cr	51.61	39.24
Fe	27.00	19.11
Toplam	**100.00**	**100.00**

Klinopiroksenit (İ13-1) içerisinde (Çizelge 4.10), serpantinleşme sonucu oluşan lizardit, klinopiroksen grubu minerali ojit, uralitleşme sonucu oluşan rihterit, ayrıca prehnit, rutil, klinoklor ve ikincil kalsitinde bulunduğu gözlenmiştir (Şekil 4.60).



Şekil 4.60. Klinopiroksenit (İ13-1) örneğine ait XRD grafiği

SEM/EDX çalışmaları sonucunda da klinopiroksenit içerisinde ojitler saptanmıştır (Çizelge 4.12) (Şekil.4.61).

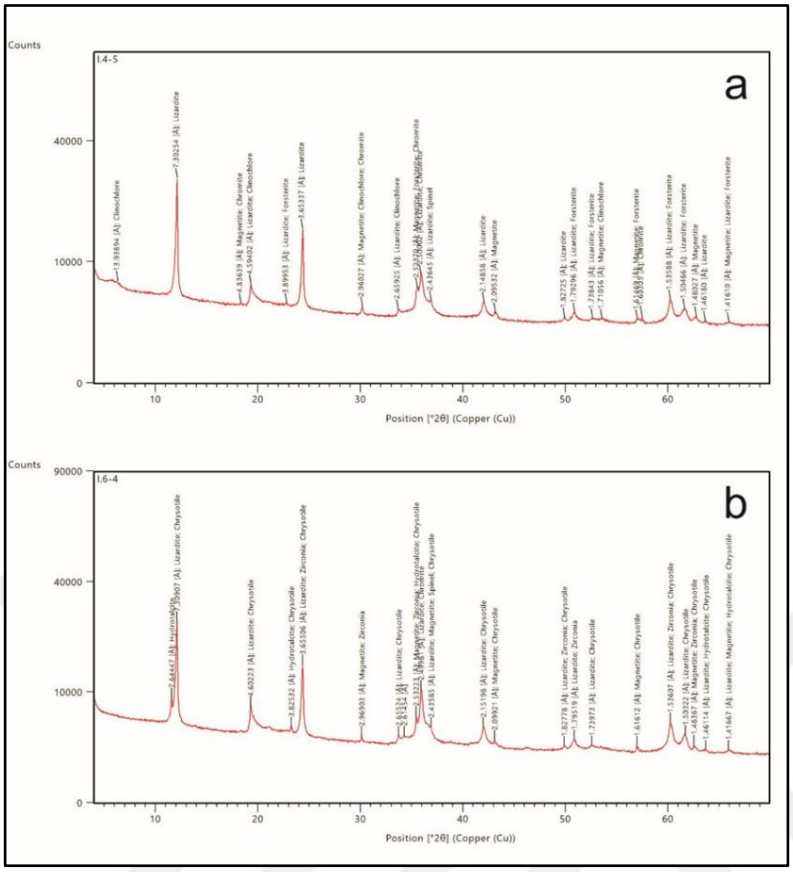


Şekil 4.61. Klinopiroksenit örneğinde (İ13-1) saptanan ojit mineralinin SEM görüntüsü

Çizelge 4.12. Klinopiroksenit örneğinde (İ13-1) saptanan ojit mineralinin EDX analizi sonucu (O: oksijen, Mg: magnezyum, Al: alüminyum, Si: silisyum, Ca: kalsiyum, Fe: demir)

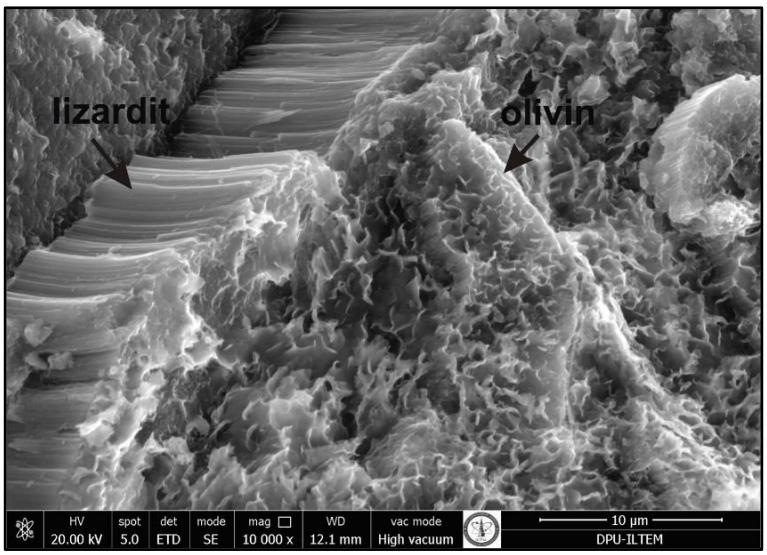
Element	% Ağırlık	% Atomik
O	34.78	50.50
Mg	14.13	13.50
Al	7.21	6.21
Si	24.39	20.18
Ca	9.24	5.35
Fe	10.25	4.26
Toplam	**100.00**	**100.00**

Serpantinit örneklerinde genel olarak olivin mineralleri forsterit ve fayalit ile birlikte, ojit türü klinopiroksen ve zirkon mineralleri saptanmıştır. Bu minerallere manyetit, kromit, spinel türü opak mineraller de eşlik etmektedir. Ayrıca, serpantinleşme sonucu oluşan lizardit ve krizotil, kuvars, hidrotalsit ve brusit mineralleri ile kloritleşme sonucu oluşan klinoklor minerali de ikincil mineral olarak tespit edilmiştir (Çizelge 4.10; Şekil 4.62.a, b).



Şekil 4.62. Serpantinit örneklerine ait XRD grafikleri; **a)** İ4-5 örneği, **b)** İ6-5 örneği.

SEM/EDX çalışmaları sonucu serpantinleşme ürünü olan mineralin, lizardit türünde olduğu saptanmıştır (Çizelge 4.13). EDX analiz sonuçları ise Fe iyonunun lizardit minerallerinin kristal yapısında bulunduğunu göstermektedir (Şekil 4.63). Şekil 4.63'te yer alan görüntüde olivin mineralinden itibaren serpantinleşme sonucu lizardit mineralinin oluşumu çok net bir şekilde görülmektedir.



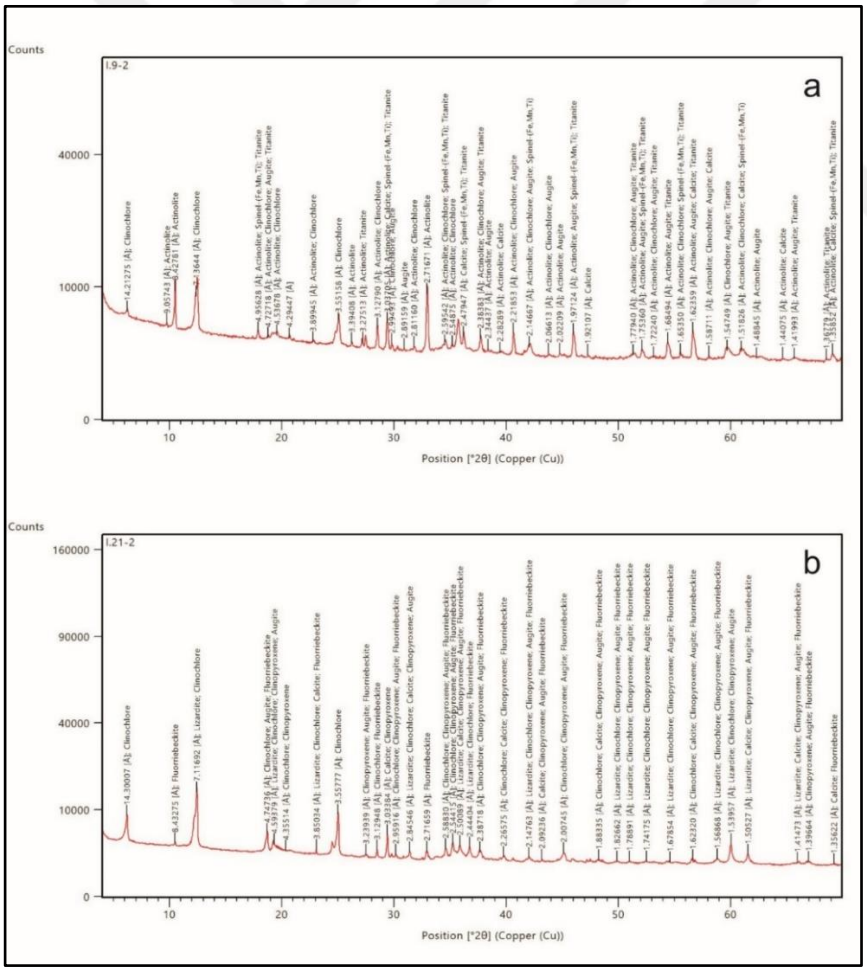
Şekil 4.63. Serpantinit örneğinde (İ4-5) görülen lizardit mineralinin SEM görüntüsü

Çizelge 4.13. Serpantinit örneğinde (İ4-5) görülen lizardit mineralinin EDX analiz sonucu (O: oksijen, Mg: magnezyum, Si: silisyum, Fe: demir)

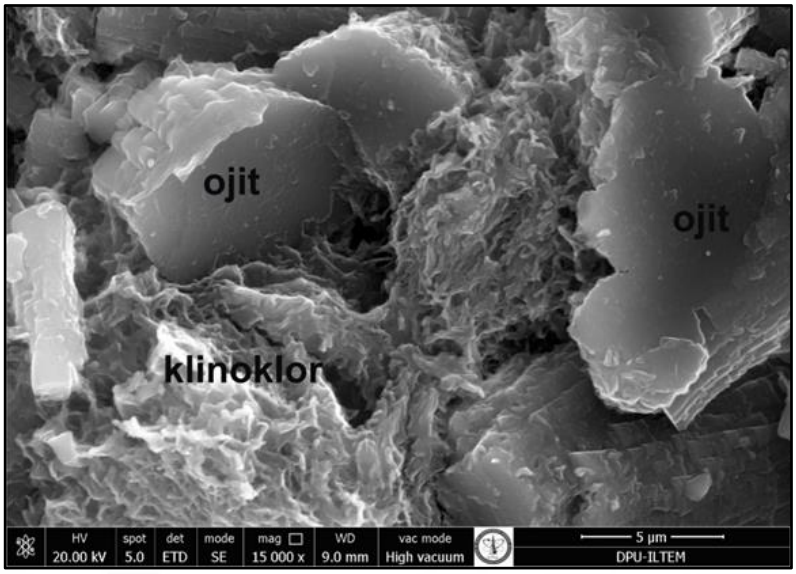
Element	% Ağırlık	% Atomik
O	38.72	53.28
Mg	23.84	21.59
Si	26.60	20.86
Fe	10.84	4.27
Toplam	**100.00**	**100.00**

✓ *Diyabaz dayklarda XRD ve SEM analizleri sonuçlarına göre:*

Diyabaz örneklerinde ise, genellikle ojit ve diyopsit türü klinopiroksen mineralleri, rutil, prehnit ve opak mineral olarak hematit minerali bulunmaktadır. Bu minerallerin yanı sıra uralitleşme sonucu oluşan flororiebekit, aktinolit ve arfvedsonit mineralleri ile serpantinleşme sonucu oluşan lizardit, sossuritleşme sonucu oluşan klinozoisit, kloritleşme sonucu oluşan klinoklor ve kayaç içerisinde damarlar şeklinde bulunan kalsit gibi ikincil mineraller saptanmıştır (Çizelge 4.14, Şekil 4.64).



Şekil 4.64. Diyabaz örneklerine ait XRD grafikleri; **a)** İ9-2 örneği, **b)** İ21-2 örneği



Şekil 4.65. Diyabaz örneğinde (İ9-2) görülen ojit ve klinoklor minerallerinin SEM görüntüleri

Çizelge 4.14. Diyabaz örneğinde (İ9-2) görülen klinoklor mineralinin EDX analiz sonucu (O: oksijen, Mg: magnezyum, Al: alüminyum, Si: silisyum, Ca: kalsiyum, Fe: demir)

Element	% Ağırlık	% Atomik
O	52.75	64.52
Mg	26.37	21.23
Al	14.08	10.21
Si	4.03	2.81
Ca	1.91	0.93
Fe	0.86	0.30
Toplam	**100.00**	**100.00**

Çizelge 4.15. Diyabaz dayklarının mikroskop, XRD ve SEM sonuçlarına göre mineral bileşimleri (Kps: klinopiroksen, Plj: plajiyoklaz)

Örnek No Kayaç Türü	Analitik Teknik	Mineral Bileşimi	Alterasyon
İ1-3 Diyabaz	Mikroskop	Kps+Plj±Opak min.	Sossuritleşme Uralitleşme Killeşme
	XRD	Klinoklor+klinozoisit+ojit+lizardit+arfvedsonit	
	SEM	Silis (Amorf)+ apatit+titanit+siderit	
İ9-2 Diyabaz	Mikroskop	Kps+Plj±Opak min.	Sossuritleşme Uralitleşme
	XRD	Aktinolit+ojit (relikt)+klinoklor+kalsit+spinel+ Titanit	
	SEM	Titanit+spinel+smektit+paligorskit	

Çizelge 4.15. Diyabaz dayklarının mikroskop, XRD ve SEM sonuçlarına göre mineral bileşimleri (devamı) (Plj: plajiyoklaz, Kps: klinopiroksen, Tit: titanit, Ol: olivin)

Örnek No Kayaç Türü	Analitik Teknik	Mineral Bileşimi	Alterasyon
İ10-5 Diyabaz	Mikroskop	Plj+Kps±Tit±Opak min.	Uralitleşme Killeşme
	XRD	Diyopsit+prehnit+klinoklor+hematit+rutil	
	SEM	Ojit	
İ21-2 Diyabaz	Mikroskop	Kps+Plj+Ol±Opak min.	Uralitleşme Serpantinleşme
	XRD	Klinoklor+lizardit+kalsit+klinopiroksen+ flororibekit +ojit	
	SEM	Kalsit+ojit (Ti-ojit) +titanit	

Antalya ofiyolit napı içerisinde yer alan Altınyaka, Kumluca ve Kemer bölgelerinde bulunan ultramafik-mafik kayaçlarda XRD ve SEM analizleri diğer araştırmacılar tarafından yapılmış olmasına rağmen, veriler son derece sınırlıdır. Ayrıca bu ofiyolitler içerisinde yer alan izole dayklar ile ilgili XRD ve SEM analizleri bu tez çalışması ile ilk kez gerçekleştirilmiştir.

Yılmaz (2015) ve Yalçın vd. (2015) göre Tekirova ofiyolitinde yapılan SEM incelemelerine göre serpantinleşme sırasında levhamsı lizardit ve lifsi krizotil mineralleri, serpantinleşme sonrası ise yarı özşekilli manyezit ve hidromanyezit, özşekilli dolomit, yarı özşekilli kalsit, hekzagonal hidrotalsit, levhamsı brusit, hematit ve tremolit mineralleri gözlenmiştir.

Bu tezde yapılan SEM incelemeleri sonucunda ana kayaçların Yılmaz (2015) ve Yalçın vd. (2015)'a göre bulunan sonuçlar ile lizardit, manyezit, hidrotalsit, kalsit gibi mineraller ile benzerlik gösterdiği, ayrıca manyetit, kromit, klinoklor, ankerit gibi minerallerinde bulunduğu gözlenmiştir. Diyabaz dayklarının SEM incelemeleri sonucunda silis (amorf), apatit, titanit, siderit, spinel, smektit, paligorskit, ojit ve kalsit mineralleri görülmektedir.

Yılmaz (2015) ve Yalçın vd. (2015) göre Tekirova ofiyolitinde yapılan XRD sonuçlarına göre serpantinleşme sırasında relikt piroksen, hornblend ve plajiyoklaz; serpantinleşme sonrası kuvars, kalsit, dolomit ve hidrotalsit, brusit, hematit ve illit, smektit ve klorit bulunmaktadır.

Bu çalışmada yapılan XRD sonuçlarına göre ana kayaçlarda kuvars, kalsit, hidrotalsit, brusit, hematit, illit, smektit ve klorit mineralleri tespit edilmiş bu sonuçlar Yılmaz (2015) ve Yalçın vd. (2015) sonuçlarına benzerlik göstermektedir. Ayrıca, lizardit, kromit, rihterit, prehnit, ojit, rutil, manyetit, fayalit, klinoklor, spinel, forsferit, zirkon ve krizotil tespit edilmiştir.

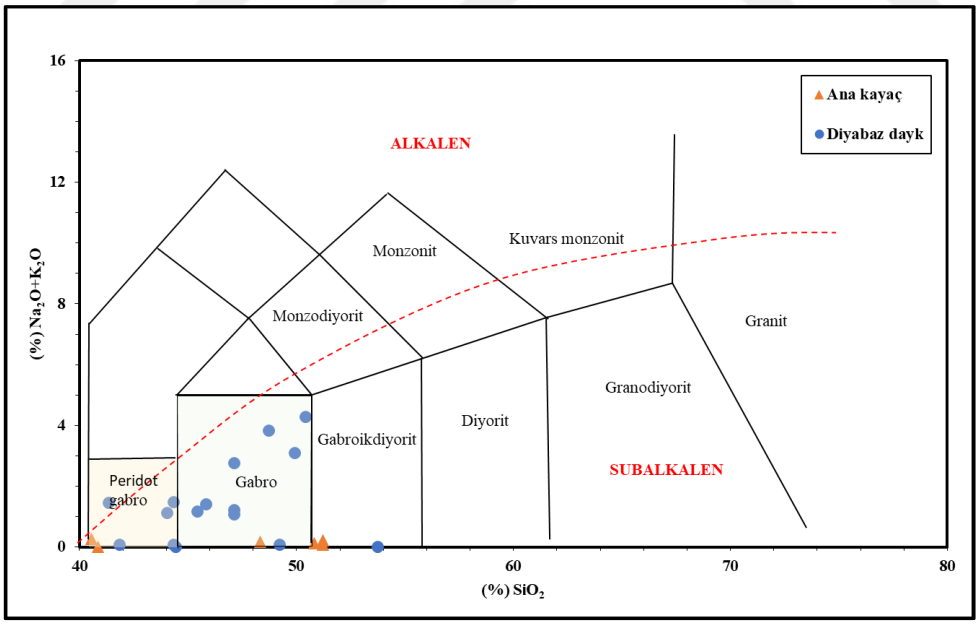
4.2.3. Örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları

Tekirova (Antalya) ofiyolitlerinde yer alan izole daykların ve bu daykların sokulum yaptığı ultramafik-mafik (ana) kayaçların jeokimyasal ve petrojenetik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla çalışma alanından alınan örneklerin ana (major), iz ve nadir toprak elementleri (REE) analizleri yapılmıştır. Yapılan analizler sonucunda elde edilen ultramafik-mafik (ana) kayaçların ve izole daykların ana, iz ve nadir toprak elementleri jeokimyasal değerleri Ekler bölümü Çizelge 4-6'da verilmiştir. Bundan sonraki bölümlerde tüm ultramafik-mafik kayaçlar (dünit-klinopiroksenit-serpantinit) için ana kayaç terimi kullanılacaktır. İzole dayklar için de diyabaz dayk terimi kullanılacaktır.

EK-4'te verilen jeokimyasal analiz sonuçları değerlendirildiğinde A.S.K. (Ateşte Su Kaybı) değerleri ana kayaçta % 0.72-16.25 izole dayklarda ise % 1.35-16.39 arasında yer aldığı görülmektedir. Bu değerlerin değişken olmasının temel nedeni bu ultramafik-mafik kayaçların alterasyona karşı dayanıklılığın düşük olması ile ilgilidir (Rollinson 1993).

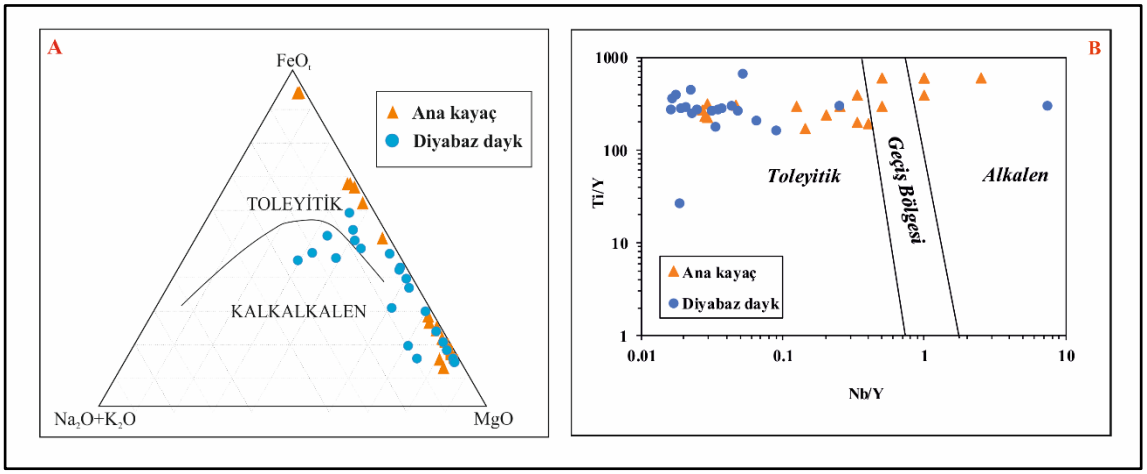
4.2.3.1. Kayaçların sınıflandırılması

Kayaçların jeokimyasal analiz sonuçlarına göre alkali-silis diyagramına (Middlemost 1994) göre yapılan sınıflandırma sonucunda ana kayaç (dünit-klinopiroksenit ve serpantinit) ve dayk (diyabaz) örneklerinin subalkalen bölgeye düştüğü görülmektedir (Şekil 4.66). Ana kayaçlar peridotit alanında yer alırken, dayklar ise gabro alanında yer almakta olup; bu sonuçlar petrografi incelemeleri ile de uyumludur.



Şekil 4.66. Toplam alkali-silis (TAS) diyagramı (Middlemost 1994'ten değiştirilerek alınmıştır. Kesikli çizgi: Irvine ve Baragar 1971)

AFM (Na_2O+K_2O-Fe_2O_3-MgO) diyagramında (Irvine ve Baragar 1971), ana kayaç ve dayk örnekleri hem toleyitik hem de kalkalkalen alanda yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.67).

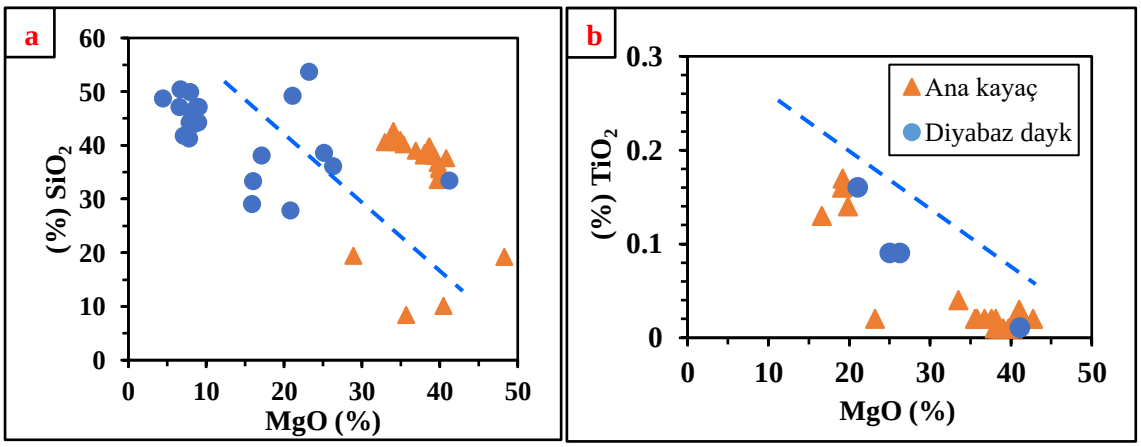


Şekil 4.67. a) AFM diyagramı (Irvine ve Baragar 1971'den değiştirilerek alınmıştır) **b)** Ti/Y-Nb/Y diyagramı (Pearce 1982'den değiştirilerek alınmıştır)

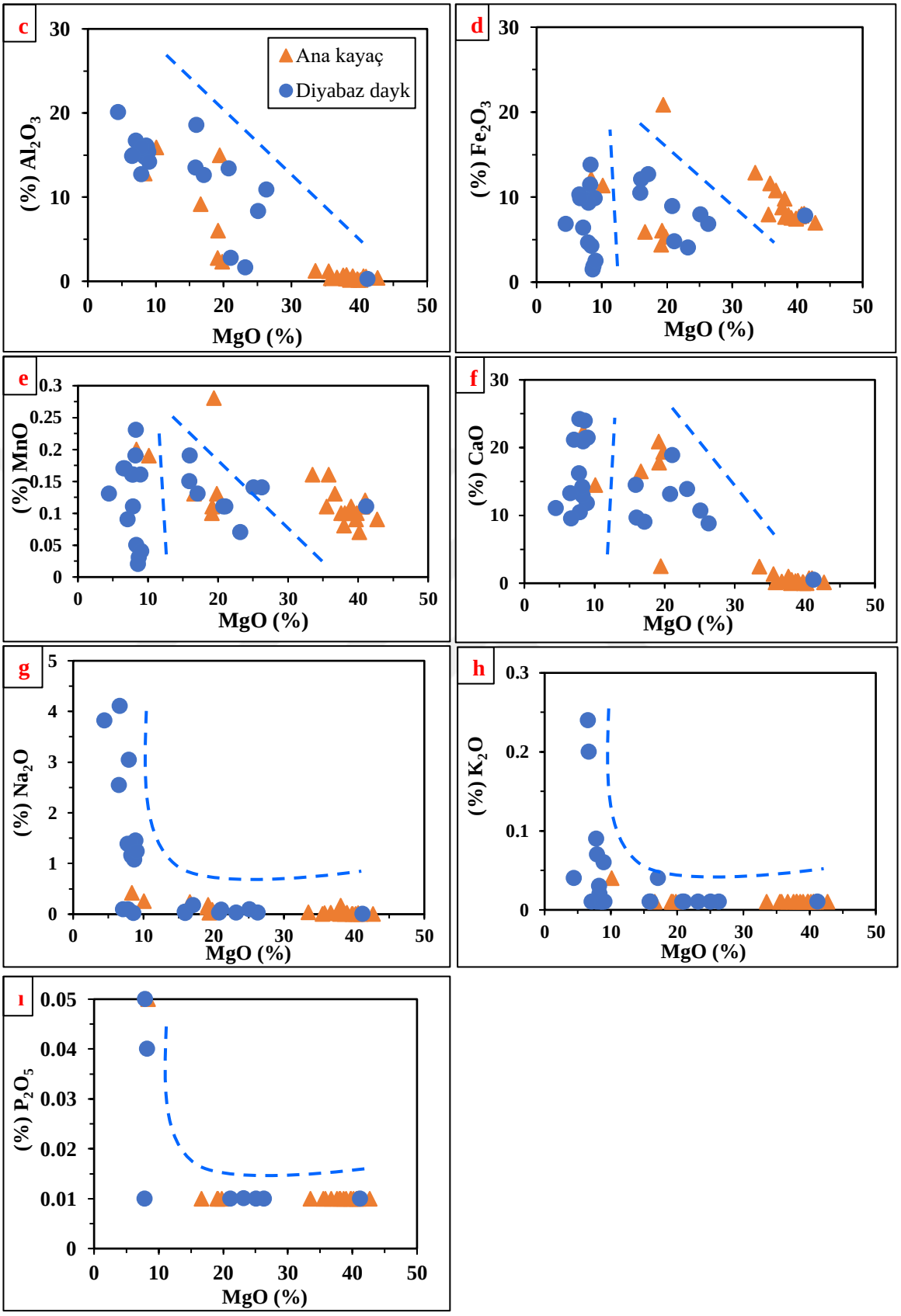
4.2.3.2. Harker diyagramları

Major elementler

Ultramafik ve mafik bileşimli tüm kayaç örneklerinde magmatik diferansiyasyon değeri olarak MgO kullanılmıştır. SiO_2-TiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3-MnO-CaO-Na_2O-K_2O-P_2O_5 ile MgO göre yapılan Harker diyagramlarında hem ana kayaç hem de diyabaz örneklerinde negatif bir trend görülmektedir. Bu negatif yönelimler fraksiyonel kristalleşme sürecinin bir göstergesi olabilir. Al_2O_3 ve CaO'daki negatif anomali plajiyoklazların, Fe_2O_3 ve TiO_2'deki negatif anomali ise Fe-Ti oksit minerallerinin fraksiyonel kristalleşmesi ile açıklanabilir. MgO karşı Al_2O_3, CaO ve Fe_2O_3 değerlerindeki azalma ise klinopiroksen minerallerin kristalizasyonunu gösterebilir. (Şekil 4.68.c, 4.68.d, 4.68.f)



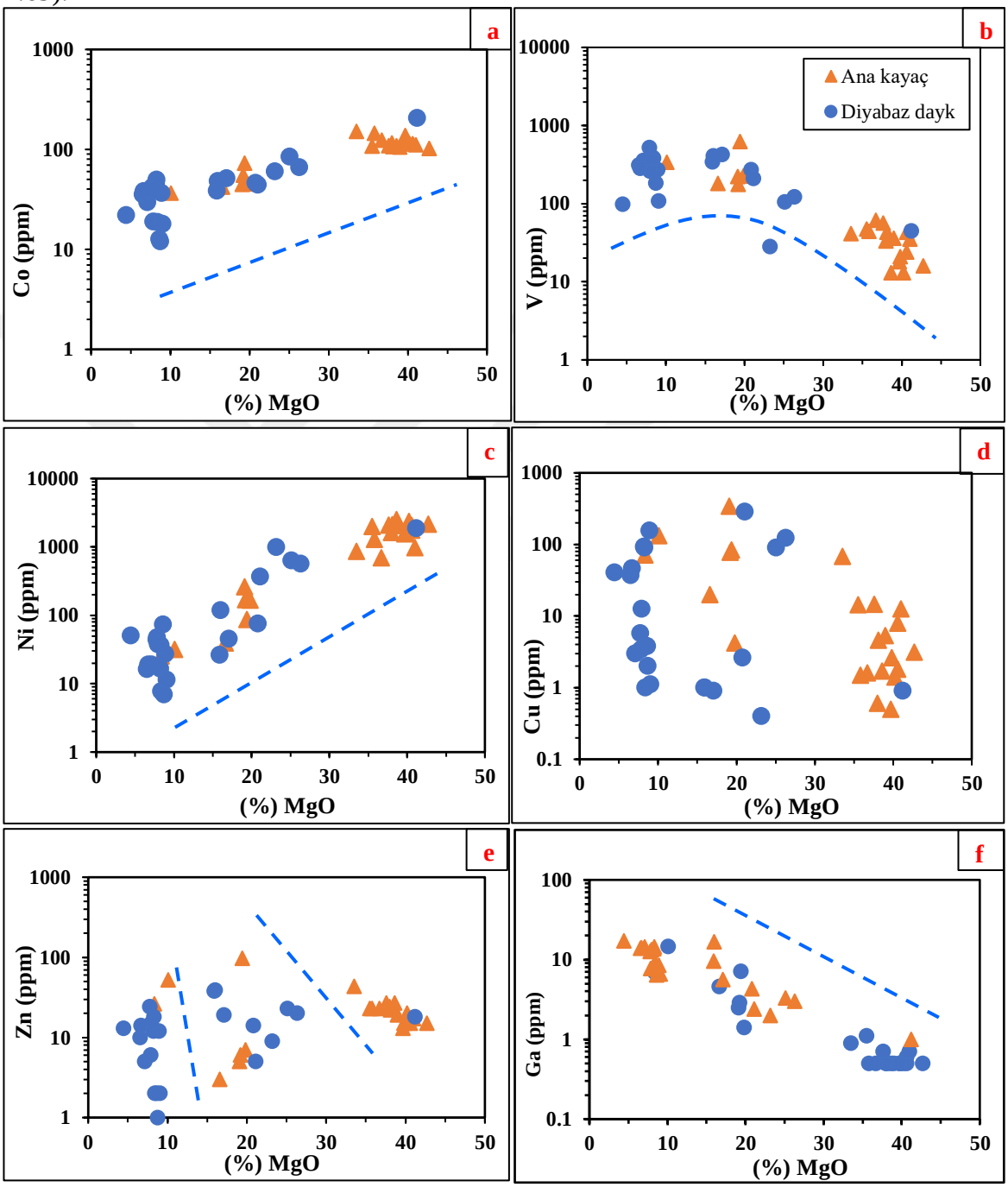
Şekil 4.68. Ana kayaç ve dayların major oksit Harker diyagramları



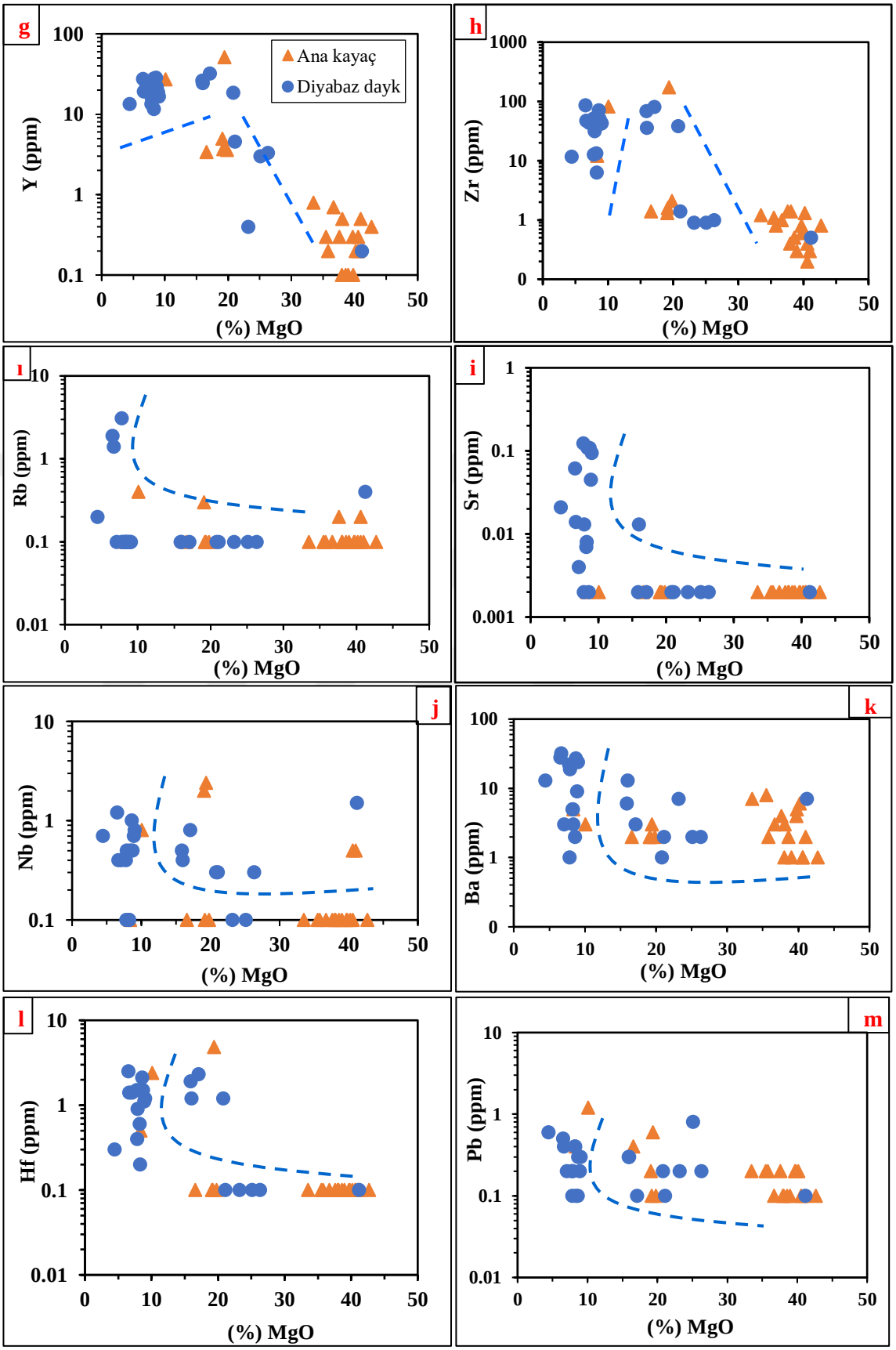
Şekil 4.68. Ana kayaç ve dayklarının major oksitlerin Harker diyagramları (devamı)

İz elementler

İz elementleri ile MgO'e karşı yapılan Harker diyagramlarına göre ise hem ana kayaç hem de diyabaz örneklerinde V, Cu, Ga, Pb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba elementlerinde negatif trend ve Co, Ni, Zn ve Hf elementlerinde ise pozitif trend gözlenmiştir (Şekil 4.69).



Şekil 4.69. Ana kayaç ve dayklarının iz element Harker diyagramları



Şekil 4.69. Ana kayaç ve dayklarının iz element Harker diyagramları (devamı)

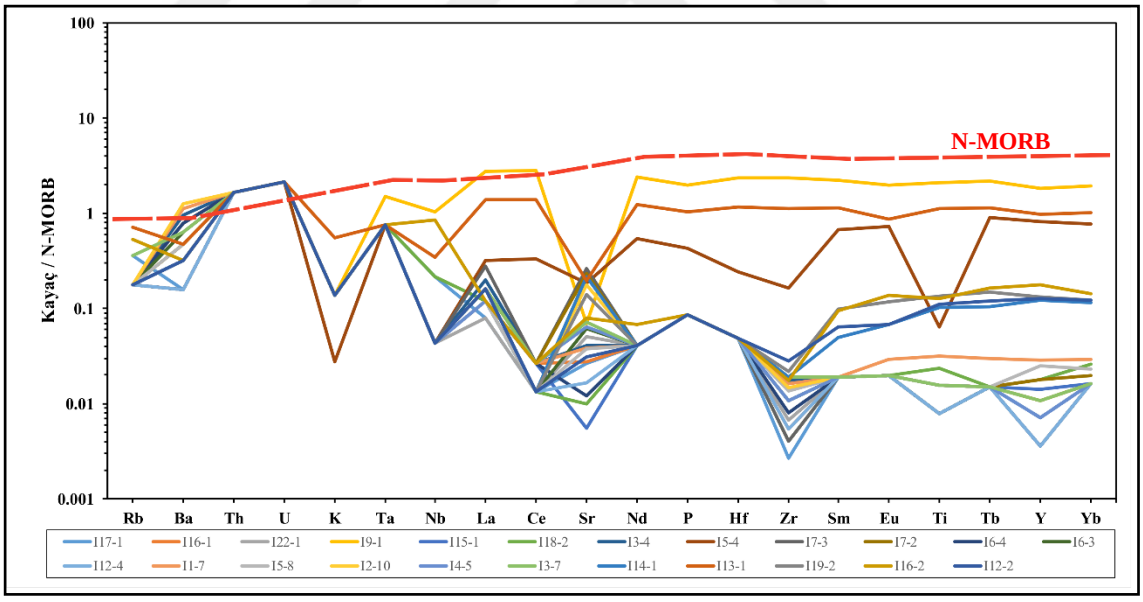
4.2.3.3. Örümcek diyagramları

Ana kayaç ve diyabaz örneklerinin N-MORB ile normalize edilmiş (Sun ve Macdonough 1989) çoklu iz element diyagramları Şekil 4.70-4.71'te verilmiştir. Kayaçların LIL (Rb, Ba, K, Sr, Eu) elementlerince hafif bir zenginleşme, HFS elementleri (Th, U, Ce, Ta) açısından da tüketilme görülmekte olup; N-MORB çizgisine göre paralellik gözlenmektedir.

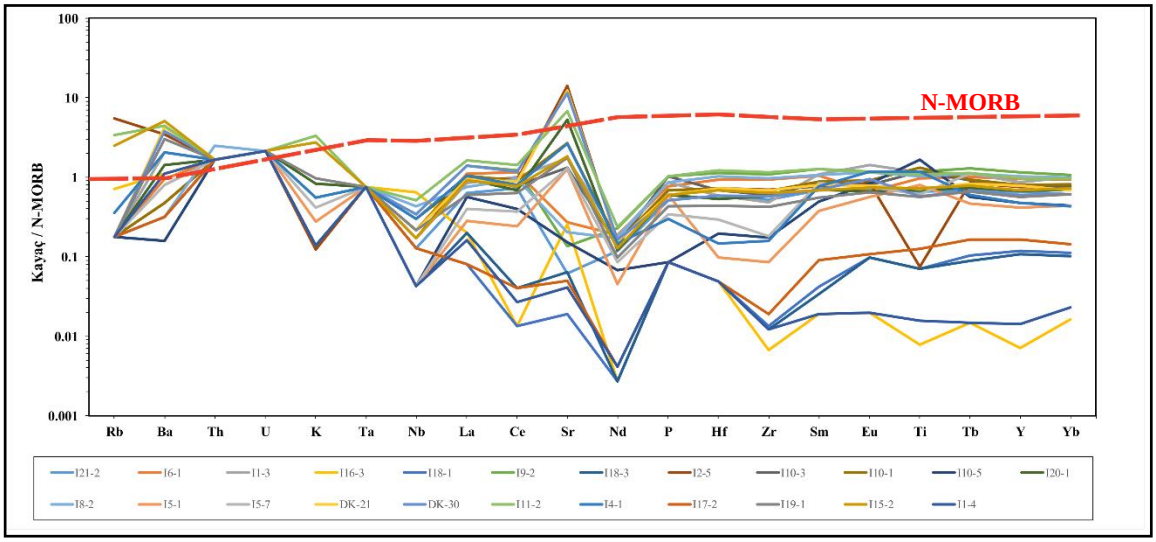
Sr elementinde gözlenen zenginleşme kaynak bölgesinde plajiyoklaz kümülasyonun varlığını göstermektedir. Ta ve Nb elementlerinde gözlenen tüketilme dalma-batma zonu oluşum ortamlarını işaret etmektedir (Pearce vd. 1984) (Şekil 4.70-4.71).

Dalma-batma zonlarında, büyük iyon yarıçaplı LIL elementlerindeki zenginleşme, dalan levhada yer alan amfibol mineralinin bünyesinde bulunan suyu kaybetmesi (~100 km) ile birlikte bu levhadan ayrılan akışkanların LIL elementlerini manto kamasına eklemesi ile mantonun ergime sıcaklığını düşürerek, kaynak bölgenin zenginleşip kısmi ergimenin gerçekleşmesini sağlamaktadır (Pearce 1982).

Yüksek iyon yüküne sahip olan HFS elementleri ise dalan levhada kalmakta ve manto kamasına eklenmemektedir (Pearce 1982). Dolayısıyla bu elementlerde tüketilme gözlenmektedir.



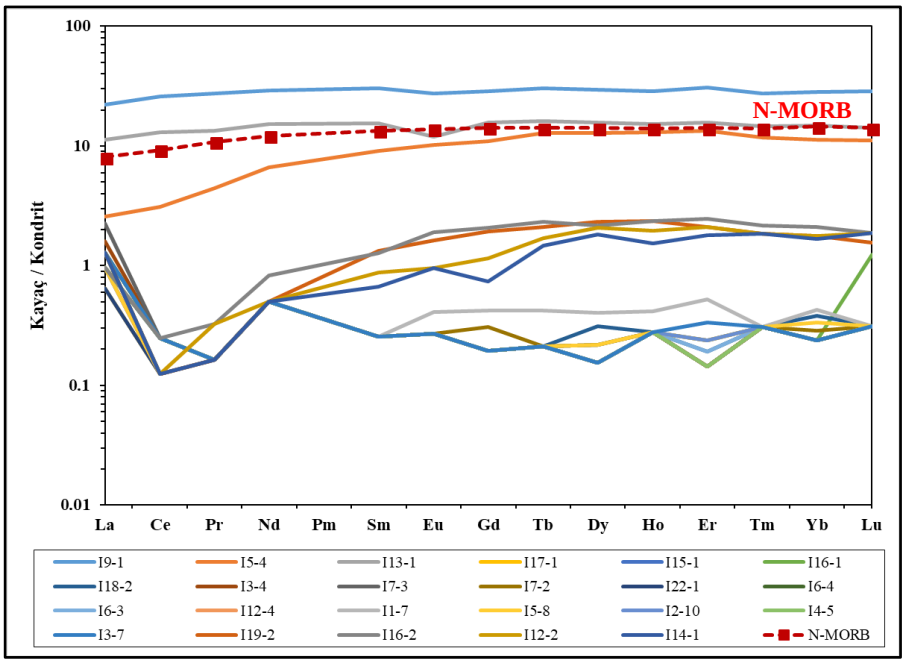
Şekil 4.70. Ana kayaçların N-MORB normalize örümcek diyagramı (Sun ve Macdonough 1989'dan değiştirilerek alınmıştır)



Şekil 4.71. Diyabaz dayklarının N-MORB normalize örümcek diyagramı (Sun ve Macdonough 1989'dan değiştirilerek alınmıştır)

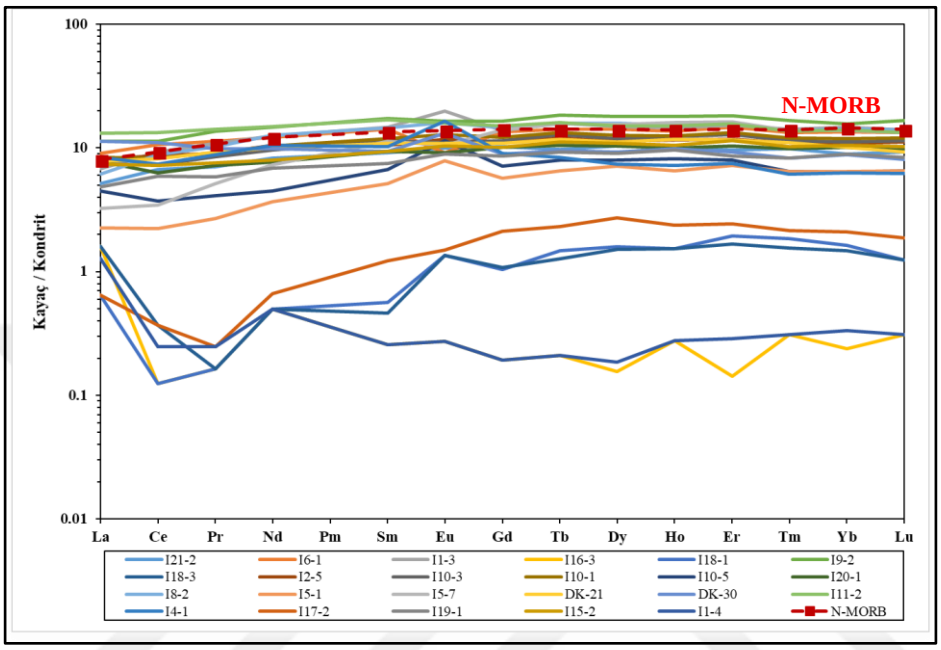
4.2.3.4. Nadir toprak elementleri diyagramı

Ana kayaç örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş (Boynton 1984), REE diyagramı Şekil 4.74'te verilmiştir. 3 adet kayaç örnekleri (İ9-1, İ5-4, İ13-1) N-MORB trendine benzerlik göstermektedir (Şekil 4.72). Diğer örneklerde ise LRE elementleri az oranda tüketilme gösterirken, HRE elementleri ise yatay veya yataya yakın dağılım göstermekte $(La/Lu)_N$=(0.23-5.19) ve Eu elementi ise pozitif bir anomali göstermektedir $(Eu/Eu^*)_N$=(0.77-1.36) (Şekil 4.72). Bu anomali kaynak bölgesinde plajiyoklaz mineralinin kümülasyonunu göstermektedir.



Şekil 4.72. Ana kayaçların normalize kondrit/REE diyagramları (Boynton 1984'ten değiştirilerek alınmıştır)

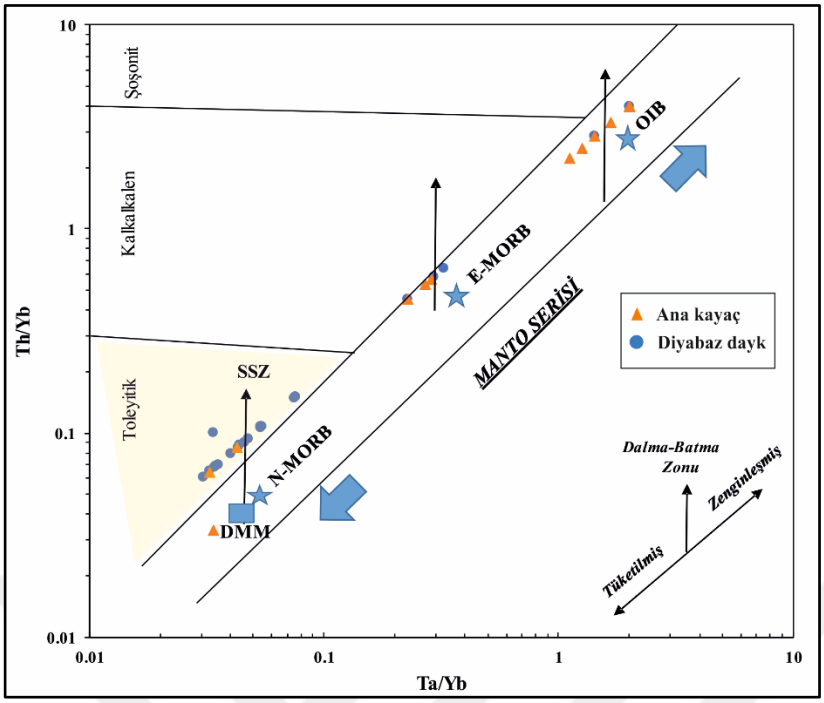
Diyabaz örneklerinde ise 3 (üç) numune hariç (İ16-3, İ10-5, İ17-2), diğer örneklerin N-MORB trendine benzerlik gösterdikleri gözlenmektedir. Diğer örneklerde ise hafif nadir toprak elementleri (LREE) az oranda tüketilme gösterirken, HRE elementleri ise yatay veya yataya yakın bir dağılım göstermekte $(La/Lu)_N$=(0.20-4.15) ve Eu elementi ise pozitif bir anomali göstermektedir $(Eu/Eu^*)_N$=(0.70-1.66) (Şekil 4.73). Bu anomali kaynak bölgesinde plajiyoklaz mineralinin kümülasyonunu göstermektedir.



Şekil 4.73. Diyabaz daykların normalize kondrit/REE diyagramı (Boynton 1984'den değiştirilerek alınmıştır)

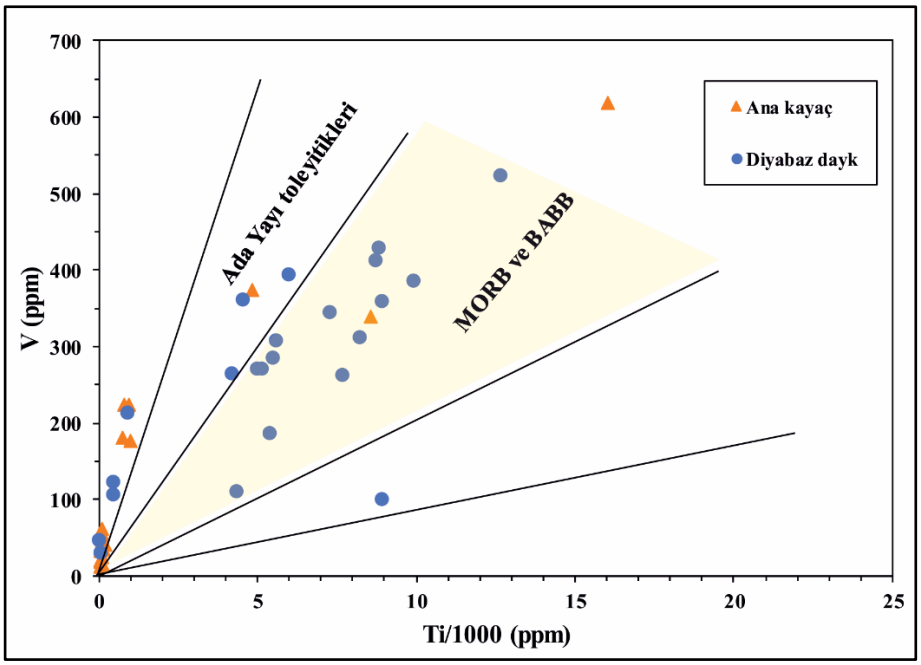
4.2.4. Petrojenetik özellikler

Petrojenetik yorumlamalarda alterasyona karşı son derece duraysız olan LIL elementleri yerine daha duraylı olan HFS elementleri tercih edilmektedir (Pearce 1982). Bu amaçla en çok kullanılan diyagram Th/Yb–Ta/Yb'dır (Pearce 1982). Yitim zonlarında, manto kamasındaki dalan levhadan kaynaklanan LIL elementlerinin zenginleşmesi, bu bölge kaynaklı kayaçların Th/Yb oranının artmasına sebep olmaktadır (Şekil 4.74). Şekil 4.74'te ana kayaçlarda Ta/Yb oranı diyabaz dayklarına göre daha yüksektir ve dayklarda ise Th/Yb oranı ana kayaçlara göre daha yüksektir. Bu durum diyabaz dayklarının ana kayaçlara göre dalma-batma zonu bileşenlerince daha zenginleşmiş olduğunu göstermektedir. Ana kayaç örneklerinin Th/Yb-Ta/Yb oranlarında bir dağılma göstermesi bu kayaçlarda gözlenen alterasyon ile ilgili olabilir.



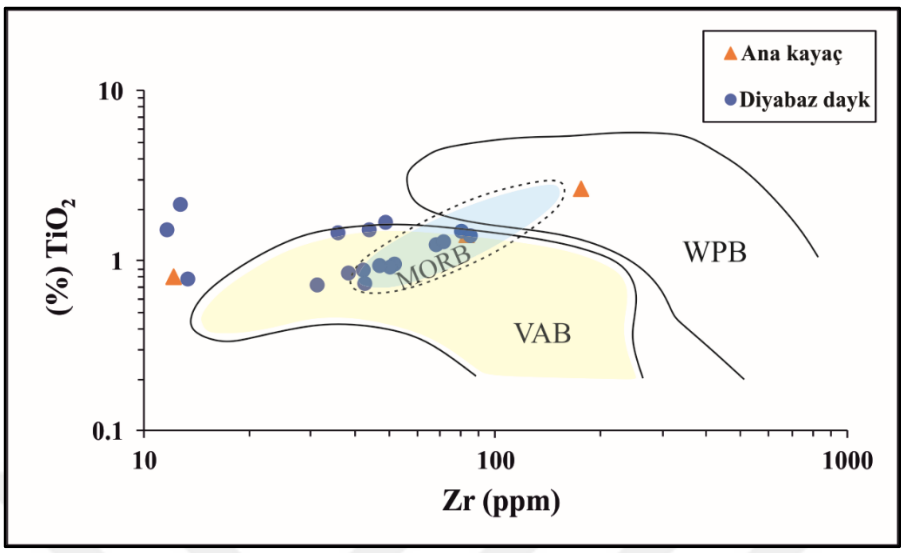
Şekil 4.74. Ta/Yb-Th/Yb diyagramı (Pearce 1982'den değiştirilerek alınmıştır)

Shervais (1982)'ın V-Ti/1000 diyagramına göre diyabaz örneklerinin büyük bir bölümünün okyanus ortası sırt bazaltları ve yay gerisi havza bazaltları alanında, ana kayaç örneklerinin ise genel olarak ada yayı toleyitikleri alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.75).



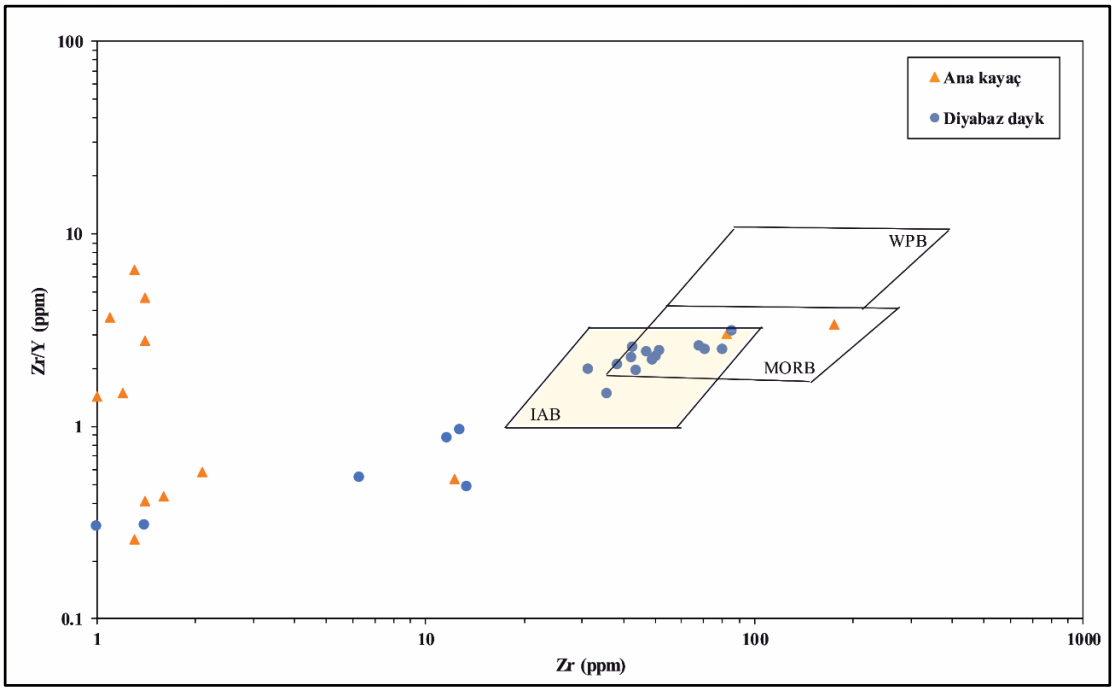
Şekil 4.75. V (ppm)- Ti/1000 (ppm) dağılım diyagramı (Shervais 1982'den değiştirilerek alınmıştır) (MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltları, BABB: Yay gerisi havza bazaltları)

TiO_2-Zr diyagramına göre (Pearce 1980) ana kayaç ve diyabaz örneklerinin volkanik yay bazaltları alanına düştüğü gözlenmiştir (Şekil 4.76).



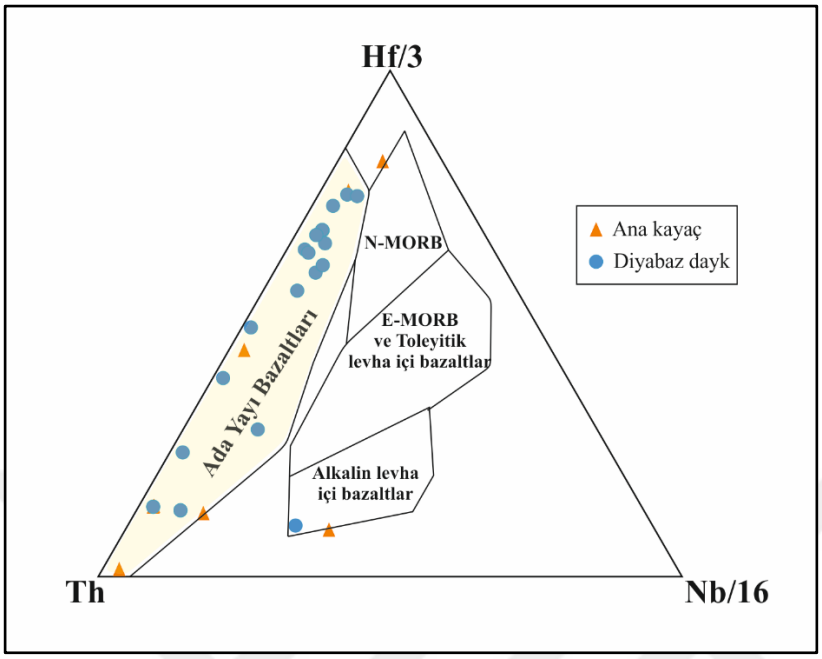
Şekil 4.76. TiO_2-Zr diyagramı (Pearce 1980'den değiştirilerek alınmıştır) (VAB: Volkanik yay bazaltları, WPB: Levha içi bazaltları, MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltları)

Pearce ve Norry (1979)'a göre Zr/Y-Zr tektono-magmatik ayırım diyagramında diyabaz örneklerinin ada yayı bazaltları ile okyanus ortası sırtı bazaltlarının kesişim bölümünde yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.77).



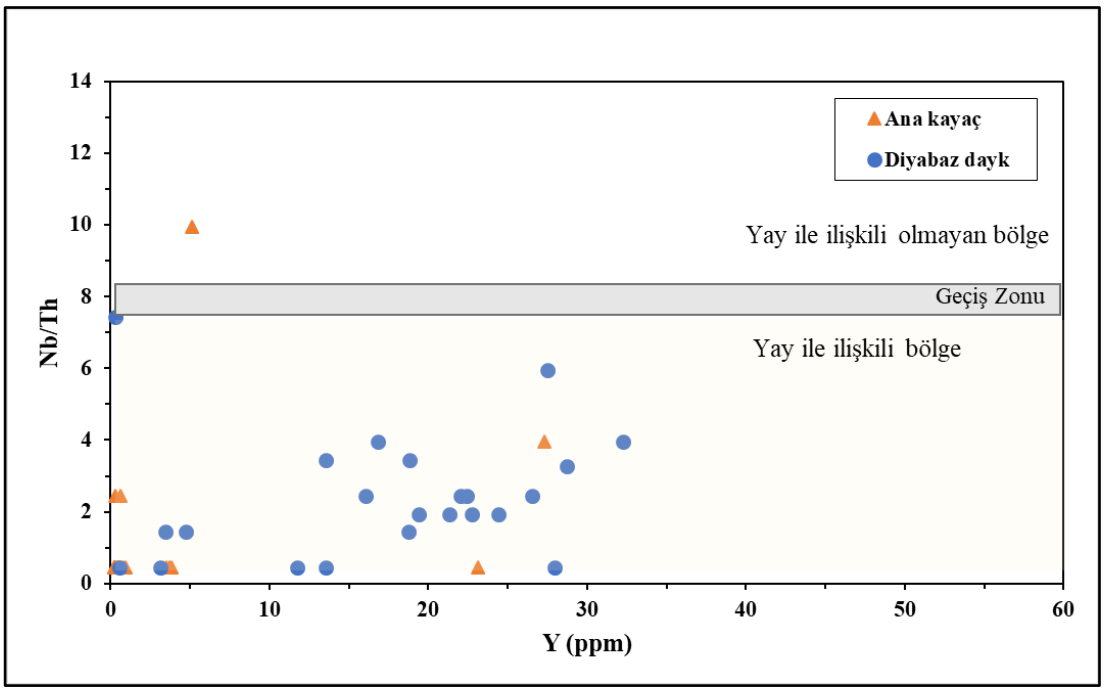
Şekil 4.77. Zr/Y-Zr tektono-magmatik ayırım diyagramı (Pearce ve Norry 1979'dan değiştirilerek alınmıştır) (WPB: Levha içi bazaltları, IAB: Ada yayı bazaltları, MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltlar)

Th-Hf/3-Nb/16 üçgen diyagramına göre (Wood 1980) ana kayaç ve diyabaz örneklerinin ada yayı bazaltları bölümüne düştüğü görülmektedir (Şekil 4.78).



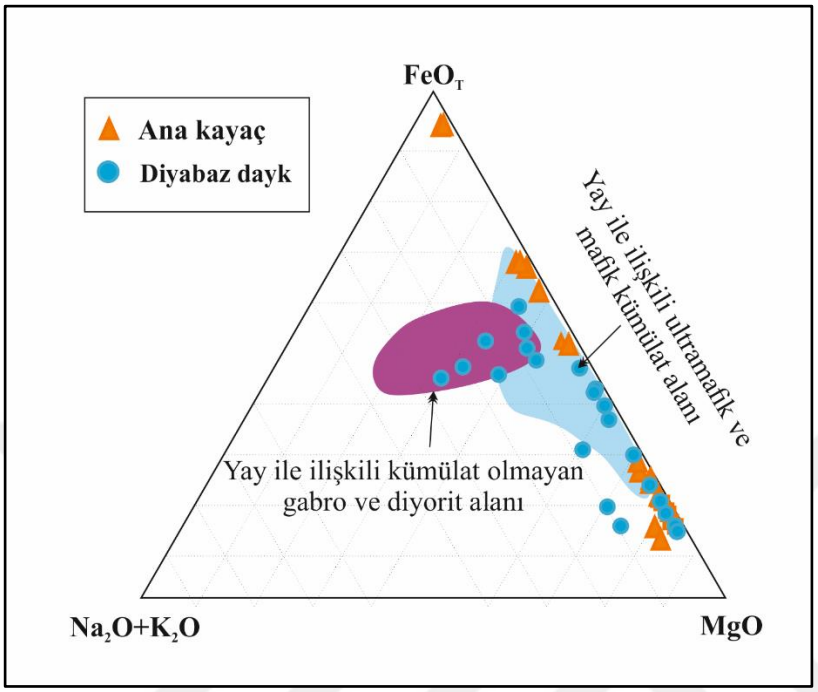
Şekil 4.78. Th-Hf/3-Nb/16 üçgen diyagramı (Wood 1980'den değiştirilerek alınmıştır)

Jenner vd. (1991)'in Nb/Th-Y diyagramında ana kayaç ve diyabaz örneklerinin tamamı yay ile ilişkili bölgeye düşmekte olup yitim kökenli ortamda oluştuklarını da desteklemektedir (Şekil 4.79).



Şekil 4.79. Nb/Th-Y diyagramı (Jenner vd. 1991'den değiştirilerek alınmıştır)

Jeokimyasal analiz sonuçları Tekirova ofiyoliti içerisinde yer alan ultramafik-mafik kayaçlar ile diyabaz dayklarının dalma-batma zonu ile ilgili bir ortamda oluştuğu gözlenmiştir (Şekil 4.70-4.80).



Şekil 4.80. AFM diyagramı (Beard 1986'dan değiştirilerek alınmıştır)

Bu kayaçlar ada yayı toleyitik ve yay gerisi havza bazaltlarının jeokimyasal karakteristik özelliklerini göstermektedir (Şekil 4.75-4.80). Bu verilere göre ana kayaçlar ve dayklarının, ada yayı toleyitik kökenli bir magmanın ürünü olarak tanımlanabilirler. Bu özellikleri ile Doğu Akdeniz bölgesinde yer alan diğer ofiyolitlere benzerlik göstermektedirler (Bağcı vd. 2006; Parlak vd. 2009; Furnes ve Dilek 2017)

5. SONUÇLAR

Çalışma kapsamında Antalya ofiyolit napları içerisinde yer alan Tekirova ofiyolitinin bir parçası olan ultramafik-mafik kayaçlar ile bu kayaçları kesen özellikle izole mafik dayklar ile ilgili petrografik, petrolojik ve jeokimyasal özellikleri tespit edilmeye yönelik ilk ayrıntılı çalışmadır.

Arazi çalışması kapsamında, güney bölümünde yer alan Tekirova-Çıralı sahil şeridi ile birlikte kuzey bölümünde yer alan Göynük, Çamyuva ve Kemer civarlarında 22 adet istasyondan alınan ultramafik-mafik kayaçlar ve izole dayklarda incelemelerde bulunulmuştur. Arazide ana kayaçlar ve dayklarda, genellikle, koyu yeşilimsi-yeşilimsi-açık yeşilimsi renkte, ince-orta taneli, alterasyonun (serpantinleşme) yaygın olduğu gözlenmiştir. Daykların kalınlıkları kuzey bölümde daha fazla, güney bölümde ise daha azdır. Ana kayaçlar ile kenar bölgelerinde genellikle ince taneli koyu yeşilimsi renkli soğuma zonlarına rastlanılmıştır.

Kuzey bölümünde yer alan Göynük, Çamyuva ve Kemer civarında ana kayaçlar genellikle mafik kayaçlardan ve güney bölümünde yer alan Tekirova-Çıralı sahil şeridinde genellikle ultramafik kayaçlardan oluşmaktadır. Kuzey bölümde yer alan izole dayklar güney bölüme göre daha azdır. Ayrıca, kuzey bölümde güney bölüme göre günlenme daha azdır.

Petrografik çalışmalar sonucunda ultramafik-mafik kayaçların dünit, klinopiroksenit ve serpantinit, izole daykların ise olivin diyabaz ve diyabaz bileşiminde olduğu tespit edilmiştir. Dünitlerde genellikle ağ doku; Klinopiroksenitlerde adkümülat doku; Serpantinitlerde ağ doku; Olivin diyabazlarda ofitik/subofitik ve intergranüler doku; Diyabazlarda ise ofitik/subofitik, intergranüler ve intersertal doku gözlenmiştir. Ayrıca dünitler ve serpantinitlerde az miktarda rutil, olivin diyabaz ve diyabazlarda az miktarda titanit minerali bulunmaktadır.

Petrografik çalışmalar sonucunda Dünitlerde serpantinleşme, uralitleşme ve iddingsitleşme; Klinopiroksenitlerde serpantinleşme, uralitleşme, kloritleşme, killeşme ve Serpantinitlerde ise serpantinleşme, iddingsitleşme, karbonatlaşma ve killeşme gözlenmiştir. Olivin diyabazlarda iddingsitleşme, uralitleşme, opasitleşme, killeşme, sossuritleşme, karbonatlaşma ve diyabazlarda ise uralitleşme, killeşme, sossuritleşme, karbonatlaşma, kloritleşme ve serpantinleşme gözlenmiştir.

XRD ve SEM analiz sonuçlarına göre birincil ve ikincil mineral türleri tespit edilmiş, birincil mineral olarak olivinlerin forsferit, klinopiroksenlerin ojit ve diyopsit, ayrıca az oranda manyetit, kromit, spinel, rutil, titanit ve zirkon mineralleri bulunmaktadır. Ayrıca, ikincil mineral olarak lizardit, klinoklor, klinozioisit, kalsit ve smektit olduğu gözlenmiştir.

Jeokimyasal analiz sonuçlarına göre ultramafik-mafik ana kayaçlar peridotitik, izole dayklar ise gabroik bileşimli olup; subalkalen karakterlidirler. Hem ana kayaçlar

hem de dayklar AFM diyagramına göre genellikle toleyitik özellik göstermektedirler. N-MORB normalize multi-element diyagramlarına göre ana kayaçlar ve izole dayklarda genellikle LIL elementlerinde zenginleşme, HFS elementlerinde ise tüketilme gözlenmiştir. Normalize kondrit diyagramında her iki kayaç türünde de, genellikle HRE elementlerine göre LRE elementlerinde çok az tüketilme gözlenmektedir.

Jeokimyasal analiz sonuçlarına göre ultramafik-mafik kayaçların ve diyabaz dayklarının dalma-batma zonunda oluşan ofiyolitik karakterde ve yitim zonunda dalan levhadan ayrılan ergiyiklerin manto kamasını zenginleştirmesi ile oluşan ergiyiklerle ilişkili olarak yay ile ilgili bir ortamda (dalma-batma zonu ofiyolitleri) oluştuğu belirtilebilir.

6. KAYNAKLAR

Anonim 1: http://www.antalyakulturturizm.gov.tr/TR,68066/genel-bilgiler.html [Son erişim tarihi: 30.03.2018].

Anonim 2: http://kemer.batiakdeniz.com/genelbilgi.php?gbid=62 [Son erişim tarihi: 30.03.2018].

Anonim 3: http://www.wikizero.com/index.php?q=aHR0cHM6Ly90ci53aWtpcGVkaWEub3JnL3dpa2kvRG9zeWE6TGF1cmFzaWEtR29uZHdhbmEuc3Zn[Son erişim tarihi: 30.03.2018].

Anonim 4: http://www.medellin.unal.edu.co/~rrodriguez/geologia/ofiolitas/Lecture%206%20Layered%20basic%20intrusions.htm [Son erişim tarihi: 05.03.2018]

Anonim 5:http://www.wikizero.com/index.php?q=aHR0cHM6Ly9lbi53aWtpcGVkaWEub3JnL3dpa2kvU3ltcGxlY3RpdGU [Son erişim tarihi: 15.04.2018]

Anonim 6: http://www.alexstrekeisen.it/english/meta/olivine.php[Son erişim tarihi: 15.04.2018]

Bağcı, U. 2004. Kızıldağ (Hatay) ve Tekirova (Antalya) Ofiyolitlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi. Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi, 255 s.

Bagci, U., Parlak, O., Hock, V. 2006. Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulate rocks form the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey). Geological Journal, 41:193-219.

Bagci, U. ve Parlak, O. 2009. Petrology of the Tekirova (Antalya) ophiolite (Southern Turkey): evidence for diverse magma generations and their tectonic implications during Neotethyan-subduction. International Journal Earth Sciences, 98:387-405.

Bagci, U., Parlak, O., Hock, V. 2010. Tectonic Significance of the Geochemistry and Petrology of the Tekirova (Antalya) Ophiolite, Southern Turkey. International Multidisciplinary Scientific GeoConference (SGEM).

Beard, J. S. 1986. Characteristic Mineralogy of Arc Related of Cumulate Gabbros: Implication for the Tectonic Setting of Gabbroic Plutons and for Andesite Genesis. Geology, 14(10): 848-851.

Beccaluva, L., Coltorti, M., Giunta, G., Siena, F. 2004. Tethyan vs. Cordilleran Ophiolites: A reappraisal of distinctive tecton-magmatic features of Supra-Subduction Complexes in RElation to the Subduction Mode. Tectonophysics. 393(1): 163-174.

Brunn, J.H., Dumont, J.F., Graciaansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A. 1971. Outline of the Western Taurides. Geology of the Turkey: (Edit. Angus s. Compbelli). Petroleum Exploration Society of Libya, 225-255.

Boudier, F., Chouchz, J.F., Nicolas, A., Cannat, M., Ceuleneer, G., Misseri, E., Monthgy, R. 1985. Kinematics of Oceanic Thrusting in the Oman Ophiolite: Model for Plate Convergence. Earth Planet. Sci. Lett., 75, 215-222.

Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp. 63-114.

Coleman, R.G. 1971. Plate Tectonic Emplacement of Upper Mantle Peridotites along the Continental Edges. Journal of Geophysical Research, 76, 1212-1222.

Çelik, Ö.F. and Delaloye, M. 2003. Origin of metamorphic soles and their post-kinematic mafic dyke swarms in the Antalya and Lycian ophiolites, SW Turkey. Geological Journal 38, 235–256.

Çelik, Ö. F. 2007. Metamorphic Sole Rocks and Their Mafic Dykes in the Eastern Tauride Belt Ophiolites (Southern Turkey): İmplications for OIB Type Magma Generation Following Slab Break-off. Geological Magazine, 144: 849– 866

Çelik, Ö. F., Chiaradia, M. 2008. Geochemical and Petrological Aspects of Dyke Intrusions in the Lycian Ophiolites (SW Turkey): A Case Study for the Dyke Emplacement along the Tauride Belt Ophiolites. International Journal of Earth Sciences, 97: 1151–1164

Çolakoğlu, A.R., Sayit, K., Günay, K., Göncüoğlu, M.C. 2012. Geochemistry of mafic dykes form the Southeast Antaloian ophiolites, Turkey: Implications for an intra-oceanic arc-basin system. Lithos. 132-133: 113-126.

Delaune-Mayere, M., Marcoux, J., Parrot, J. F. Ve Poisson, A. 1977. Modele d'Evolution Mesozoique de La Paleomarge Tethysienne au Niveau Des Nappes Radiolaritiques et Ophiolitiques du Taurus Lycien, d'Antalya et du Baer-Bassit. In: Biju-Duval, B., Montadert, L., eds., International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basin, Split, Octobre 25–29, 1976, Technip, Paris. 79–94.

Dewey, J.F. and Bird J.M. 1971. Origin of Emplacement of Ophiolite Suite: Appalachian Ophiolites in Newfoundland. Journal of Geophysical Research, 76, 3179-3206.

Dilek, Y. ve Moores, E.M. 1990. Regional tectonics of the Eastern Mediterranean ophiolites. In: Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A. ve Xenophontos, C. (eds.). Ophiolites-Oceanic Crustal Analogues. Proceedings of Troodos Ophiolite Symposium. 1987, 295-309.

Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B. R. 1999. Structure and Petrology of Tauride Ophiolites and Mafic Dyke İntrusions (Turkey): İmplications for the Neotethyan Ocean. Geological Society of America, 111: 1192–1216

Dilek, Y. and Furnes, H. 2014. Ophiolites and Their Origins. Elements. 10(2):93-100.

Dilek, Y. and Furnes, H. 2017. Geochemical Characterization of Intermediate to Silicic Rocks in the Global Ophiolite Record. Acta Geologica Sinica. 1, 8-9.

Dumont, J.F. ve Kerey, E. 1975. Eğirdir gölü güneyinin temel jeolojik etüdü. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni. 18/2, 169-174.

Elitok, O. 2012. Geology, geochemistry and geodynamic implications of the mafic-ultramafic rocks form the northen part of the Antalya Complex, SW Turkey. Tectonophysics, 568-569:335-356.

Etiope, G., Schoell, M., Hosgörmez, H. 2011. Abiotic methane flux from the Chimaera seep and Tekirova ophiolites (Turkey): Understanding gas exhalation from low temperature serpentinization and implications for Mars. Earth and Planetary Science Letters, 310(2011): 96–104.

Erkan, Y. 2013. Kayaç Oluşturan Önemli Minerallerin Mikroskop Altında İncelenmesi. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları. 436 s.

Gass, I. G. 1967. The Ultrabasic Volcanic Assemblages of The Troodos Massif, Cyprus. In: Wyllie, P.J. (ed.). Ultramafic and Related Rocks, John Wiley, New York, 121-134.

Gass, L.G., Neary, C.R., Plant, J., Robertson, A.H.F., Simonian, K.O., Smewing, J.D., Spooner, E.T.C., and Wilson, R.A.M. 1975. Comments on "The Troodos Ophiolite Complex was Probably Formed in an Island Arc", by A. Miyashiro, and Subsequent Correspondence by H. Hynes and A. Miyashiro. Earth and Planetary Science Letters, 25, 236-238.

Gençalioğlu Kuşcu, G. 2000. Magmatik Kayaç Dokuları Atlası, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, 55:56s

Günay K., Çolakoğlu A.R., Çakır Ü. 2012. Yüksekova Kompleksinde (Özalp-Van, Türkiye) peridotitleri kesen diyabaz dayklarının jeokimyasal özellikleri ve rodenjitleşme. MTA Dergisi, 144, 1-22.

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Science, 8, 523-548.

Irvine, T.N. 1987. Layering and related structures in the Duke Island and Skaergaard intrusions: Similarities, differences and origins, in Parsons, I., ed., Origins of igneous layering: North American Treaty Organization ASI series C, v. 196, p. 185–245.

Jackson, E.D. 1971. The Origin of the Ultramafic Rocks by Cumulus Processes. Forstschr. Miner. 48,1, 128-174.

Jenner, G. A., Dunning, G. R., Malpas, J., Brown, M., Brace, T. 1991. Bay of Islands and Little Portcomplexes, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction-zone origin. Canadian Journal of Earth Sciences, 28,16: 35-52.

Juteau, T. 1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Tauride occidentales, Turquie). Sciences de la Terre, Nancy, 15, 265–288.

Juteau, T. ve Whitechurch, H. 1980. The magmatic cumulates of Antalya (Turkey): evidence of multiple intrusions in an ophiolitic magma chamber. In: Panayiotou A (ed) Proceedings of international ophiolite symposium, Geological Survey, Cyprus, 377–391.

Kalafatçıoğlu A. 2015. Antalya Körfezi Batı Kısmının Jeolojisi. MTA Dergisi, 82-131.

Kavak, Ş.K., Parlak, O. ve Temiz, H. 2017. Geochemical characteristics of ophiolitic rocks from the southern margin of the Sivas basin and their implications for the Inner Tauride Ocean, Central-Eastern Turkey. Geochemica Acta, 29, 1, 160-180.

Kibici Y. 2007. Petrografi, Doğlat Kırtasiye 350 s.

Kurt M.A. 2004. Ulukışla (Niğde) Volkanosedimanter İstifini Kesen Gabroyik ve Diyoritik Dayklarının Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Mersin Üniversitesi, 71 s.

Lefevre, R. 1967. Un nouvel element de la geologie du Taurides Lycien: Les Nappes d'Antalya (Turquie): C.R.A.S. Paris. 263, 1365-1368.

Lytwyn, J.N. and Casef, J.F. 1995. The geochemistry of postkinematic mafic dyke swarms and subophiolitic metabasites, Pozantı- Karsantı ophiolite, Turkey: evidence for ridge subduction. Geological Society of America Bulletin 107, 830–850.

Middlemost, E. A. K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews, 37, 215-224.

Miyashiro A (1973) The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth and Planetary Science Letters 19: 218-224

Moores, E.M., 1982. Origin and Emplacement of Ophiolites. Reviews of Geophysics and Space Physics, 20, 735-760 p.

Moores, E.M., Kellogg, H., Yıldırım, D. 2000. Tethyan ophiolites, mantle convection, and tectonic "historical contingency": A resoliution of the "ophiolite conundrum". Geological Society of America, 349: 3-12.

Nicolas, A. 1989. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Series in Petrology and Structural Geology 4, Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, p.367.

Okay, A.İ. 2008. Geology of Turkey: A synopsis. Anschnitt, 21, 19–42.

Özgül, N. 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. Geology of the Taurus Belt, MTA, Ankara. 77-90.

Parlak, O. 2016. The Tauride Ophiolites of Anatolia (Turkey): A review. Journal of Earth Science, 27(6):901-934.

Parlak, O. 2000. Geochemistry and Significance of Mafic Dyke Swarms in the Pozantı-Karsantı Ophiolite (Southern Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, 9:29-38.

Parlak, O., Delaloye, M. and Bingöl, E. 1995. Origin of subophiolitic metamorphic rocks beneath the Mersin ophiolite, southern Turkey. Ofioliti 20, 97–110.

Parlak, O. and Delaloye, M. 1996. Geochemistry and timing of postmetamorphic dike emplacement in the Mersin ophiolite (southern Turkey): new age constraints from 40Ar/39Ar geochronology. Terra Nova 8, 585–592.

Parlak, O., Yılmaz, H., Boztuğ, D. 2006. Origin and Tectonic Significance of the Metamorphic Sole and Isolated Dykes of the Divri¤i Ophiolite (Sivas, Turkey): Evidence for Slab Break-off prior to Ophiolite Emplacement. Turkish Journal of Earth Sciences. 15, 25-45.

Pearce J.A. and Norry M.J. 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69; 33–47.

Pearce J.A. 1980. Geochemical evidence for the genesis and eruptivesetting of lava from Tethyan ophiolites. In: Panayiotou A (ed)Proceedings of the seminar on ophiolits. Geological Survey Department, Ncosia, pp 261–272

Pearce, J.A. 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe, J. S (ed.), Andesites, John Wiley, New York: 525-548.

Pearce, J.A. Lippard, S.J. and Roberts, S. 1984. Characteristics and Tectonic Significance of Suprasubduction Zone Ophiolites. In: KOKELAAR, B.P. and HOWELLS, M.F. (eds.) Marginal Basin Geology. Geological Society of London Special Publication, 16, 77-89.

Pehlivan, R. ve Yılmaz, O. 2005. Hidrojeokimya. İstanbul Üniversitesi yayınları ders kitabı. İ.Ü. yayın no: 4573, fakülte yayın no: 112, ISBN no: 975-404-750-2. 160 s.

Pişkin, Ö. 2010. Ofiyolitler nedir? Gözlemler, Hipotezler Sorunlar, Yorumlar. Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yayınları: 329, İzmir, 133 s.

Rollinson, H.R.1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Johhn Wiley&Sons, New York, 352 pp.

Reuber, I. 1984. Mylonitic Ductile Shear Zones within Tectonites and Cumulates as Evidence for an Oceanic Transform Fault in the Antalya Ophiolite SW Turkey. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds) the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. Publ. of Geol. Soc. of London, 17, 319-333.

Robertson, A.H.F. Woodcock, N.H. 1980. Strike-slip related sedimantation in the Antalya Complex, SW Turkey, South West, Earth Planet. Sci Lett. 54, 323-345.

Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H. 1981a. Bilalyeri Group, Antalya Complex: deposition on a Mesozoic passive continental margin, SW Turkey, Sedimentology, 28, 382-399.

Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H. 1981b. Alakırçay Group, Antalya Complex, SW Turkey: a deformed Mesozoic carbonat margin, Sedimentary Geology, 30, 95-131.

Robertson, A.H.F. Woodcock, N.H. 1981c. Gödene zone, Antalya Complex: volcanism and sedimentation along a Mesozoic continental margin, SW Turkey, Geol. Rundschau, 70, 3, 517-562.

Robertson, A.H.F. 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. Lithos 65, 1–67.

Robertson, A. H. F., Parlak, O., Metin, Y. 2013. Late Palaeozoic–Cenozoic Tectonic Development of Carbonate Platform, Margin and Oceanic Units in the Eastern Taurides, Turkey. In: Robertson, A. H. F., Parlak, O., Ünlügenç, U. C., eds., Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publication, 372: 167–218.

Shervais, J.W. 1982. Ti–V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. Earth Planet. Sci. Lett. 59, 101–118.

Shervais, J.W. 2001. Birth, death, and ressurection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. Geoch. Geophys. Geosystems, 2.

Streckeisen, A.L. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. Geologische Rundschau. 63(2).

Sun, S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes, in Magmatism in the Ocean

Basins, (Saunders, A.D., Norry, M.J. eds). Geological Special Publication, 42:313-345.

Şahin, S.Y. 2011. Mineraloji-Petrografi Ders Notları.

Şenel, M., Dalkılıç H., Gedik İ., Serdaroğlu M., Bölükbaşı A.S., Metin, S., Esentürk, K., Bilgin A.Z., Oğuz, M.F., Korucu M. ve Özgül N. 1992. Eğirdir-Yeşarbademli-Gediz ve Geriş-Köprülü (Isparta-Antalya) arasında kalan alanların jeolojisi. TPAO Raporları. 3132. MTA Raporları. 9390 (yayınlanmamış).

Şenel, M., Gedik İ., Dalkılıç H., Serdaroğlu M., Bilgin A.Z., Uğuz M.F., Bölükbaşı A.S., Korucu M., Özgül N. 1996. Isparta Büklümü doğusunda, otokton ve allokton birimlerin stratigrafisi (Batı Toroslar). MTA Dergisi, 118, 111-160.

Şenel, M. 1997. 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Antalya-L10, L11, L12

M10, M11 paftaları, MTA, Ankara.

Şenel, M. 2010. 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Antalya-O24, O25, P24-P25, paftaları, MTA, Ankara.

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.

Tatu M. 2005. Baskil Granitoyidi İçerisindeki Sin-Plütonik Mafik Dayk ve Anklavların Petrografisi ve Jeokimyası. Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniversitesi, 47 s.

Tümüklü, A. 2005. Mazmılı (Pozantı-Karsantı Ofiyolitik İstifi) Yöresindeki Kromit Cevherleşmelerinin Jeolojik-Metalojenik ve Jeokimyasal İncelenmesi. Doktora Tezi. Çukurova Üniversitesi, 151 s.

Unal, S., Yalcin, M.G., Ocak, S., Yalcin, R. and Ozmen, S.F. 2018. Computation of gamma radioactivity of natural rocks in the vicinity of Antalya province and its effect on health. Kerntechnik. 83, 112-120.

Ustaömer, P.A. 2009. Orojenik kuşaklar ve Kıtasal Kabuğun Evrimi, Okyanusal Evrim ve Kökeni. Ders Notları.

Vardar, M. ve Koçak, C. 2013. İnşaat Jeolojisi Ders Notları. Maden Fakültesi, İstanbul Teknik Üniversitesi.

Vergili, Ö. ve Parlak, O. 2005. Geochemistry and tectonic setting of metamorphic sole rocks and mafic dikes from the Pınarbaşı (Kayseri) ophiolite, central Anatolia. Ofioliti 30, 37–52

Wager, L.R., Brown, G.M., and Wadsworth, W.J. 1960. Types of Igneous Cumulates. Journal of Petrology, 1, 73-85.

Whitechurch, H., Juteau, T. ve Montigny, R. 1984. Role of the Eastern Mediterranean ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in the history of the Neo-Tethys. In: Dixon, J.E. ve Robertson, A.H.F. (eds.) the geological evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. Publ. of Geol. Soc. Of London, 17, 301-319.

Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planet. Sci. Lett. 50 (1), 11–30.

Woodcock, N.H. ve Robertson, A.H.F. 1977. Imbricate thrust belt tectonics and sedimentation as a quide to emplacement of part the Antalya Complex, SW Turkey, Int. Sixth Coll. on the Geology of the Aegean Region, E. İzdar, E., E. Nakoman (eds), İzmir, Piri Reis Int. Conf. Series Publ., 2, pp.661-670.

Yalcin, M.G. and Unal, S. 2018. Natural radioactivity levels and associated radiation hazards in ophiolites around Tekirova, Kemer, and Kumluca touristic regions in Antalya, Turkey. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 316, 1, 321-330.

Yalçın H., Bozkaya Ö., Yılmaz C. 2015. Tekirova (Antalya) Ofiyolit Napı Kayaçlarının Alterasyon Mineralojisi ve Jeokimyası. Türkiye Jeoloji Bülteni, 58, 63-88.

Yıldırım, N. 2008. Tekman-Pasinler (Erzurum) arasında Yüzeylenen Ofiyolitik Birimlerin Jeolojisi ve Petrografik Özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi, 91 s.

Yılmaz, P.O. 1981. Fossils and K-Ar Data fort he Antalya Complex, SW Turkey. In: Dixon, J.E., and Robetson, A.H.F. (eds.) the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. Publ. Of Geol. Soc. Of London, 17. 119-127.

Yılmaz, P.O. 1984a. Fossils and K-Ar data fort he Antalya Complex, SW Turkey, The geological evolution of the Eastern Mediterranean, ed: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F., Geological Soc. Publ., 17, pp.301-318.

Yılmaz, P.O. 1984b. The Alakırçay unit, Antalya Complex, a tectonic enigma, Geology of the Taurus Belt, O. Tekeli, M.C. Göncüoğlu (eds), Int. Sym. 26-29 Sep., 1983, Ankara, 27-42.

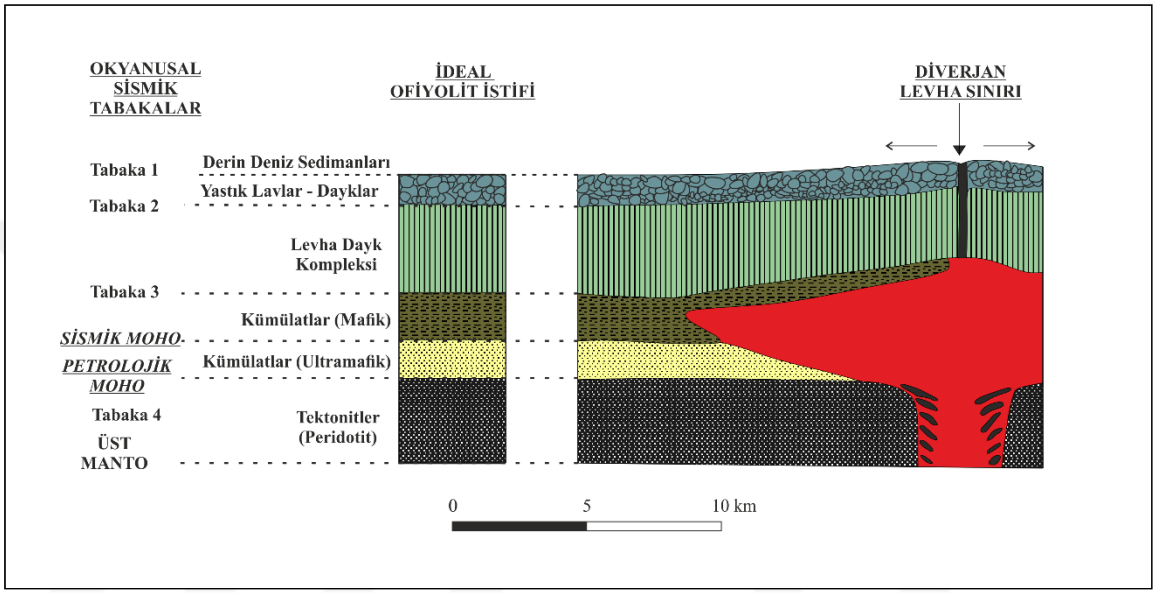
Yılmaz, C. 2014. Tekirova ofiyolit Nap'ında (Kemer-Altınyaka, GB, Antalya) serpantinleşme ile ilişkili mineral oluşumlarının incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi, 90 s.

Yumul G.P. Jr. and Balce G.R. 1994. Supra-subduction zone ophiolite as favorable hosts for chromitite, platinum and massive sulfide deposits. J. SE Asian Earth Sci. 10, 65-79.

7. EKLER

EK-1. OFİYOLİTİK KAYAÇLAR

Tektonik olarak kıta kenarlarına yerleşen, üst mantonun ve eski okyanusal kabuğun kalıntılarını ifade eden ofiyolitler, orojenik kuşaklar içinde yer almakta olup; yakınlaşan levha kenarlarında yiten okyanusal alanların izi ve kenet kuşaklarını temsil etmeleri açısından önemlidirler (62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 13-17 Nisan 2009, MTA-Ankara) (Şekil 1).

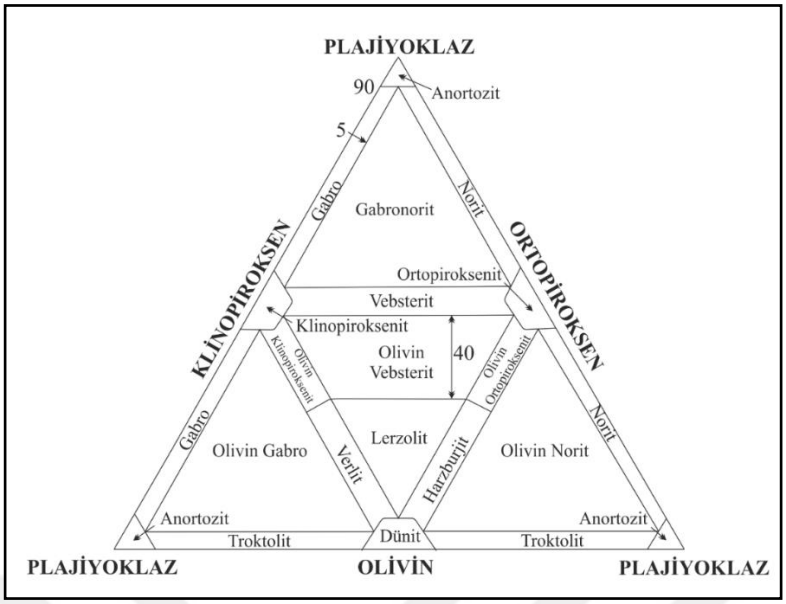


Şekil 1. Ofiyolit serisi ile okyanusal kabuğun karşılaştırılması (Gass vd. 1975'den değiştirilerek alınmıştır)

Ofiyolit terimini ilk kez Brogniart (1821) tarafından Apenin Dağları'nda (İtalya) yaptığı çalışmada ultramafik, gabroyik, diyabazik ve volkanik kayaçlardan oluşan birlik olarak tanımlamıştır. Steinmann (1927), Akdeniz bölgesinde yer alan serpantinit, bazalt ve radyolaritin kökenlerinin farklılığı üzerine çalışma yapmıştır. Roover (1957) ve Vuagnat (1964) ofiyolitleri, peridotitlerin altına yerleşen ve bazaltik kayaçların üzerinde oluşan kısmi ergime sonucu oluştuğunu söylemişlerdir (Yıldırım ve Furnes 2014).

Amerika Jeoloji Topluluğu tarafından düzenlenen Penrose (Amerika) konferansında (1972) mafik ve ultramafik kayaçların (Şekil 2) oluşturduğu birliğin adı olarak "ofiyolit" terimi kabul edilmiştir fakat bu konferansta kabul edilen ofiyolit tanımında sedimanların ve levha dayk kompleksinin yer almaması eleştirileri de beraberinde getirmiştir (Bağcı 2004). Ayrıca Penrose Konferansında ofiyolitler ile okyanusal kabuğun karşılaştırılması yapılarak benzerlik olduğu ifade edilmiştir (Yıldırım ve Furnes 2014).

1960'lı yıllarda levha tektoniği kuramındaki gelişmeler ışığında, orojenik kuşakların tektonik evrimi, eski okyanusal havzaların paleocoğrafyası, manto kimyası, okyanus ortası rift süreçleri gibi okyanusal kabukta oluşan yapısal süreçlerde ofiyolitler kullanılmıştır (Yıldırım ve Furnes 2014).



Şekil 2. Ultramafik-mafik kayaçların üçgen diyagram sınıflandırılması (Streckeisen 1974'ten değiştirilerek alınmıştır)

Eksiksiz ve ideal ofiyolit serisini oluşturan kayaçlar alttan üste doğru aşağıdaki gibi tanımlanmıştır (Şekil 3):

1- Üst manto peridotitleri: Bu tabakada yaygın olarak lerzolit, harzburjit, dünit mercekleri ile kromitler yer almaktadır. Harzburjitik kayaçlar ilksel klinopiroksenlerin tüketilmesi ile oluşmuş ve yüksek dereceli kısmi ergimeler sonucu oluşan restitler olarak ifade edilmektedir.

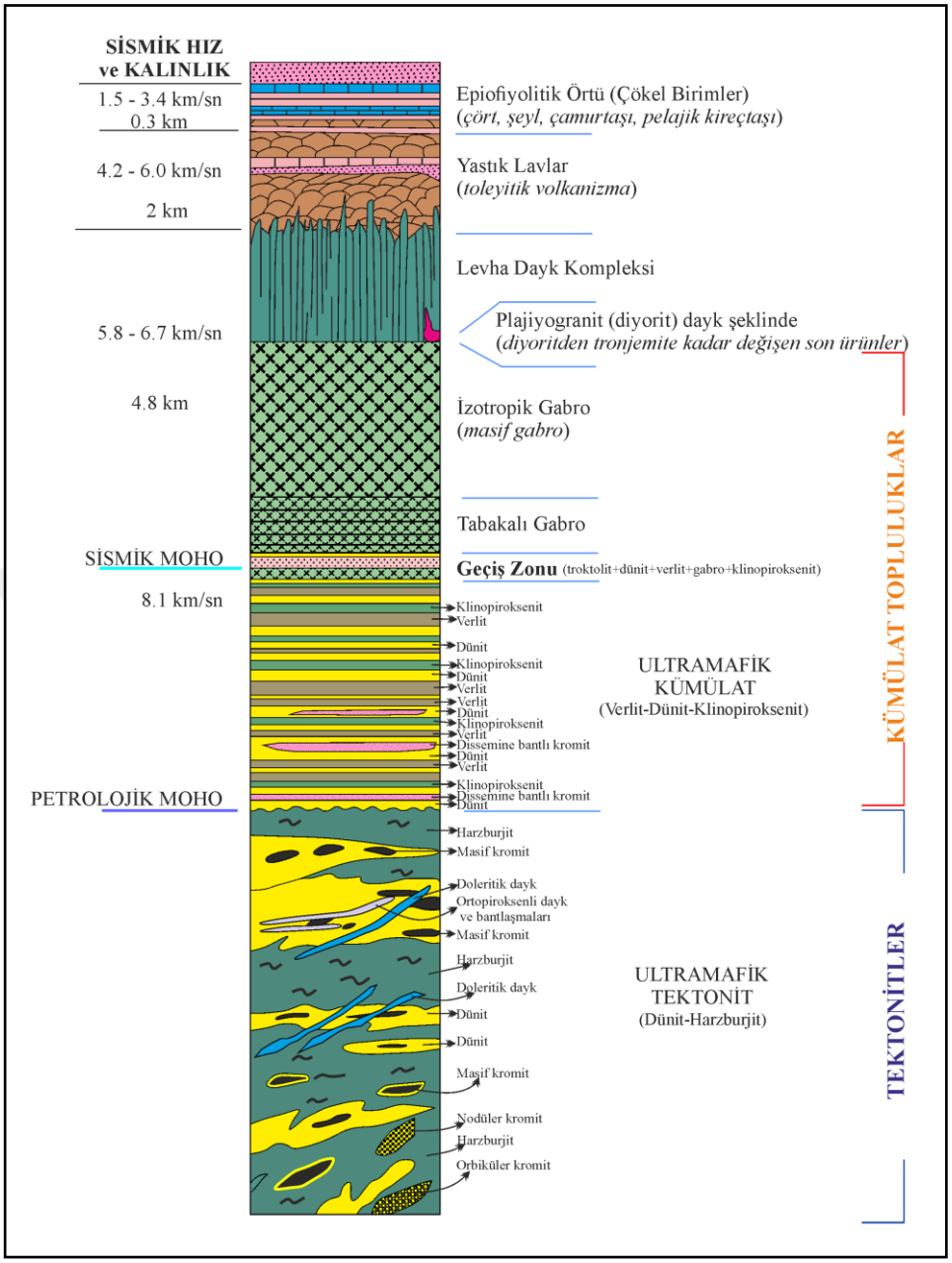
2- Tabakalı ultramafik-mafik kayaçlar: Bu kayaçlar manto-kabuk arasındaki geçiş bölümünde, okyanusal litosferde hızlı yayılma ile oluşmaktadır.

3- İzotropik mafik kayaçlar: Tabakalı kayaçların üzerinde yer alır ve olivinli gabro, gabro, troktolit, anortozit bileşimlidir.

4- Levha dayk kompleksi: İzotropik gabroların üzerinde yer almaktadır. Bu daykların kalınlığı genellikle 1.5 km üzerinde olup dikey olarak bulunmaktadır. Dayklar, paralel uzanan faylar tarafından kesilmektedir. Dayklar sırt ekseninden uzağa bakan kenarları iç zona göre daha hızlı soğur, bunun sonucunda camsı hızlı soğuma kenarları gelişir.

5- Mafik volkanik kayaçlar: Yastık lavlar, yastık yapılı breşler ve altta bazaltik andezit ve bazaltik bileşimli ve üstte ise andezit, dasit ve riyolitten oluşan masif lav akıntıları içeren bölümdür.

6- Derin deniz sedimanları: Çört, radyolarit, ince tabakalı şeyl, manganlı çamurtaşı, türbidit ve kırmızı pelajik kireçtaşı vb. içerir.

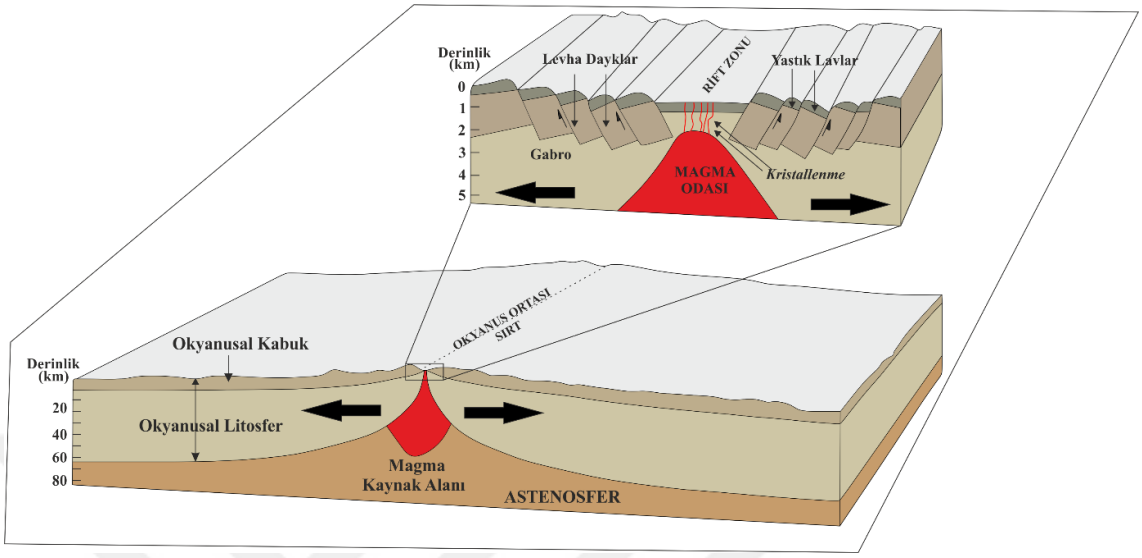


Şekil 3. Eksiksiz ofiyolit serisi (Yıldırım 2008'den değiştirilerek alınmıştır)

Ofiyolit serisini oluşturan birimler, bazen tam seri olarak görünmeyebilir. Bu tür dizilere "kısmi, parçalanmış veya eksikli ofiyolitler" adı verilmektedir. Ayrıca, tektonik faaliyetler nedeniyle serinin bazı seviyeleri farklı yerlerde bulunabilir. Bu tür ofiyolitlere ise "düzensiz ofiyolitler" denilmektedir (Tümüklü 2005). Eğer ofiyolitleri etkileyen bir metamorfizma var ise seri metamorfik ofiyolitler olarak isimlendirilmektedir (Bağcı 2004).

- Ofiyolitlerin oluşum ortamları ile ilgili okyanus ortası sırt ofiyolitleri (MOR) (Gass 1967; Coleman 1971; Dewey ve Bird 1971) ve dalma-batma zonu ofiyolitleri (SSZ: Supra-Subduction Zone) (Pearce vd. 1984; Shervais 2001) olarak iki temel görüş kabul edilmektedir:

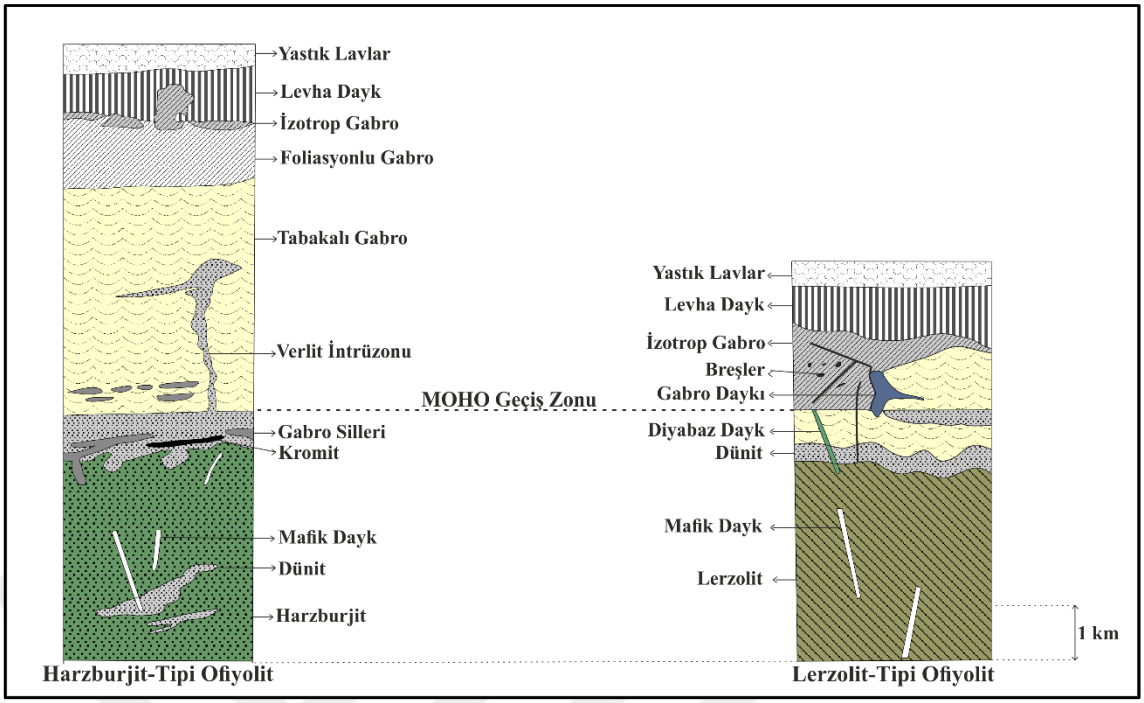
1. Levha tektoniği kuramına göre diverjan (uzaklaşan) levha sınırlarında deniz tabanı yayılması sonucu oluşan yapısal ve stratigrafik özelliklerine göre tanımlanan okyanus ortası sırt ofiyolitler (MOR) (Şekil 4),



Şekil 4. Okyanus ortası sırt ofiyolit oluşumu (Ustaömer 2009'dan değiştirilerek alınmıştır)

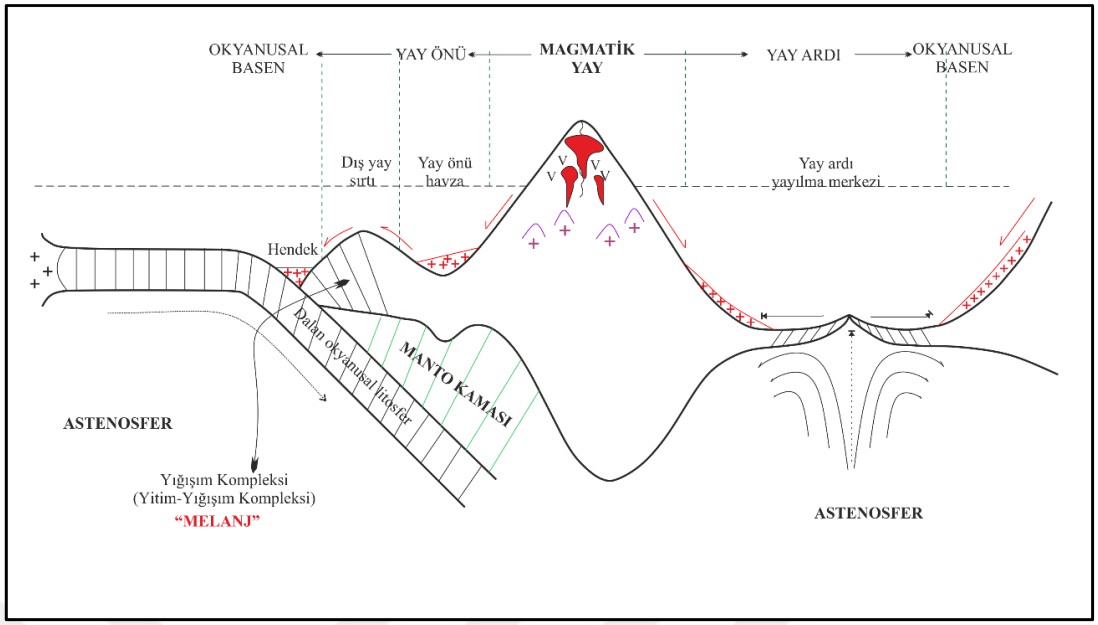
Ofiyolitlerin oluşum ortamları olarak okyanus ortası sırt modelini savunan araştırmacılar, okyanus ortası sırt ofiyolitleri bileşimlerine bağlı olarak ikiye ayrılmıştır (Boudier ve Nicolas 1985; Nicolas 1989) (Şekil 5):

- Harzburjit-Tipi Ofiyolitler (HOT): Hızlı yayılma sonucu oluşan harzburjitik ofiyolitlerdir. Çok kalın bir gabro düzeyi bulunmaktadır. Bu tip ofiyolitlerde harzburjit ve dünit egemen olup; verlitik intrüzyonlar görülmektedir (ör: Umman, New Caledonia, Papua)
- Lerzolit-Tipi Ofiyolitler (LOT): Yavaş yayılma sonucu oluşan lerzolitik ofiyolitlerdir. İnce bir gabro düzeyi bulunmaktadır. Bu tip ofiyolitlerde lerzolit ve deforme gabro egemen olup; levhamsı dayklar ofiyolit serisinin alt birimlerine kadar uzanmaktadır (ör: Trinity, Liguria, Othris).



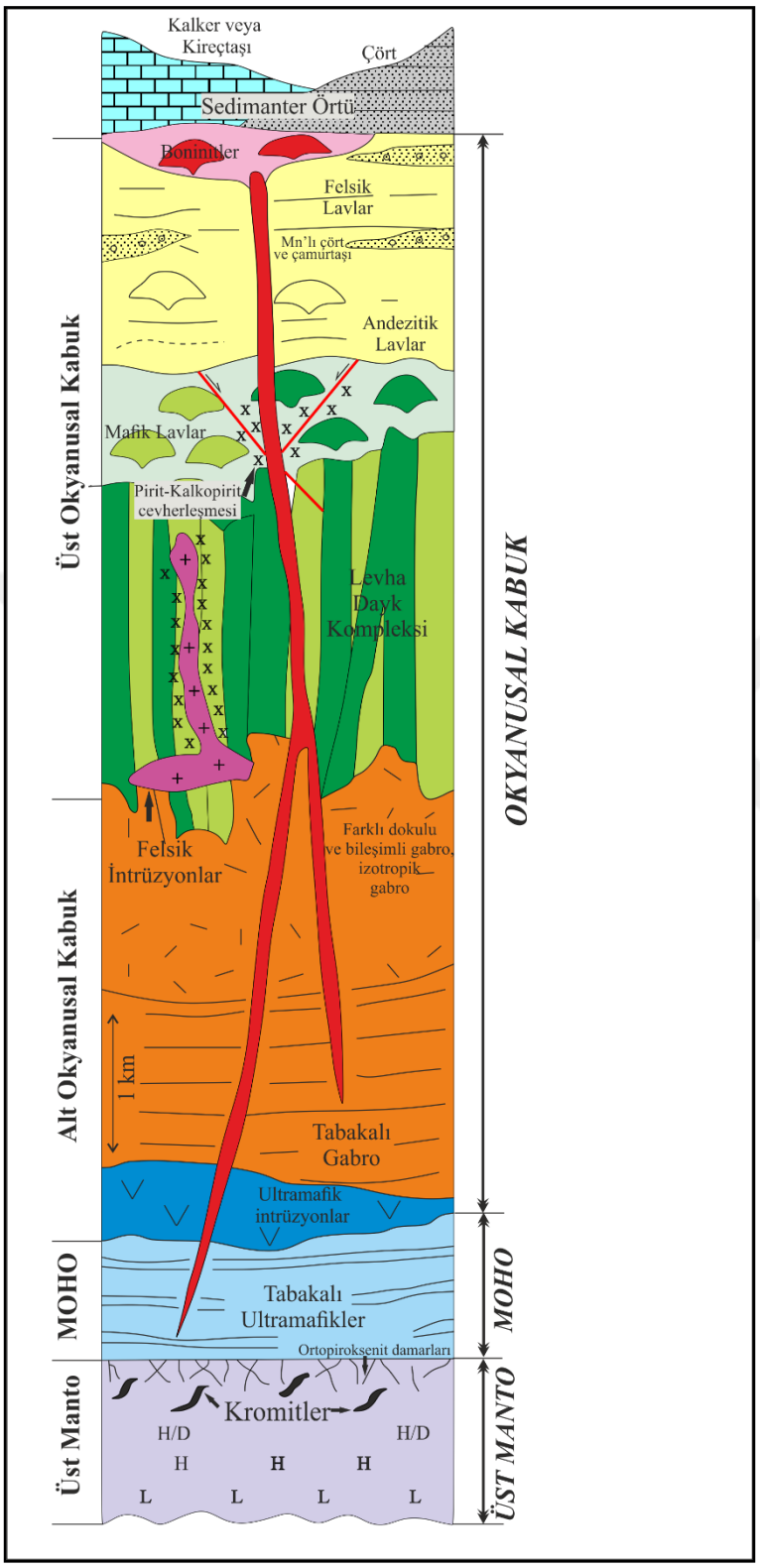
Şekil 5. Harzburjit-tipi (HOT) ve lerzolit-tipi ofiyolitler (LOT) (Nicolas 1989'dan değiştirilerek alınmıştır)

2. Okyanus ortası sırt modelinin yerine Miyashiro (1973), Güney Kıbrıs'taki Troodos ofiyolitleri ise ada yayı modelini önermiştir. 1980'li yılların başında mantodan türeyen ve tüketilmiş magmaların kimyasal özelliklerinin incelenmesi sonucunda, ofiyolitlerin sadece okyanus ortası sırtlarda oluşmadığı, aynı zamanda dalma-batma zonu (yay önü ve yay gerisi) üstünde de oluştuğu tespit edilmiş ve bu tür ofiyolitlere dalma-batma zonu (SSZ-Suprasubduction zone) ofiyolitleri ismi verilmiştir (Pearce vd. 1984) (Şekil 6). Ofiyolitleri oluşturan magmalar dalma-batma sonucunda, dalan okyanusal levhadan açığa çıkan suyun etkisiyle manto kamasında yüksek derecede kısmi erime gösterirler. Bu erime sonucu, üst manto kalıntıları dalma-batma zonu üstü, SSZ tipi ofiyolitleri, harzburjit serisi olarak adlandırılır. Harzburjit serisi, kalın tüketilmiş manto olarak temsil edilir (Şekil 7).

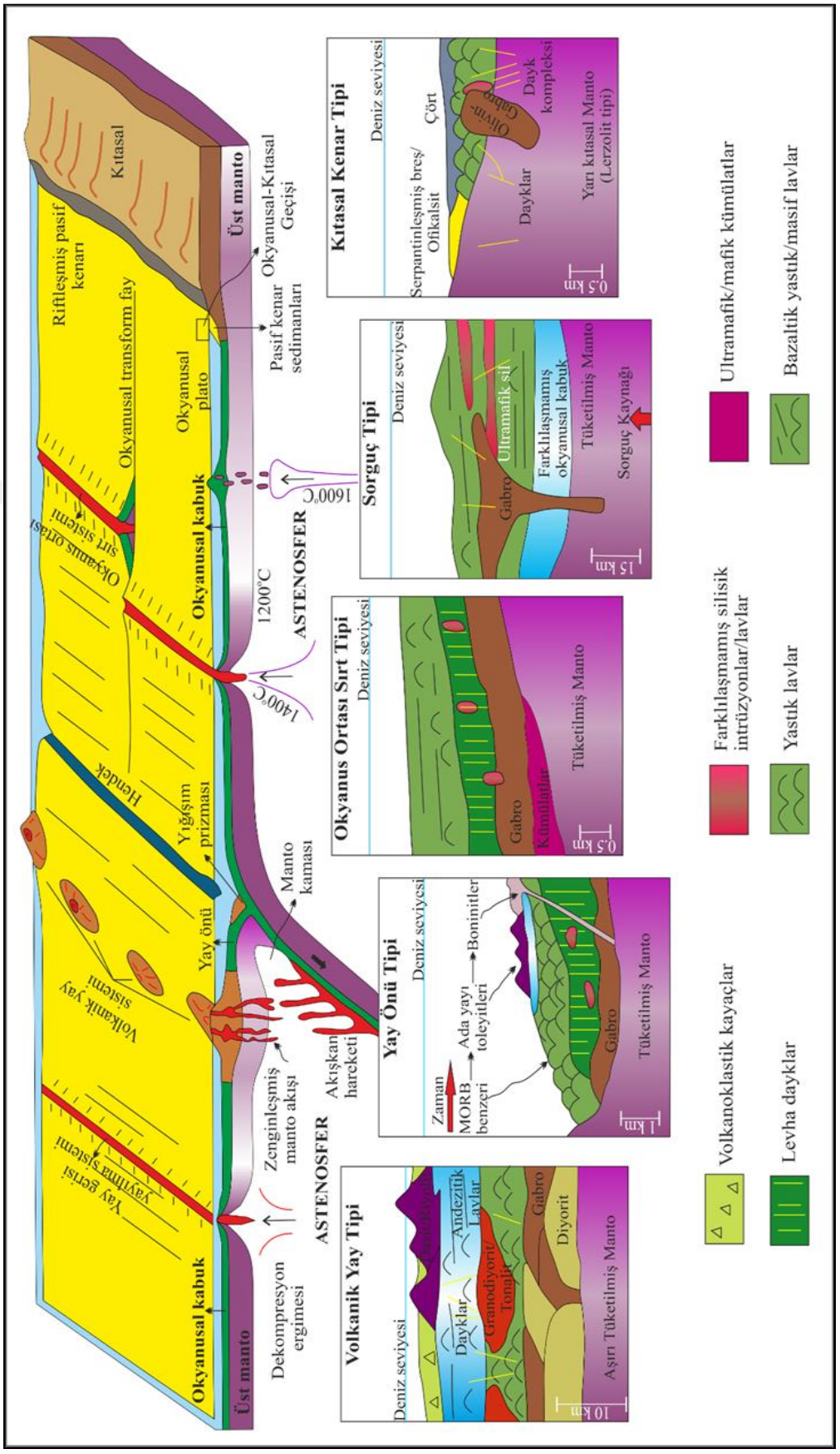


Şekil 6. Dalma-batma zonunda oluşan ofiyolitlerin şematik görünümü (Şahin 2011, Ders Notlarından değiştirilerek alınmıştır)

- Dilek ve Furnes (2014) ise ofiyolitlerin oluşum ortamlarını yitim ile ilişkili ve yitimle ilişkili olmayan şeklinde daha ayrıntılı sınıflandırmışlardır (Çizelge 1) (Şekil 7-8). Yitim ile ilişkili olan ofiyolitleri, dalma-batma zonu ve volkanik yay tipi olarak; yitim ile ilişkili olmayan ofiyolitleri ise kıta kenarı, okyanus ortası sırt ve sorguç tipi (manto yükselimi-Plum) ofiyolitler olarak bölümlendirmiştir. Dilek ve Furnes (2014), dalma-batma zonu ofiyolitlerini yay önü, yay gerisi (okyanusal ve kıtasal) olarak bölümlendirmişlerdir (Şekil 6).



Şekil 7. Dalma-batma zonunda oluşan ofiyolitin üst manto ve kabuk bileşenlerini gösteren genelleştirilmiş kolon kesit (H: Harzburjit, L: Lerzolit, H/D: Harzburjit/Dünit; Furnes ve Dilek 2017'den değiştirilerek alınmıştır)



Şekil 8. Farklı oluşum ortamlarında gelişen okyanusal litosfer tiplerini gösteren diyagram (Furnes ve Dilek 2017'den değiştirilerek alınmıştır)

Çizelge 1. Ofiyolit tipleri ve bunları temsil eden örnekler ve özellikleri (Dilek ve Furnes 2014'ten değiştirilerek alınmıştır)

(Kısaltmalar: N-MORB: Normal-okyanus ortası sırtı bazalt, E-MORB: Zenginleşmiş-okyanus ortası sırtı bazalt, P-MORB: Sorguç etkili-okyanus ortası sırtı bazalt, C-MORB: Kirlenmiş-okyanus ortası sırtı bazalt; Ol: Olivin, Plj: Plajiyoklaz, Kps: Klinopiroksen, Ops: Ortopiroksen)

Ofiyolit Tipleri - Tektonik Oluşumu			Ofiyolit / Modern Örnekler	Jeokimyasal Benzerlikler	Minerallerin Kristalleşme Sıralaması
Yitimle İlişkili Olmayan Ofiyolitler	Kıtasal Kenar Tipi		Ligurian, Batı Alp ofiyolitleri; Jormua (Finlandiya)	N-MORB, E-MORB, P-MORB, C-MORB lavlar	Ol+Plj+Kps
	Okyanus Ortası Sırt Tipleri	Sorguç (plum) merkezinden uzak MOR	Macquarie Sırtı; Masirah (Umman)	N-MORB (tüketilmiş MORB manto) – E-MORB lavlar	Ol+Plj
		Sorguç merkezine yakın MOR	İzlanda	N-MORB ve P-MORB lavlar	Ol+Plj±Kps
		Hendek merkezine yakın MOR	Taitao (Şili)	N-MORB, E-MORB ± C-MORB lavlar	Ol+Plj+Kps
	Sorguç-Tipi		Nikoya (Kosta Rika); Bolivar (Kolombiya)	P-MORB lavlar	Ol+Plj+Kps±Ops
Yitimle İlişkili Ofiyolitler	Dalma-Batma Zonu Tipleri	Yay önü	Troodos (Güney Kıbrıs); Kızıldağ (Türkiye); Semail (Umman); Betts Cove (Kanada)	Yay önü bazaltları (MORB benzeri), ada yayı toleyitleri – boninitik lavlar	Ol+Plj+Kps+Ops ve Ol+Kps+Plj
		Yay gerisi (Kıtasal - Okyanusal)	Rocas Verdes (Şili); Solund-Stavfjord (Norveç)	Yay gerisi bazaltlar	Ol+Plj+Kps ve Ol+Kps+Plj
	Volkanik Yay Tipi		Smartville (Amerika); Itogon (Filipinler)	Ada yayı toleyitleri - kalk-alkalen lavlar; orta kabuk (tonalit, diyorit)	Ol+Plj+Kps ve Ol+Kps+Plj

Yukarıda farklı tektonik ortamlarda oluşan ofiyolitlerin özellikleri aşağıdaki çizelgede (Çizelge 2) ayrıntılı olarak verilmiştir (Yumul ve Balce 1994; Bağcı 2004).

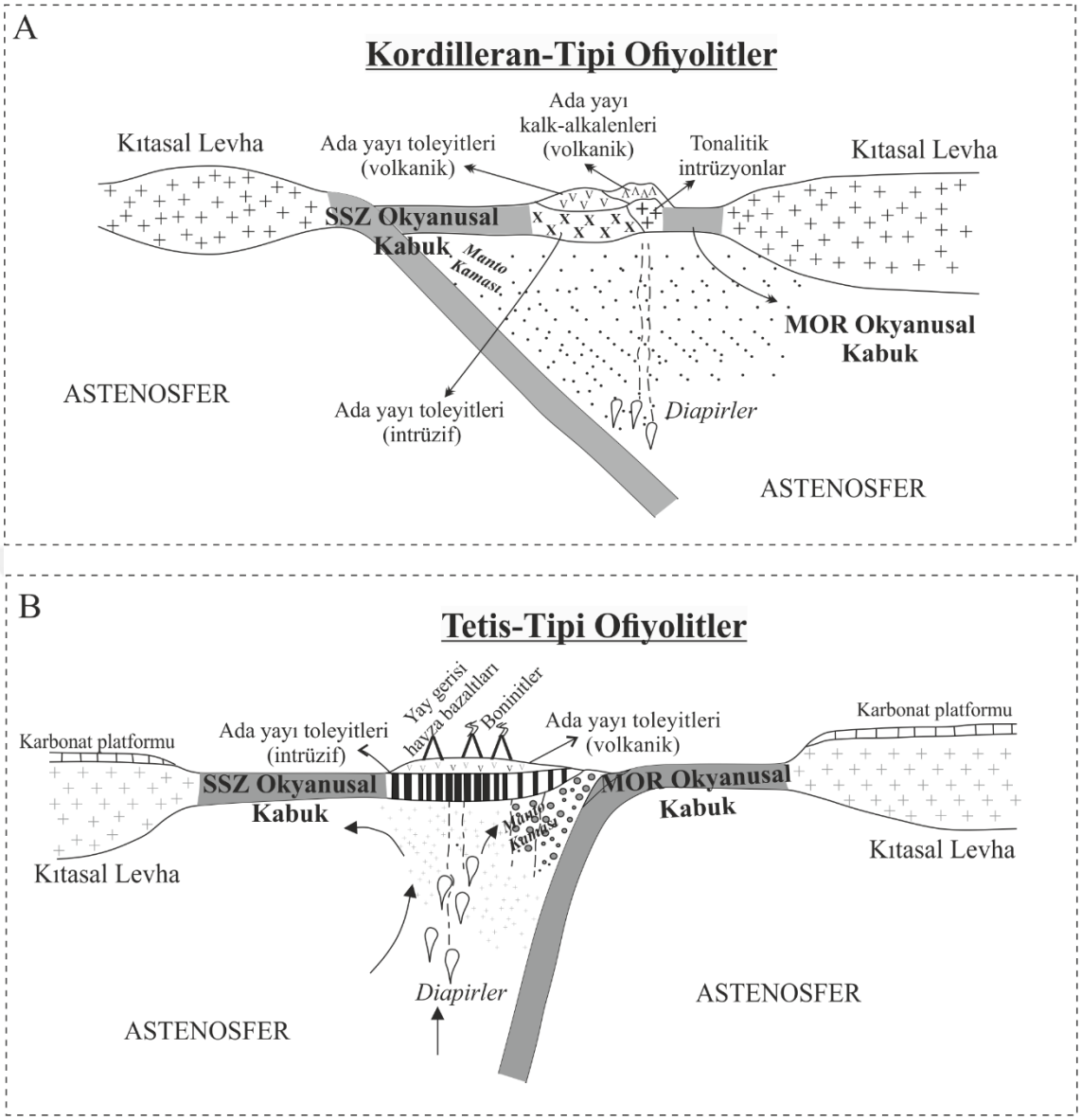
Çizelge 2. Okyanus ortası sırt ve dalma-batma zonunda oluşan ofiyolitlerin jeolojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin karşılaştırılması (kısaltmalar: Ol: Olivin, Plj: Plajiyoklaz, Kps: Klinopiroksen, Ops: Ortopiroksen) (Yumul ve Balce 1994; Bağcı 2004)

Okyanus Ortası Sırt (MOR) Ofiyolitleri	**Dalma-Batma Zonu (SSZ) Ofiyolitleri**
Manto kayası(zengin) lerzolit (LOT)	Manto kayası(refrakter) harzburjit (HOT)
Ortalama olarak daha kalındır	Ortalama olarak daha incedir
Oluşum ve bindirme yaşları daha uzun sürelidir	Oluşum ve bindirme yaşları daha kısa sürelidir
-	Ortaç ve asidik volkanik ve plütonik (plajiyogranit) kayaçlar gözlenir
-	Volkano-sedimanter örtü bulunur
Plj > Kps	Kps > Plj
Ol + Plj + Kps	Ol + Ops + Plj
Kümülatlar: tabanda dünit üste doğru troktolit ve gabro	Kümülatlar: tabanda dünit üste doğru lerzolit, verlit, norit ve gabro
Ca/Al oranı yüksek	Ca/Al oranı düşük
Plajiyoklazlardaki Anortit içeriği düşük	Plajiyoklazlardaki Anortit içeriği yüksek
Yüksek Olivin [Mg/(Mg+Fe^{+2})]	Düşük Olivin [Mg/(Mg+Fe^{+2})]
< 0.60 Cr-Spinel [Cr/(Cr+Al)]	> 0.60 Cr-Spinel [Cr/(Cr+Al)]
< 92 Plajiyoklaz Ca/(Ca+Na+K)	> 92 Plajiyoklaz Ca/(Ca+Na+K)
Düşük Klinopiroksen (Al_2O_3/TiO_2)	Yüksek Klinopiroksen (Al_2O_3/TiO_2)
Yüksek Hornblend (TiO_2/K_2O)	Düşük Hornblend (TiO_2/K_2O)

Çizelge 2. devamı

Okyanus Ortası Sırt (MOR) Ofiyolitleri	**Dalma-Batma Zonu (SSZ) Ofiyolitleri**
Düşük fO_2	Yüksek fO_2
> % 0.60 TiO_2	< % 0.60 TiO_2
< 20 Toplam (Al_2O_3/TiO_2)	> 20 Toplam (Al_2O_3/TiO_2)
< 17 Toplam (CaO/TiO_2)	> 17 Toplam (CaO/TiO_2)
Yüksek Toplam (Ti/Cr)	Düşük Toplam (Ti/Cr)
20-50 Toplam (Ti/V)	≤ 20 Toplam (Ti/V)
Yüksek Toplam Zr ve Y	Düşük Toplam Zr ve Y
Düşük Toplam (Ce/Ta)	Yüksek Toplam (Ce/Ta)
Yüksek Toplam (Ce/Nb)	Düşük Toplam (Ce/Nb)
Yüksek iyon yarıçaplı elementler (LILE: K, Rb, Cs, Th) ve hafif nadir toprak elementlerce (LREE) fakir	Yüksek iyon yarıçaplı elementler (LILE: K, Rb, Cs, Th) ve hafif nadir toprak elementlerce (LREE) zengin
Yüksek alan enerjili elementlerce (HFSE: Ti, Nb, Zr, Ta, Hf) zengin	Yüksek alan enerjili elementlerce (HFSE: Ti, Nb, Zr, Ta, Hf) fakir
$^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ radyojenik izotop oranları daha düşük	$^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ radyojenik izotop oranları daha yüksek
$^{143}Nd/^{144}Nd$ radyojenik izotop oranı yüksek	$^{143}Nd/^{144}Nd$ radyojenik izotop oranı düşük

- Diğer bir sınıflandırma ise Moores (1982) tarafından ofiyolitlerin tektonik ortamlarına ve iç yapı özelliklerine göre yapılmıştır: Kordilleran- ve Tetis-tipi ofiyolitler (Çizelge 3) (Şekil 9). Kordilleren ofiyolitleri, tektonik olarak melanj, yüksek dereceli metamorfik kayaç ve yay tipi volkanik ve volkanosedimanter kayaçlar içerir (Bağcı 2004). Tetis ofiyolitleri ise, özellik bakımından Penrose Konferansında kabul edilen ofiyolitlere benzerlik göstermektedir.



Şekil 9. Kordilleran- ve Tetis-tipi ofiyolitler arasındaki farklılıkları gösteren tipik örnek a) Kordilleran-tipi ofiyolitler b) Tetis-tipi ofiyolitler (Beccaluva vd. 2004'ten değiştirilerek alınmıştır)

Çizelge 3. Kordilleran- ve Tetis-tipi ofiyolitlerin karşılaştırılması (Beccaluva vd. 2004'ten değiştirilerek alınmıştır)

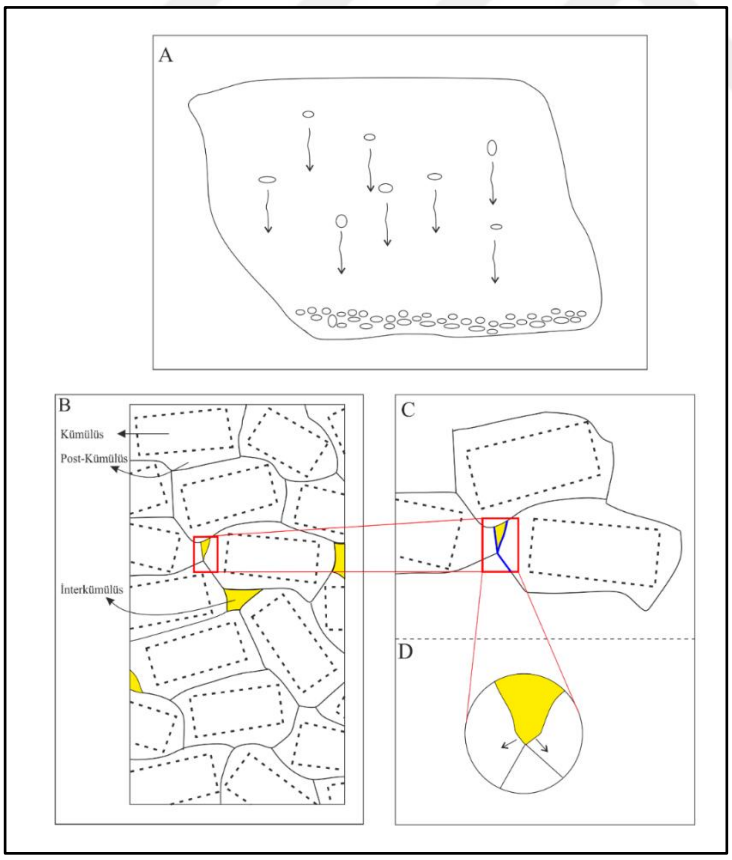
	Kordilleran-Tipi Ofiyolitler	**Tetis-Tipi Ofiyolitler**
Magma tipi benzerliği	Ada yayı toleyitleri Ada yayı kalk-alkalenleri	Ada yayı toleyitleri Ti'ca fakir yay toleyitleri ve boninitler Yay gerisi havza bazaltları
İç Yapısı	Yay volkanikleri, intrüzifleri ve mantoyu içeren parçalanmış litosferik kısımlar	Volkanik, intrüzif ve mantoyu içeren parçalanmamış litosferik kısımlar
Kalınlık	Maksimum birkaç km	Maksimum 15 km
Levha Dayk Kompleksi	Nadir veya yok	Çok iyi gelişmiş
Oluşum ortamı	MOR veya SSZ kökenli ve yüksek basınç metamorfik dalma-batma kompleksi ile ilişkili	Aynı yaşlı, yüksek dereceli metamorfik tabanlarla (genellikle MOR kökenli) ilişkili
Litoloji	Lavlar ve volkanoklastikler; bazalt – riyolit İntrüzif: ultramafik - gabro-norit, kuvars diyorit ve tonalit. Az oranda harzburjitik manto tektonitleri	Lavlar ve levha dayklar; riyodasitler ile andezitlerden bazaltlara İntrüzif: ultramafik - gabro-norit (ve az oranda plajiyogranit) Bol miktarda harzburjitik manto tektonitleri

EK-2: İNCELENEN OFİYOLİTİK KAYAÇLARDA YAYGIN OLARAK GÖZLENEN DOKULAR

Çalışma konusu olan Tekirova ofiyolitleri içerisinde yer alan izole dayklar ve kestiği ultramafik-mafik kayaçlarda gözlenen doku türleri aşağıdaki bölümlerde ayrıntılı olarak anlatılmıştır:

Kümülat doku

Wager vd. (1960) ilk defa kümülat terimini "kristalleri gravite etkisinde çökerek yığışmış magmatik kayaçları" tanımlamak için kullanılmışlardır (Şekil 10). Kümülat kayaçlarda iki tür kristal bulunmaktadır: kümülüs ve interkümülüs (Şekil 10). İlk aşamada magmadan kristallerin çökerek birikmesi sonucu kümülüs fazı oluşur. Bu kristallere de "kümülüs" (genellikle özşekilli ve yarı özşekilli) kristalleri adı verilmektedir. Daha sonraki aşamada ise kümülüs kristaller arasında kristallenen kısım ise "interkümülüs (postkümülüs) fazı olarak tanımlanır. İnterkümülüs kristaller (postkümülüs) ise gözenek sıvısı olarak tanımlanan interkümülüs sıvının kristalleşmesiyle oluşurlar (Wager vd. 1960; Jackson 1971). Kümülüs kristalleri, interkümülüs sıvısından kristallenen postkümülüs mineralleri yardımı ile biraraya gelirler (üçlü kavşak) (Şekil 10). Kümülat doku türleri ise adkümülat, ortokümülat, mezokümülat, heteradkümülat (pokilitik doku) ve kresk kümülat (haristik) olarak tanımlanmıştır (Wager vd. 1960; Irvine 1987) (Şekil 10).



Şekil 10. a) Kristal birikmesi, **b)** Kümülatik doku, **c)** Üçlü kavşak **d)** Üçlü kavşağın yakından görünümü (Anonim 4)

Adkümülatlar (postkümülüs mineraller %0-7)

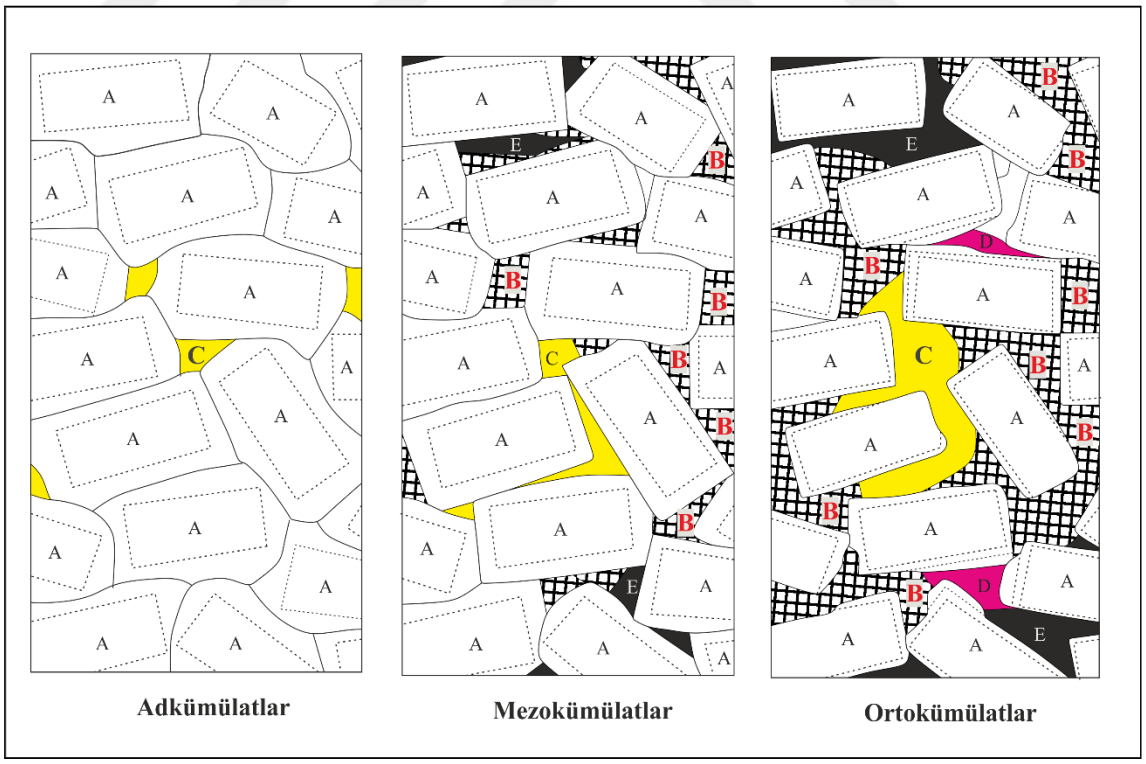
Bu doku çeşidi genellikle tek mineralden oluşmaktadır. Kümülüs kristalleri arasındaki sıvı çok az veya hiç olmadığı kayaçları tanımlamaktadır. Kümülüs mineralleri çok yavaş bir şekilde çökelirler. Bu sırada, kümülüs minerallerinin büyümesi aynı ısıda ve bileşimi kümülüslerin arasındaki sıvıya benzemeyen bir magmadan itibaren madde difüzyonundan kaynaklanmaktadır (Pişkin 2010) (Şekil 11).

Mezokümülatlar (postkümülüs mineraller %7-25)

En çok oluşan doku çeşidinden bir tanesidir. Az-orta düzeyde taneler arası mineral içerirler. İlk çökelen minerallerin, zonlanma yapmadan, büyüdüğü görülür (Bingöl 1977). Ortokümülat ve adkümülat dokular arasında geçiş dokusudur. Genellikle özşekilli kümülüsler, simplektitik interkümülüs fazlar ve geç magmatik ve interstisiyal fazlarla çimentolanmıştır (Pişkin 2010) (Şekil 11).

Ortokümülatlar (postkümülüs mineraller %25-50)

Bu dokuda özşekilli kümülüs kristallerin aralarına özşekilsiz postkümülüs kristaller yerleşmektedir. Genellikle kümülüs kristaller bileşimsel olarak zonlanmaya sahiptirler. Bu da postkümülüs fazın kristalleşmesi ile aynı zamanda ve özşekilsiz bir kenarın eklenmesi ile olmaktadır. Ortokümülatlardaki kümülüs kristalleri genellikle yönlenme gösterirler (Pişkin 2010). Adkümülatların aksine ortokümülatlarda kristaller hızlı bir şekilde çökelirler (Şekil 11).



Şekil 11. Kümülatik dokular (Anonim 4), (A, B, C, D ve E farklı minerallerdir)

Heteradkümülatlar (poikilitik doku)

Nadiren zonlu olan bu kristaller adkümülatların tavanında interkümülüs sıvıda pek çok sayıdaki kristalleşme noktalarından itibaren sıvı bitinceye kadar kristalleşip birleşmeleriyle oluşmuşlardır (Wager vd. 1960; Pişkin 2010).

Kreskümülatlar (Haristik kümülatlar)

Oldukça ender olan bu doku genellikle dentritik tipteki minerallerin yönlü büyümesinden kaynaklanır (Pişkin 2010).

Ofitik/Subofitik doku

İri taneli olarak görülen özşekilli-yarı özşekilli plajiyoklaz mineralleri arasındaki boşlukların büyük veya küçük kristalli piroksen ve olivin minerallerin doldurması sonucu oluşan dokuya ofitik doku denilmektedir. Subofitik doku ise, ofitik dokuya göre daha iri taneli plajiyoklaz minerallerinin birbirini kısmi olarak engellemesi ve aralarındaki boşlukları yine piroksen ve olivin minerallerinin doldurması sonucu oluşan dokudur.

İntersertal doku

Plajiyoklazların arasındaki boşlukları kama şeklinde az miktarda volkan camı ve/veya piroksen, olivin minerallerinin doldurması ile oluşan doku türüdür.

İntergranüler doku

Plajiyoklaz kristalleri arasında boşluklara bir veya birden fazla yaklaşık eş boyutlu olivin, piroksen veya opak minerallerin gelmesiyle oluşan doku türüdür (Kuşcu 2000).

Elek/Ağ dokusu

Olivin, piroksen gibi minerallerin serpantinleşmesi sonucu serpantin mineralleri tarafından kuşatılmasıdır (Erkan 2013).

Simplektik doku

İki ya da daha fazla mineralin, mikrometre veya mikrometreden daha düşük boyutta, iç içe büyümesi sonucu oluşan doku türüdür. Bu doku, mineralin duraysız fazda parçalanmasıyla oluşmaktadır. Simplektik doku oluşturan mineral çiftleri: Kuvars-Feldispat, Amfibol-Spinel, Plajiyoklaz-Manyetit, Granat-Kuvars, Plajiyoklaz-Klinopiroksen, Biyotit-Kuvars, Epidot-Kuvars, Amfibol-Plajiyoklaz (Anonim 5).

Eksolüsyon dokusu

Homojen olan katı bir eriyiğin herhangi bir malzeme getirimi olmadan iki veya daha fazla minerale ayrılmasına eksolüsyon denilmektedir. Bu olay yavaş soğuma ile gerçekleşirse eksolüsyon lamelleri daha iri görülür. Çok ince eksolüsyon dokuları ise genellikle yavaş-hızlı soğuma aralığında gerçekleşir (Erkan 2013).

EK-3: İNCELENEN OFİYOLİTİK KAYAÇLARDA YAYGIN OLARAK GÖZLENEN ALTERASYON TÜRLERİ

Serpantinleşme

Olivin, piroksen ve Mg'ca zengin minerallerin hidratasyonu sonucu oluşan alterasyondur. Bu alterasyon sonucu serpantinit minerali oluşmaktadır. Bir kayaca serpantinit ismi verilebilmesi için %70 serpantin minerallerinden oluşması gerekmektedir. Serpantinitleri oluşturan başlıca mineraller, krizotil, lizardit, antigorittir.

Uralitleşme

Piroksen mineralinin amfibole dönüşmesi olayına verilen addır. Uralitleşme iki şekilde gerçekleşebilir (Kibici 2006).

a) Magmatik uralitleşme: Magmanın kristallenmesi sırasında kristalleşen piroksenin kalıntı sıvılarla tepkimeye girerek amfibole dönüşmesi olayıdır. Bowen reaksiyon serisinde de belirtildiği gibi yüksek ısıda oluşan piroksenler sıcaklık düştükçe değişerek amfibole dönüşür (Kibici 2006).

b) Sekonder uralitleşme: Magmanın kristallenmesinden sonra piroksenlerin hidrotermal eriyikler ve yüzey sularının etkisiyle metamorfizmaya uğrayarak uralitik amfibole dönüşmesidir (Kibici 2006).

Sossuritleşme

Ca-plajiyoklazda görülen ve kompleks ayrışma da denen bir alterasyon çeşididir. Sossuritleşme olayında plajiyoklazlar, epidot (zoisit), albit, serisit, kuvars, kalsite dönüşür. Bu alterasyon, yüksek sıcaklıktaki sulu eriyiklerin ayrışması sonucu oluşmaktadır (Kibici 2006).

İddingsitleşme

İddingsit ismi Amerikan petrolojist Joseph Paxson Iddings'ten gelmektedir. İddingsit olivin mineralinin oksidasyon, hidrotermal, döterik süreçler esnasında/sonucunda oluşmaktadır. Olivinde kırmızımsı-kahverengimsi bir değişim görülmektedir. İddingsitleşme, olivin kristallerinin iç yapısında veya kimyasal bileşiminde değişiklikler olur fakat dış görünüm değişmez. İddingsitin kimyasal formülü $MgFe_2Si_3O_{10}x4(H_2O)$ dur. Kimyasal formülde yer alan MgO ile CaO değişiklik olabilir. İddingsitleşme düşük basınç, orta sıcaklık ortamında olivinin yüksek oksidasyonu sonucu oluşmaktadır (Anonim 6).

Kloritleşme

Mafik mineraller içerisinde yer alan biyotit, amfibol, piroksen gibi minerallerin klorite dönüşmesi olayıdır. Kloritleşme olayında açığa çıkan demir, dilinimler boyunca toplanarak opak mineralleri oluştururlar ($FeO(OH)nH_2O$ (limonit) ve Fe_3O_4 (manyetit)). Mineraller daha sonra yeşil rengi almaktadır. Kloritleşme sonucunda biyotitler içerisinde yer alan K, Mg, Fe gibi mineraller karbonatları ve kloritleri oluştururlar (Kibici 2006).

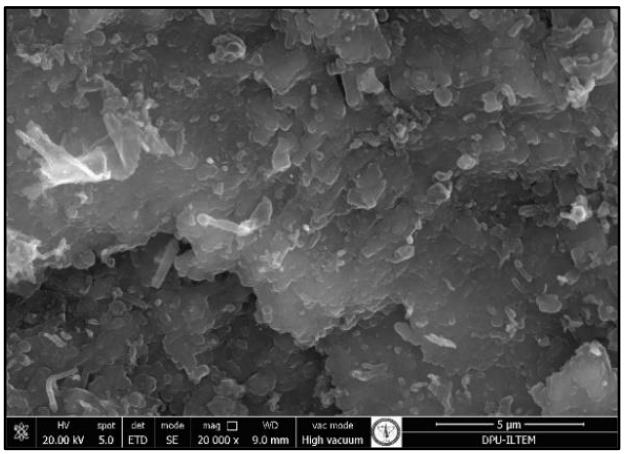
Karbonatlaşma

K-feldispat ve plajiyoklazda gerçekleşen bir alterasyon çeşididir. Karbonatlaşma olayında $NaCO_3$ ve KCO_3 serbest kalır ve çözeltiye dönüşür. Örnek olarak K-feldispat kloritleri oluşturan çözelti haline geçmesi ve oligoklazların ayrışması Na_2O ve CaO ile hidrolizi sonucu karbonat ve klorit eriyik oluşturması gösterilebilir (Kibici 2006).

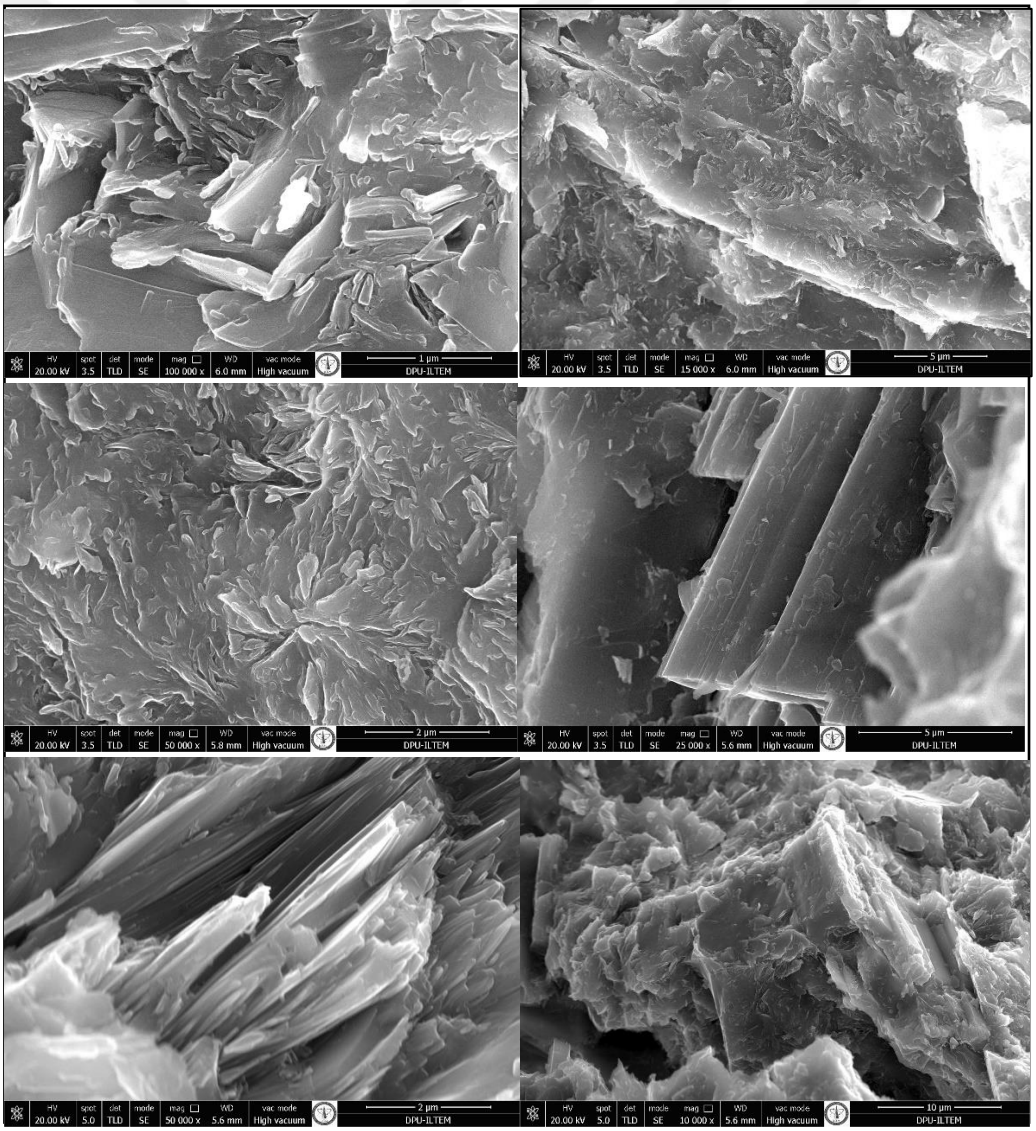
Killeşme

Kayaçta bulunan plajiyoklaz minerallerinden itibaren kil minerallerinin oluşumu sürecidir. Ayrışmada H_2O ve CO_2 rol oynar ve ayrışma sonucu killeşme gerçekleşir. Ayrışma sırasında hafif bir asit olan H_2CO_3 oluşur ve bu asit ile ortam ayrışır (Vardar ve Koçak 2013).

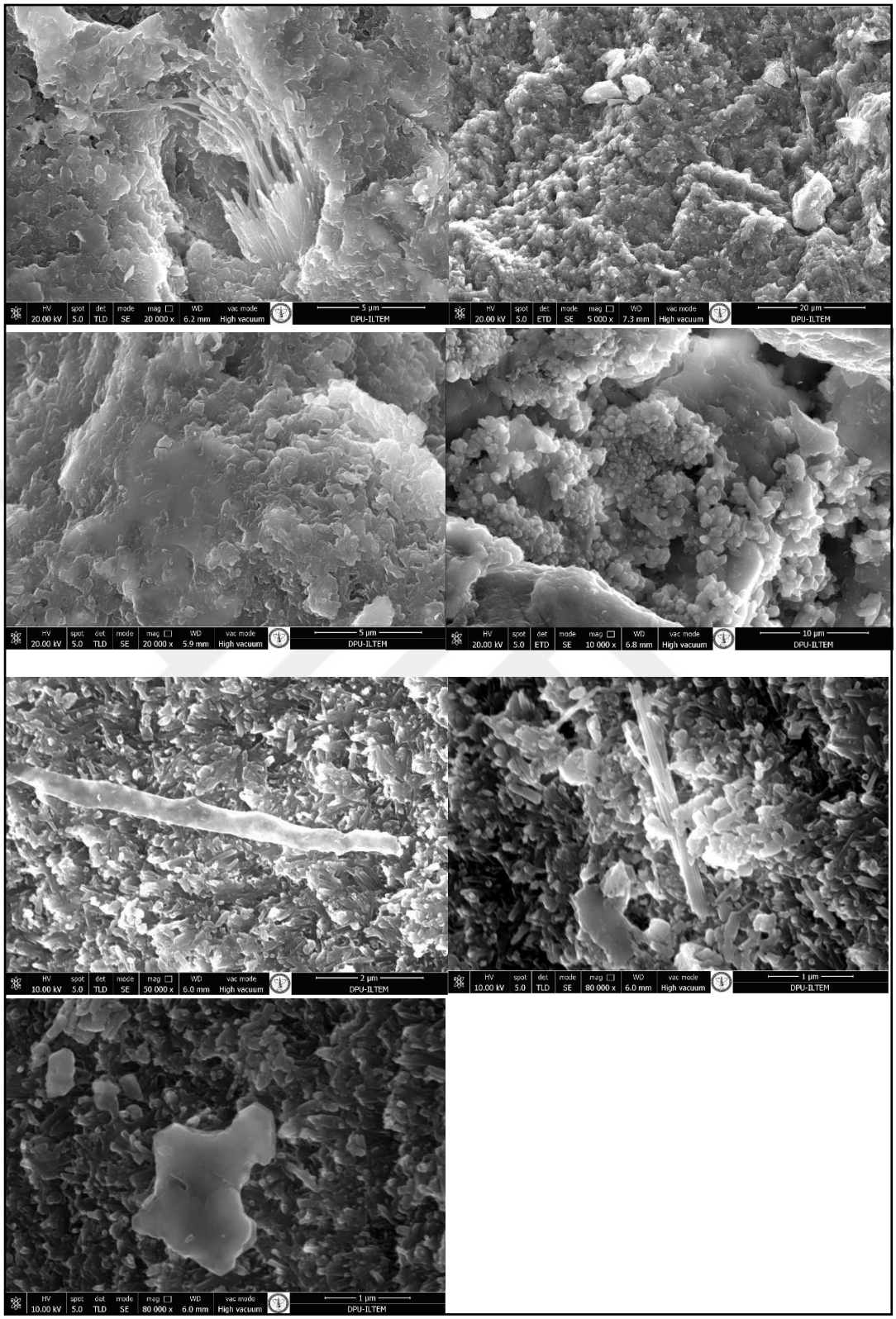
EK-4: SEM ANALİZ GÖRÜNTÜLERİ



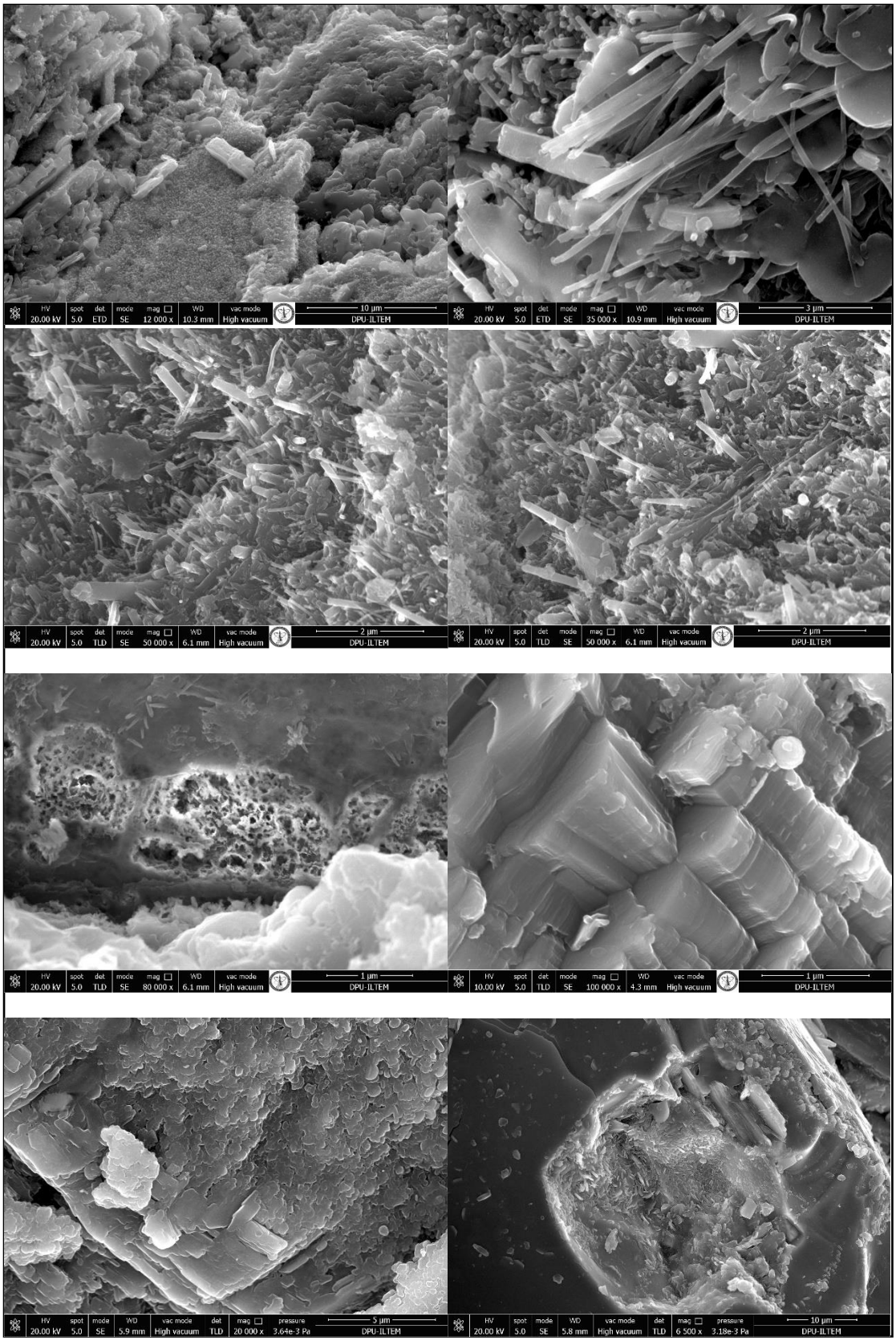
Şekil 12. Dünit örneğinin (İ17-1) SEM görüntüsü



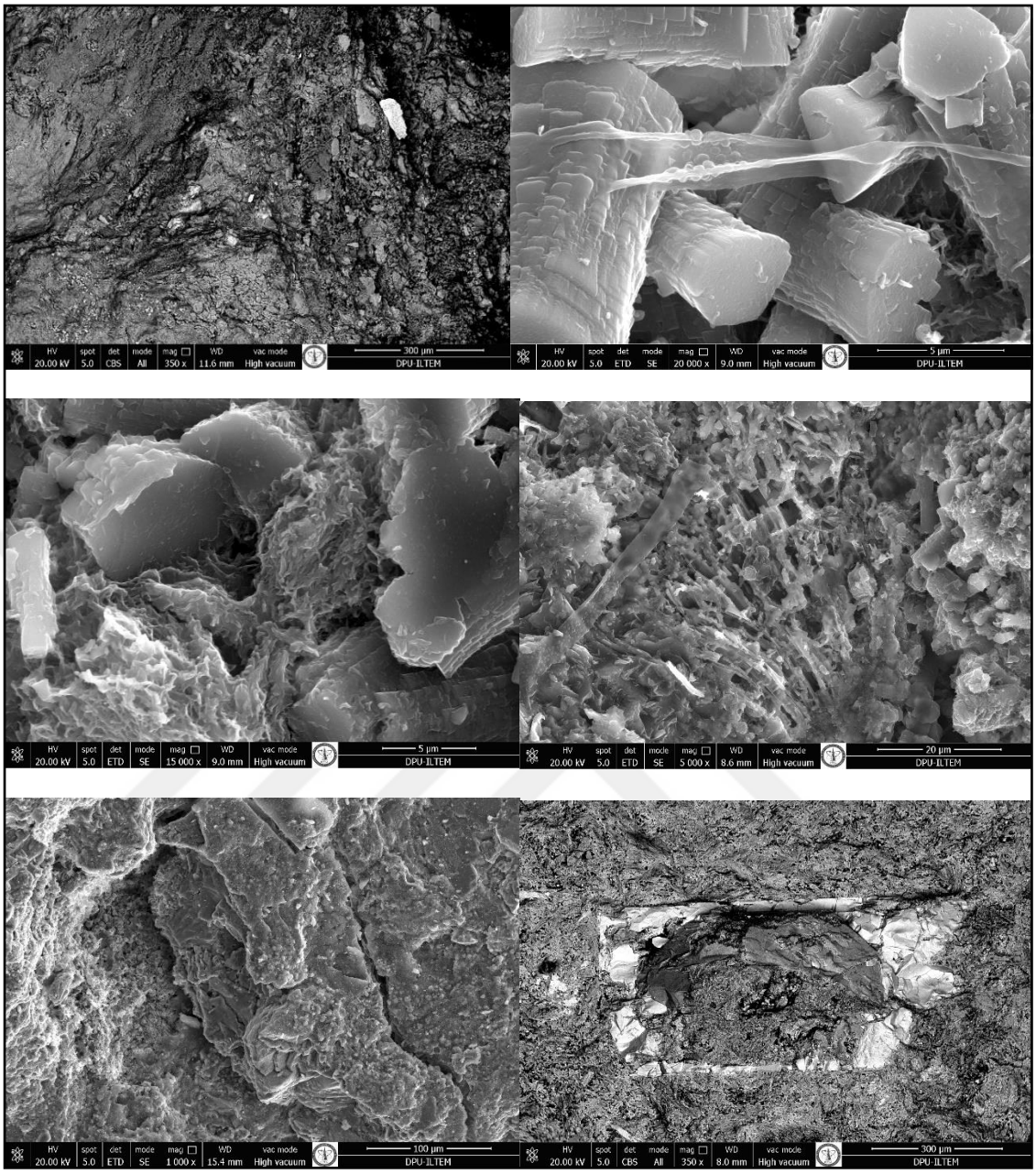
Şekil 13. Klinopiroksenitin (İ13-1) SEM görüntüsü



Şekil 14. Serpantinit örneklerinin (İ1-7, İ2-10, İ4-5, İ6-4, İ15-1, İ18-2) SEM görüntüleri



Şekil 14. Serpantinitlerin (İ1-7, İ2-10, İ4-5, İ6-4, İ15-1, İ18-2) SEM görüntüleri (devamı)



Şekil 15. Diyabaz örneklerinin (İ1-3, İ9-2, İ10-5, İ21-2) SEM görüntüleri

EK-5: JEOKİMYASAL ANALİZ SONUÇLARI

Çizelge 4. Ana kayaç (dünit, klinopiroksenit) jeokimyasal analiz sonuçlarına göre (%) major oksit, iz element (ppm) ve nadir toprak elementi (ppm) değerleri

	I17-1	I16-1	I22-1	I13-1	I19-2	I16-2	I12-2
	Dünit			Klinopiroksenit			
SiO_2	32.90	34.00	38.10	40.50	48.30	50.80	51.20
TiO_2	0.02	0.02	0.01	1.43	0.17	0.16	0.14
Al_2O_3	0.60	0.35	0.16	15.90	6.05	2.78	2.33
Fe_2O_3	7.84	8.03	7.92	11.40	6.08	4.41	5.33
MnO	0.11	0.11	0.10	0.19	0.11	0.10	0.13
MgO	40.60	40.60	38.60	10.10	19.20	19.10	19.80
CaO	0.74	0.64	0.34	14.50	17.80	20.90	19.40
Na_2O	0.02	0.01	0.01	0.26	0.19	0.14	0.09
K_2O	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01
P_2O_5	0.01	0.01	0.01	0.12	0.01	0.01	0.01
A.S.K.	15.43	15.69	14.71	5.65	2.72	1.76	2.04
TOPLAM	98.26	99.44	99.95	100.09	100.62	100.15	100.46
V	43	24	13	339	177	223	224
Cr	1.29	0.43	0.27	0.01	0.21	0.39	0.34
Co	113.2	113.6	109.1	36.4	55.4	44.6	45.1
Ni	2041.3	1750.0	2491.6	31.5	170.1	262.7	167.4
Cu	7.9	1.8	1.7	132.8	78.2	342.3	4.2
Zn	15	17	27	52	6	5	7
Ga	0.6	0.5	0.5	14.6	2.9	2.5	1.4
Rb	0.2	0.1	0.1	0.4	0.1	0.3	0.1
Sr	2.4	2.5	4.6	17.5	12.7	7.1	2.8
Y	0.2	0.3	0.1	27.2	3.7	5.0	3.6
Zr	0.2	0.4	0.5	82.7	1.6	1.3	2.1
Nb	0.5	0.1	0.1	0.8	0.1	2.0	0.1
Ba	1	1	2	3	2	2	2
La	0.20	0.40	0.20	0.018	0.01	0.04	0.04
Ce	0.10	0.20	0.10	3.50	0.40	0.30	0.40
Pr	0.02	0.02	0.02	10.5	0.10	0.20	0.10
Nd	0.30	0.30	0.30	1.63	0.02	0.04	0.04
Sm	0.05	0.05	0.05	9.10	0.30	0.50	0.30
Eu	0.02	0.02	0.02	3.03	0.26	0.25	0.17
Gd	0.05	0.05	0.05	0.88	0.12	0.14	0.07
Tb	0.01	0.01	0.01	4.07	0.50	0.54	0.30
Dy	0.05	0.05	0.05	0.77	0.10	0.11	0.08
Ho	0.02	0.02	0.02	5.07	0.75	0.70	0.67
Er	0.03	0.03	0.03	1.10	0.17	0.17	0.14
Tm	0.01	0.01	0.01	3.29	0.44	0.52	0.44
Yb	0.05	0.05	0.05	0.47	0.06	0.07	0.06
Lu	0.01	0.04	0.01	3.09	0.37	0.44	0.37
Hf	0.1	0.1	0.1	2.4	0.1	0.1	0.1
Ta	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Pb	0.1	0.1	0.1	1.2	0.1	0.2	0.1
Th	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
U	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1

Çizelge 5. Ana kayaç (serpantinit) (%) major oksit ve iz element (ppm) değerleri

	I9-1	I15-1	I18-2	I3-4	I5-4	I7-3	I7-2	I6-4
	Serpantinit							
SiO_2	28.90	34.00	34.90	35.30	35.70	36.90	37.90	38.60
TiO_2	2.67	0.02	0.03	0.01	0.81	0.01	0.02	0.01
Al_2O_3	15.00	0.43	0.55	0.17	12.80	0.63	0.76	0.19
Fe_2O_3	20.90	6.97	8.06	7.72	12.20	7.58	7.69	7.48
MnO	0.28	0.09	0.12	0.07	0.20	0.11	0.10	0.10
MgO	19.40	42.70	41.00	40.20	8.36	39.00	38.10	39.80
CaO	2.57	0.13	0.77	0.05	22.40	0.41	0.50	0.06
Na_2O	0.03	0.01	0.01	0.01	0.42	0.03	0.17	0.01
K_2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
P_2O_5	0.23	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01
A.S.K.	10.34	15.51	14.50	16.25	6.69	15.18	14.43	13.94
TOPLAM	100.32	99.86	99.93	99.76	99.65	99.84	99.67	100.17
V	619	16	35	13	374	36	43	21
Cr	0.01	0.5	0.57	0.28	0.01	0.23	0.25	0.4
Co	72.4	102.2	110.6	114.2	47.8	104.9	106.5	116.8
Ni	86.3	2135.6	976.3	2362.5	25.6	2065.2	2115.2	1617.1
Cu	83.0	3.1	12.6	1.4	70.9	5.3	4.6	2.6
Zn	97	15	17	20	26	19	22	15
Ga	7.1	0.5	0.7	0.5	6.9	0.5	0.5	0.5
Rb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sr	6.3	0.5	0.9	1.5	16.5	23.6	20.9	1.1
Y	51.4	0.4	0.5	0.2	23.0	0.1	0.5	0.1
Zr	175.2	0.8	0.3	1.3	12.2	0.3	1.4	0.6
Nb	2.4	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ba	3	1	2	6	5	1	3	5
La	0.01	0.05	0.06	0.51	0.45	0.15	0.23	0.02
Ce	6.90	0.30	0.30	0.50	0.80	0.70	0.40	0.30
Pr	21.10	0.20	0.10	0.20	2.50	0.20	0.20	0.20
Nd	3.34	0.02	0.02	0.02	0.54	0.02	0.02	0.02
Sm	17.50	0.30	0.30	0.30	4.00	0.30	0.30	0.30
Eu	5.90	0.05	0.05	0.05	1.77	0.05	0.05	0.05
Gd	2.03	0.02	0.02	0.02	0.75	0.02	0.02	0.02
Tb	7.38	0.05	0.05	0.05	2.84	0.05	0.08	0.05
Dy	1.45	0.01	0.01	0.01	0.61	0.01	0.01	0.01
Ho	9.49	0.07	0.10	0.05	4.12	0.05	0.07	0.05
Er	2.07	0.02	0.02	0.02	0.94	0.02	0.02	0.02
Tm	6.45	0.03	0.04	0.03	2.80	0.03	0.05	0.03
Yb	0.89	0.01	0.01	0.01	0.38	0.01	0.01	0.01
Lu	5.94	0.05	0.08	0.05	2.35	0.05	0.06	0.05
Hf	4.8	0.1	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1
Ta	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Pb	0.6	0.1	0.1	0.2	0.4	0.1	0.1	0.2
Th	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
U	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1

Çizelge 5. Ana kayaç (serpantinit) (%) major oksit ve iz element (ppm) değerleri (devamı)

	I12-4	I1-7	I5-8	I2-10	I4-5	I3-7	I14-1
	Serpantinit						
SiO_2	39.30	39.70	39.70	39.90	39.90	40.80	51.20
TiO_2	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.13
Al_2O_3	0.34	1.25	0.44	1.21	0.36	0.72	9.18
Fe_2O_3	9.80	12.90	10.80	7.97	11.60	8.80	5.94
MnO	0.08	0.16	0.13	0.11	0.16	0.10	0.13
MgO	38.00	33.50	36.70	35.50	35.80	37.60	16.60
CaO	0.06	2.47	0.27	1.36	0.15	1.02	16.50
Na_2O	0.01	0.04	0.03	0.01	0.02	0.02	0.24
K_2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P_2O_5	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
A.S.K.	11.86	10.23	11.93	13.68	11.64	11.01	0.72
TOPLAM	99.45	100.29	100.02	99.76	99.65	100.09	100.64
V	33	41	61	47	44	56	181
Cr	0.55	0.05	0.47	0.24	0.49	0.26	0.12
Co	115.8	150.4	123.1	107.2	144.7	108.3	42.1
Ni	1622.2	857.4	695.4	1982.2	1287.6	2072.4	39.6
Cu	0.6	68.3	1.6	14.3	1.5	14.6	19.9
Zn	24	43	23	23	23	27	3
Ga	0.5	0.9	0.5	1.1	0.5	0.7	4.6
Rb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1
Sr	1.5	3.5	3.4	16.0	5.8	6.5	19.5
Y	0.1	0.8	0.7	0.3	0.2	0.3	3.4
Zr	0.4	1.2	1.0	1.1	0.8	1.4	1.4
Nb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ba	1	7	3	8	2	4	2
La	0.01	0.02	0.01	0.10	0.01	0.09	0.01
Ce	0.30	0.30	0.30	0.40	0.30	0.40	0.40
Pr	0.10	0.20	0.10	0.10	0.20	0.20	0.10
Nd	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Sm	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
Eu	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.13
Gd	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07
Tb	0.05	0.11	0.05	0.05	0.05	0.05	0.19
Dy	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07
Ho	0.05	0.13	0.07	0.05	0.05	0.05	0.59
Er	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.11
Tm	0.03	0.11	0.05	0.05	0.03	0.07	0.38
Yb	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06
Lu	0.05	0.09	0.07	0.05	0.05	0.05	0.35
Hf	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ta	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Pb	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.4
Th	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
U	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1

Çizelge 6. Diyabazların (%) major oksit ve iz element (ppm) değerleri

	I21-2	I6-1	I1-3	I16-3	I18-1	I9-2	I18-3	I2-5	I10-3	I10-1	I10-5	I20-1
SiO_2	27.90	29.10	33.30	33.40	36.10	38.10	38.60	41.30	41.80	44.00	44.30	44.30
TiO_2	0.84	1.22	1.46	0.01	0.09	1.48	0.09	0.94	1.50	1.66	2.12	0.87
Al_2O_3	13.40	13.50	18.60	0.25	10.90	12.60	8.34	15.90	16.70	14.80	12.70	15.40
Fe_2O_3	8.92	10.50	12.10	7.82	6.85	12.70	7.97	9.66	6.42	4.28	4.67	9.89
MnO	0.11	0.15	0.19	0.11	0.14	0.13	0.14	0.16	0.09	0.05	0.11	0.16
MgO	20.80	15.90	16.00	41.20	26.30	17.10	25.10	7.78	7.10	8.38	7.86	8.92
CaO	13.20	14.50	9.69	0.50	8.83	9.10	10.70	16.20	21.20	20.90	24.20	11.80
Na_2O	0.03	0.05	0.02	0.01	0.03	0.18	0.10	1.39	0.10	1.14	0.10	1.45
K_2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.09	0.01	0.01	0.01	0.06
P_2O_5	0.06	0.09	0.10	0.01	0.01	0.12	0.01	0.08	0.12	0.08	0.01	0.07
A.S.K.	15.60	15.23	8.62	16.39	10.33	8.52	9.15	5.88	4.72	5.35	3.56	6.62
Total	100.86	100.25	100.08	99.68	99.57	100.07	100.19	99.38	99.75	100.64	99.62	99.54
V	270	342	410	45	122	427	105	307	357	384	521	270
Cr	0.01	0.01	0.01	0.43	0.21	0.01	0.21	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Co	46.2	38.5	48.3	205.2	66.4	51.1	84.3	42.1	29.4	18.7	18.9	36.5
Ni	75.5	26.2	119.1	1860.5	562.0	45.1	629.3	43.9	19.0	7.7	47.1	27.2
Cu	2.6	1.0	1.0	0.9	122.4	0.9	89.9	5.7	3.0	1.0	3.4	155.5
Zn	14	38	39	18	20	19	23	24	5	2	6	12
Ga	4.3	9.5	16.6	1.0	3.0	5.6	3.3	12.6	14.5	9.1	7.7	8.5
Rb	0.1	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1	3.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0
Y	18.6	26.4	24.3	0.2	3.3	32.1	3.0	21.2	22.6	22.3	13.4	18.7
Zr	38.5	68.4	35.8	0.5	1.0	80.6	0.9	51.8	44.0	49.3	12.8	42.5
Nb	0.3	0.5	0.4	1.5	0.3	0.8	0.1	0.4	0.4	0.5	0.1	0.7
Ba	1	6	13	7	2	3	2	22	3	3	1	9
La	1.60	2.80	2.10	0.50	0.20	3.50	0.50	2.50	2.30	2.60	1.40	2.40
Ce	5.40	8.60	7.50	0.10	0.1	9.20	0.30	7.00	5.90	6.70	3.00	5.10
Pr	0.86	1.38	1.33	0.02	0.02	1.67	0.02	1.10	1.03	1.12	0.50	0.88
Nd	5.00	7.30	7.50	0.3	0.3	8.80	0.3	6.30	5.80	6.20	2.70	4.60
Sm	1.79	2.75	2.86	0.05	0.11	3.36	0.09	2.04	2.24	2.32	1.30	1.83
Eu	0.73	0.67	1.46	0.02	0.10	1.21	0.10	0.86	0.81	0.94	0.84	0.67
Gd	2.65	3.49	3.57	0.05	0.27	4.28	0.28	2.85	2.98	3.15	1.84	2.63
Tb	0.46	0.67	0.75	0.01	0.07	0.87	0.06	0.57	0.61	0.63	0.38	0.50
Dy	3.35	4.56	4.82	0.05	0.51	5.81	0.49	3.63	3.85	4.10	2.58	3.35
Ho	0.72	0.98	1.04	0.02	0.11	1.29	0.11	0.83	0.89	0.90	0.59	0.72
Er	2.01	3.10	3.19	0.03	0.41	3.83	0.35	2.46	2.68	2.80	1.67	2.19
Tm	0.32	0.43	0.46	0.01	0.06	0.54	0.05	0.36	0.37	0.39	0.21	0.32
Yb	1.87	2.83	3.07	0.05	0.34	3.28	0.31	2.29	2.33	2.50	1.33	2.12
Lu	0.30	0.43	0.45	0.01	0.04	0.54	0.04	0.36	0.37	0.39	0.21	0.31
Hf	1.2	1.9	1.2	0.1	0.1	2.3	0.1	1.5	1.4	1.5	0.4	1.1
Ta	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Pb	0.2	0.3	0.3	0.1	0.2	0.1	0.8	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2
Th	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
U	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1

Çizelge 7. Diyabazların (%) major oksit ve iz element (ppm) değerleri (devamı)

	I8-2	I5-1	I5-7	DK-21	DK-30	I11-2	I4-1	I17-2	I19-1	I15-2	I1-4
SiO_2	44.40	45.40	45.80	47.10	47.10	47.10	48.70	49.20	49.90	50.40	53.70
TiO_2	1.29	1.01	0.77	0.91	0.73	1.38	1.50	0.16	0.71	0.92	0.02
Al_2O_3	16.10	15.90	15.70	15.90	14.20	14.90	20.10	2.78	15.90	15.00	1.66
Fe_2O_3	1.50	13.80	11.50	1.86	2.53	10.30	6.84	4.79	9.35	9.89	4.06
MnO	0.02	0.23	0.19	0.03	0.04	0.17	0.13	0.11	0.16	0.17	0.07
MgO	8.61	8.29	8.23	8.72	9.05	6.54	4.45	21.10	7.93	6.68	23.20
CaO	24.00	12.90	14.20	21.40	21.50	13.30	11.10	18.90	10.50	9.54	13.90
Na_2O	0.02	1.17	1.39	1.08	1.24	2.55	3.82	0.09	3.05	4.11	0.03
K_2O	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.24	0.04	0.01	0.07	0.20	0.01
P_2O_5	0.10	0.07	0.04	0.07	0.06	0.12	0.35	0.01	0.05	0.07	0.01
A.S.K	4.41	1.35	1.86	3.10	3.73	3.75	3.04	2.92	2.86	2.83	3.27
Total	100.45	100.14	99.71	100.17	100.18	100.3	100.07	100.05	100.48	99.81	99.91
V	260	393	360	184	108	310	98	211	262	284	28
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.42	0.02	0.01	0.14
Co	12.6	49.9	45.7	12.0	17.9	35.3	21.9	44.0	39.8	38.0	59.8
Ni	72.9	36.3	16.6	6.9	11.3	16.2	50.4	366.1	37.7	19.1	997.2
Cu	3.8	90.0	92.3	2.0	1.1	36.9	40.3	286.6	12.5	46.1	0.4
Zn	2	18	12	1	2	10	13	5	15	14	9
Ga	6.4	14.5	13.6	7.5	6.6	13.8	17.1	2.4	13.4	14.0	2.0
Rb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	1.9	0.2	0.1	0.1	1.4	0.1
Sr	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Y	28.6	11.6	27.8	21.9	16.7	27.4	13.4	4.6	15.9	19.3	0.4
Zr	71.4	6.3	13.4	50.5	42.8	85.9	11.7	1.4	31.4	47.1	0.9
Nb	1.0	0.1	0.1	0.5	0.8	1.2	0.7	0.3	0.5	0.4	0.1
Ba	2	5	5	27	24	28	13	2	19	32	7
La	1.90	0.70	1.00	2.40	3.50	4.10	2.60	0.20	1.50	2.30	0.40
Ce	7.10	1.80	2.80	6.60	8.90	10.70	6.00	0.30	4.80	5.80	0.20
Pr	1.25	0.33	0.63	1.13	1.20	1.72	1.07	0.03	0.71	0.93	0.03
Nd	7.60	2.20	4.40	6.00	5.90	8.90	6.30	0.40	4.10	4.80	0.30
Sm	2.82	1.00	2.21	2.12	1.84	3.31	2.01	0.24	1.47	1.82	0.05
Eu	1.18	0.58	0.77	0.80	0.97	1.17	1.21	0.11	0.66	0.76	0.02
Gd	3.76	1.48	3.63	2.83	2.30	3.89	2.34	0.55	2.24	2.61	0.05
Tb	0.75	0.31	0.74	0.56	0.45	0.76	0.40	0.11	0.44	0.53	0.01
Dy	5.13	2.30	4.99	3.62	3.00	4.89	2.38	0.88	2.91	3.50	0.06
Ho	1.10	0.47	1.16	0.84	0.71	1.09	0.52	0.17	0.69	0.75	0.02
Er	3.32	1.51	3.42	2.43	1.95	3.28	1.57	0.51	1.80	2.41	0.06
Tm	0.45	0.21	0.45	0.36	0.27	0.44	0.20	0.07	0.27	0.33	0.01
Yb	2.99	1.35	2.89	2.11	1.85	2.92	1.32	0.44	1.86	2.20	0.07
Lu	0.45	0.21	0.43	0.30	0.26	0.43	0.20	0.06	0.27	0.33	0.01
Hf	2.10	0.20	0.60	1.50	1.20	2.50	0.30	0.10	0.90	1.40	0.10
Ta	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Pb	0.10	0.40	0.40	0.30	0.30	0.50	0.60	0.10	0.20	0.40	0.20
Th	0.30	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
U	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10

ÖZGEÇMİŞ



ALPER GÜNEŞ

alpergunes@akdeniz.edu.tr

ÖĞRENİM BİLGİLERİ

Yüksek Lisans 2016- 2018	Akdeniz Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü
Lisans 2006-2011	Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

MESLEK BİLGİLERİ

ÖYP Araştırma Görevlisi 2015- Devam ediyor	Akdeniz Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

ESERLER

Ulusal hakemli dergide yayımlanan makale

Güneş M., Güneş A., İlbeyli N., Kaya B., "Asbest Maruziyeti ve Etkileri", Türk Bilimsel Derlemeler Dergisi, cilt.10, ss.1-6, 2017.

Uluslarası bilimsel toplantılarda sunulan ve bildiri kitaplarında basılan bildiriler

1- Uras Y., Tapinç B.G., Yalçin C., İlbeyli N., Güneş A., "Geochemical Characteristics of Rare Earth Elements of Felahiye (Kayseri, Turkey) Fluorites", 9th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, ANTALYA, TÜRKIYE, 7-11 Mayıs 2018, pp.192-192.

2- Telci S., Güneş A., Demirbilek M., Mirza A., İlbeyli N., "Petrology and Geochemistry of Mafic Rocks from the Tekırova Ophiolite (Antalya, Turkey) ", 9th

International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, ANTALYA, TÜRKIYE, 7-11 Mayıs 2018, pp.196-196.

3- Gökdal İ., Özçelik E.C., İlbeyli N., Güneş A., Özer Ö., "The Origin of Feldspar And Quartz Deposits in the Soke Region (Aydın, Turkey)", 9th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, ANTALYA, TÜRKIYE, 7-11 Mayıs 2018, pp.221-222.

4- Iltireh A.D., Güneş A., İlbeyli N., Demirbilek M., "Petrology and Geochemistry of Basaltic Rocks from the Assal-Ghoubbet Rift (Djibouti)", 9th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, ANTALYA, TÜRKIYE, 7-11 Mayıs 2018, pp.195-196.

5- Güneş A., Kibici Y., Yıldız A., İlbeyli N., Bağcı M., "Geochemical Correlation of Post-Collisional Volcanism From The Sakarya Zone (Turkey)", International Multidisciplinary Scientific Geoconference 2017, Varna, BULGARISTAN, 29 Haziran - 5 Temmuz 2017, pp.191-199.

6- Uras Y., Güneş A., Çalışkan V., Yalçin M.G., İlbeyli N., "Petrological and geochemical Characteristics of the Buyukkizilcik Syenite, Kahramanmaras (Turkey)", International Multidisciplinary Scientific Geoconference 2017, Varna, BULGARISTAN, 29 Haziran-5 Temmuz 2017, pp.425-430.

7- Güneş M., Güneş A., İlbeyli N., Kaya B., "Genetic Damage and Disease Induced by Radon", III. International Conference on Engineering and Natural Sciences, Budapeşte, MACARISTAN, 3-7 Mayıs 2017, pp.605-605.

8- Güneş M., Ertuğrul H., Güneş A., Yalçın B., İlbeyli N., Kaya B., "A Global Problem: Arsenic ", 7th International Conference on Medical Geology 2017, Moskova, RUSYA, 28 Ağustos-1 Eylül 2017, pp.81-81.

9- Güneş A., Güneş M., Yalçın B., Ertuğrul H., İlbeyli N., Kaya B., "Harmful Effects of Asbestos", 7th International Conference on Medical Geology 2017, Moskova, RUSYA, 28 Ağustos-1 Eylül 2017, pp.79-79.

10- Güneş A., Demirtaş F., Güneş M., Koç K., Uçar F., İlbeyli N., et al., "Ağır Metallerin İnsan ve Çevre Sağlığı Üzerine Etkileri", 40. Yıl Jeoloji Sempozyumu, ADANA, TÜRKIYE, 3-6 Mayıs 2017, vol.1, no.1, pp.135-136.

11- Güneş M., Güneş A., Yalçın B., Ertuğrul H., İlbeyli N., Kaya B., "Coal Processing Causes Health Problems", 7th International Conference on Medical Geology 2017, Moskova, RUSYA, 28 Ağustos-1 Eylül 2017, pp.79-79.

12- Uçar F., Koç K., Demirtaş F., Güneş A., Aktürk Ö., "2-Boyutlu Elektrik Rezistivite Yöntemi ile Boşluklu Yapıların Belirlenmesi", 40. Yıl Jeoloji Sempozyumu, ADANA, TÜRKIYE, 3-6 Mayıs 2017, vol.1, no.1, pp.38-39.

13- Koç K., Koşun E., Demirtaş F., Uçar F., Güneş A., "Paleoiklim Çalışmalarında Mağara Çökellerinin Kullanımı: Artıları ve Eksileri", 40. Yıl Jeoloji Sempozyumu, ADANA, TÜRKIYE, 3-6 Mayıs 2017, pp.52-53.

14- Hatipoğlu M., İlbeyli N., Kibici Y., Güneş A., Yardimci Y., "THE EFFECT ON HUMAN HEALTH OF THE GEMMOLOGICAL USAGE OF AMETHYST (SiO2) THAT IS COLOURED WITH GAMMA IRRADIATION EXCITATION", International Multidisciplinary Scientific GeoConference (SGEM2016), Albena, BULGARISTAN, 29 Haziran-7 Temmuz 2016, pp.603-611.

15- Hatipoğlu M., Güneş A., İlbeyli N., Kibici Y., Yardimci Y., "A UNIQUE COMPOSITE MATERIAL FROM TURKEY; TURKISH PURPLE JADE (TURKIYENITE)", International Multidisciplinary Scientific GeoConference (SGEM2016), Albena, BULGARISTAN, 29 Haziran-7 Temmuz 2016, pp.19-26.

16- Hatipoğlu M., İlbeyli N., Kibici Y., Güneş A., Yardimci Y., "Türkiye'deki Farklı Krizoprasların Oksijen İzotop Analiz Yöntemiyle Karşılaştırılması", Uluslararası Katılımlı 7. Jeokimya Sempozyumu, ANTALYA, TÜRKIYE, 16-18 Mayıs 2016, pp.194-195

17- Yalçin F., İlbeyli N., Nyamsari D., Güneş A., "Hamit ve Civarında Yeralan Alkalen Kayaçlardaki Nadir Toprak Elementleri ile Radyoaktif Elementlerin İstatiksel Değerlendirmesi", 2. TIBBİ JEOLOJİ SEMPOZYUMU (ULUSLARARASI KATILIMLI), KONYA, TÜRKIYE, 12-15 Kasım 2015, ss.101-102.