ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Gökçe ŞİMŞEK

GÖKSUN OFİYOLİTİ VE ESENCE GRANİTOYİDİ (KAHRAMANMARAŞ)'Nİ OLUŞTURAN FARKLI KAYALARIN U-Pb YÖNTEMİYLE YAŞLANDIRILMASI

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ADANA-2018

ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

GÖKSUN OFİYOLİTİ VE ESENCE GRANİTOYİDİNİ (KAHRAMANMARAŞ) OLUŞTURAN FARKLI KAYALARIN U-Pb YÖNTEMİYLE YAŞLANDIRILMASI

Gökçe ŞİMŞEK

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu tez …/.../2018 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri Tarafından Oybirliği İle Kabul Edilmiştir.

……...	..……	…….
Prof. Dr. Osman PARLAK	Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ	Doç. Dr. Tamer RIZAOĞLU
DANIŞMAN	ÜYE	ÜYE

Bu tez Enstitümüz Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında hazırlanmıştır.
Kod No:

Prof. Dr. Mustafa GÖK
Enstitü Müdürü

Bu Çalışma Ç.Ü. Araştırma Projeleri Birimi Tarafından Desteklenmiştir.
Proje No: FYL-2015-4774

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaktan yapılan bildirişlerin, çizelge ve fotoğrafların kaynak gösterilmeden kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

ÖZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

GÖKSUN OFİYOLİTİ VE ESENCE GRANİTOYİDİNİ (KAHRAMANMARAŞ) OLUŞTURAN FARKLI KAYALARIN U-Pb YÖNTEMİYLE YAŞLANDIRILMASI

Gökçe ŞİMŞEK

ÇUKUROVA ÜNİVERİSTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

Danışman : Osman PARLAK
Yıl: 2018 Sayfa: 169
Jüri : Prof. Dr. Osman PARLAK
: Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ
: Doç. Dr. Tamer RIZAOĞLU

Yüksek lisans tez çalışması kapsamında zirkon/titanit U-Pb LA-SF-ICP-MS yöntemi ile Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitine ait okyanusal kabuk kayaçları ve bunları kesen Esence granitoyidine ait kayaçların yaşlandırılması amaçlanmıştır. Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti, Türkiye'de iyi korunmuş okyanusal litosfer kalıntılarından birini oluşturmaktadır. Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti Güneydoğu Anadolu orojeninde KD-GB yönelimli, metamorfik Toros karbonat platformu (Malatya metamorfik birimi) tarafından sınırlanan bir tektonik pencere içerisinde yüzlekler sunmaktadır. Göksun ofiyoliti ve Malatya metamorfik birimi Esence granitoyidi tarafından kesilmektedir. Tüm bu birimler Geç Kretase'den itibaren Güney Neotetis okyanusunun kapanmasına bağlı olarak güneye doğru hareket etmiş ve Geç Eosen döneminde Maden kompleksi üzerine bindirmişlerdir. Kabuksal kayalarda gerçekleştirilen yeni zirkon U-Pb yaşlandırması ile Göksun ofiyolitine ait kabuksal kayaların kristallenme yaşları ve magmatizmanın oluşum aralığının belirlenmesi hedeflenmiştir. Göksun ofiyolitine ait kabuksal kayalardan elde edilen zirkon mineral fazlarında gerçekleştirilen U-Pb yaşlandırması ile ~89-82 My yaş aralıkları elde edilmiştir. Esence granitoyidinin kristallenme yaşı ve Göksun ofiyoliti ile olan ilişkisini tespit etmek amacıyla yeni zirkon-titanit U-Pb yaşlandırması gerçekleştirilmiştir. Esence granitoyidlerine ait kayalardan ise ~85-77 My aralığında yaşlar elde edilmiştir. Bu veriler Güney Neotetis'te Geç Kretase'de okyanus içi yitime bağlı okyanusal kabuk oluşumu ve üzerleyen ensimatik ada yayı volkanizmasının zamanlamasının ~5-6 My olduğunu işaret etmektedir. Ofiyolit ve yay volkanizmasının oluşumundan sonra Toros platformu altına daldıkları ve sonrasında And-tipi kıta kenarında Esence granitoyidi tarafından kesildikleri anlaşılmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Ofiyolit, granitoyid, aktif kıta kenarı, Toroslar, Güney Neotetis, U-Pb

ABSTRACT

MSc THESIS

U-Pb DATING OF DIFFERENT ROCKS FROM THE GÖKSUN OPHIOLITE AND ESENCE GRANITOID (KAHRAMANMARAŞ)

Gökçe ŞİMŞEK

DEPARTMENT OF GEOLOGICAL ENGINEERING
INSTITUTE OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES
UNIVERSTY OF ÇUKUROVA

Supervisor : Osman PARLAK
Year : 2018 Sayfa: 169
Jury : Prof. Dr. Osman PARLAK
: Assoc. Prof. Dr. Mustafa AKYILDIZ
: Assoc. Prof. Dr. Tamer RIZAOĞLU

The aims of this study are to date oceanic crustal rocks of the Göksun (Kahramanmaraş) ophiolite as well as the intruding Esence granitoid rocks by zircon / titanite U-Pb LA-SF-ICP-MS method. The Göksun (Kahramanmaras) ophiolite constitutes one of the best preserved remnants of oceanic lithosphere in Turkey. It is exposed in a NE-SW trending tectonic window, bounded by the metamorphosed Tauride platform (Malatya metamorphic unit) in the nappe zone of the SE Anatolian orogeny. The Göksun ophiolite and the Malatya metamorphic unit were intruded by the Esence granitoid. These units were tectonically transported towards south due to closure of the Southern Neotethyan oceanic basin since Late Cretaceous and thrusted onto the Maden Complex in Late Eocene. Zircon U-Pb dating has been applied to the crustal rocks in order to find out crystallization age and duration of the magmatic activity for the genesis of the Göksun ophiolite. The age ranges obtained by zircon U-Pb for the crustal rocks of the Göksun ophiolites are from 89 to 82 Ma. Zircon/apatite U-Pb dating has been applied to the Esence granitoid rocks in order to find out their crystallization age and relation to the Göksun ophiolite. The ages range from 85 to 77 Ma. This evidence suggests that the suprasubduction zone-type crust and the following ensimatic island arc volcanism on top of SSZ-crust formed around 5-6 Ma time period within the southern Neotethys. After the genesis of oceanic crust and arc volcanism, they thrusted beneath the Tauride platform and all the units were intruded by Esence granitoid along the Andean type active margin.

Keywords: Ophiolite, granitoid, active continental margin, Taurides, Southern Neotethys

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Yüksek lisans tez çalışması kapsamında zirkon/titanit U-Pb LA-SF-ICP-MS yöntemi ile Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitine ait okyanusal kabuk kayaçları ve bunları kesen Esence granitoyidine ait kayaçların yaşlandırılması amaçlanmıştır. Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti, Türkiye'de iyi korunmuş okyanusal litosfer kalıntılarından birini oluşturmaktadır. Ayrıca Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti sahip olduğu bazik–asidik karakterli volkanik istifi ile ensimatik yay gelişimi için iyi bir örnek oluşturmaktadır. Dolayısıyla hem yitimle ilişkili okyanusal kabuğun oluşumu (kümülat gabro, izotrop gabro, levha daykı, plajiyogranit) ve üzerinde gelişen volkanik yayın zamansal gelişimini yukarıda belirtilen yöntemle tespit etmek oldukça önemlidir. Bunun yanısıra, bölgede Esence granitoyidinin hem ofiyoliti hem de Toros platformunu kestiği bir çok çalışmada belirtilmektedir. Bu kapsamda Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitinin Toros platformunun altına dalması ve sonrasında Esence granitoyidi tarafından kesilmesinin zamanlaması Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının gelişimi açısından oldukça önemlidir. Yaşlandırması yapılan örneklerin tüm kaya ana-iz element içerikleri belirlenerek oluştukları jeodinamik ortama yönelik yaklaşımlarda bulunulmuştur. Bu çalışmadan elde edilen yeni veriler önceki çalışmalarla birlikte değerlendirilmiş ve Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında ofiyolit-granitoyid oluşumunun zamansal-mekansal ilişkisi daha iyi anlaşılmıştır.

Esence granitoyidine ait farklı litodem birimlerini (granit, aplit, granodiyorit, tonalit ve mikrotonalit) temsil eden kayalardan altı adet zirkon U-Pb (GS15-2, GS15-3, GS15-4, GS15-17, GS15-20, GS16-1) ve bir adet titanit U-Pb (GS16-2) yaşlandırması gerçekleştirilmiştir. Deveboynu (Göksun) köyü çıkışında Kargabükü köyü yolu üzerinde aplitik dayklar tarafından kesilen granit kayacından 80.4±0.8 My zirkon U-Pb alt kesişim yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi, granitik kayacın kristallenmesinden sonra tektonik hareketler sonucu meydana gelen ve kayaç içerisindeki zirkon minerallerinin kristal kafesinden Pb* kaybının olmasına

neden olan olayın sona ermesinin zamanlaması olarak değerlendirilebilir. Aynı bölgede granitleri kesen aplitik dayk örneğinden 80.7±1.1 My zirkon U-Pb alt kesişim yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi, içerisine sokulum yaptığı granitlerle benzer şekilde kayacın kristallenmesinden sonra tektonik hareketler sonucu meydana gelen ve kayaç içerisindeki zirkon minerallerinin kristal kafesinden Pb* kaybının olmasına neden olan olayın sona ermesinin zamanlaması olarak değerlendirilebilir. Aşağı Kargabükü (Göksun) köyü yolu üzerinde yüzlekler sunan granodiyorit kayacından 77.30+0.7/-1.1 My TuffZirc yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi, granodiyorit kayacının kristallenme yaşı olarak değerlendirilebilir. Esence-Çardak (Göksun) köyleri arasındaki yol güzergahında levha dayklarını kesen tonalit kayacından 78.1±0.7 My zirkon U-Pb alt kesişim yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi, tonalit kayacının sokulum (kristallenme) yaptıktan sonra tektonik hareketler sonucu meydana gelen ve kayaç içerisindeki zirkon minerallerinin kristal kafesinden Pb* kaybının olmasına neden olan olayın sona ermesinin zamanlaması olarak değerlendirilebilir. Esence-Çardak (Göksun) köyleri arasındaki yol güzergahında levha dayklarını kesen granodiyorit örneğinden 78.71±0.18 My zirkon U-Pb konkordiya yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi granodiyorit kayacının kristallenme (850-900 ^{o}C) yaşı olarak değerlendirilebilir (Cherniak ve Watson, 2001). Fındık- Deveboynu (Göksun) arasında yer alan Adatepe baraj gövdesinin sol yamacında kümülat kayaları kesen mikrotonalit daykından 85.0±1.7 My zirkon U-Pb konkordiya yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi mikrotonalit daykının kristallenme (850-900 ^{o}C) yaşı olarak değerlendirilebilir (Cherniak ve Watson, 2001). Aynı bölgede, kümülatları kesen mikrotonalit daykından 84.3±2.2 My titanit (sfen) U-Pb alt kesişim yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi mikrotonalit daykının kristallenmesinden sonra 550-650 ^{o}C (Cherniak, 1993)'lere kadar soğuması ve sonrasında tektonik hareketler sonucu meydana gelen ve kayaç içerisindeki titanit minerallerinin kristal kafesinden Pb* kaybının olmasına neden olan olayın sona ermesinin zamanlaması olarak değerlendirilebilir. Yüksek lisans tez çalışması kapsamında Esence (Göksun) granitoyidine ait derinlik ve yarıderinlik

kayaçlarında gerçekleştirilen zirkon/titanit U-Pb yaşlarının 85-77 My arasında değiştiği görülmektedir. Elde edilen yaşların, Karaoğlan ve ark. (2016) tarafından Esence (Göksun) granitoyidine ait zirkon U-Pb kristallenme yaşlarını da (83.9±2.6 My – 81.2±1.4 My) kapsayacak şekilde geniş bir aralıkta yayıldığı görülmektedir.

Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkaniklerine ait farklı litodem birimlerini temsil eden kayalardan toplamda beş adet [ofiyolitlere ait üç adet zirkon U-Pb (GS16-3, GS16-5, GS15-8) ve volkaniklere ait iki adet zirkon U-Pb (GS16-10, GS16-13)] yaşlandırması gerçekleştirilmiştir. Fındık-Deveboynu (Göksun) köyleri arasında yer alan Adatepe baraj gövdesinin sol yamacında kümülat kayaları kesen tekil kuvarslı-mikrodiyorit daykından 89.3+3.6/-4.6 My TuffZirc yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi tekil dayk kayacının kristallenme (850-900 ^{o}C) yaşı olarak değerlendirilebilir (Cherniak ve Watson, 2001). Kamışçıkköy (Göksun) batısındaki göletin sol yamacında levha daykları ile ilksel dokanak ilişkisine sahip izotrop gabro örneğinden 88.18±0.39 My zirkon U-Pb konkordiya yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi izotrop gabro kayacının kristallenme (850-900 ^{o}C) yaşı olarak değerlendirilebilir (Cherniak ve Watson, 2001). Kamışçıkköy (Göksun) batısındaki göletin sağ yamacında levha dayklarını kesen plajiyogranit örneğinden 87.9±1.2 My zirkon U-Pb alt kesişim yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi, plajiyogranit kayacının oluşumundan sonra tektonik hareketler sonucu meydana gelen ve kayaç içerisindeki zirkon minerallerinin kristal kafesinden Pb* kaybının olmasına neden olan olayın sona ermesinin zamanlaması olarak değerlendirilebilir. Göksun ofiyoliti üzerine gelen Ceyhan nehri kenarındaki volkanik istif içerisindeki dasit kayacından elde edilen 82.6±0.6 My zirkon U-Pb konkordiya yaşı, bu kayacın kristallenme (850-900 ^{o}C) yaşı olarak değerlendirilebilir (Cherniak ve Watson, 2001). Yine aynı bölgede dasitik volkanikler üzerine gelen riyolitik lav akıntısından elde edilen 83.5±1.3 My zirkon U-Pb konkordiya yaşı, bu volkanik kayacın kristallenme (850- 900 ^{o}C) yaşı olarak değerlendirilebilir (Cherniak ve Watson, 2001). Birbirleri ile kökensel (toleyitik magma) ilişkili olan ofiyolit ve ensimatik yay volkaniklerinin zamansal bir farklılık sundukları görülmektedir

(Şekil5.2). Elde edilen veriler, kabuk oluşumu ve ensimatik ada yayı volkanizmasının toplam zamanlamasının ~5- 6 My olduğunu göstermektedir. Göksun ofiyolitinden elde edilen zamansal gelişim Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti ile benzerlik sunmaktadır (Karaoğlan ve ark., 2013).

Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitine ait kabuksal kayaçların ana, iz ve nadir toprak element içeriklerine göre oluşturulan jeokimyasal diyagramlarda; bu kayaçların toleyitik magmadan türedikleri, okyanus içi yitim zonu tektonik ortamında oluştukları görülmektedir. Ofiyolit üzerine gelen volkanik kayaçların (bazalt-andezit-dasit-riyolit) da benzer jeokimyasal davranış sergiledikleri ve okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştukları tespit edilmiştir. Bölgede ofiyolitleri, volkanikleri ve Toros platformunu kesen Esence (Göksun) granitoyidinin ise petrografik ve jeokimyasal özellikleri bakımından tipik I-tipi, kalkalkalen magmadan türeyen volkanik yay granitlerine benzediği ve Toros aktif kıta kenarında oluştuğu ileri sürülmektedir.

Arazi ilişkileri, jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmalar; (a) Göksun ofiyolitini oluşturan okyanusal kabuk ve üzerleyen volkaniklerin okyanus içi yitim zonu üzerinde Geç Kretase (~5-6 My)'de oluştuğunu, (b) sonrasında Toros aktif kıta kenarının güneye doğru hareketi nedeniyle ofiyolit ve yay volkaniklerini tektonik olarak üzerlediğini ve (c) sonrasında Göksun ofiyoliti, volkanikler ve Toros aktif kıta kenarının birlikte Esence granitoyidi tarafından kesildiğini göstermektedir. Bölgede geniş yüzlekler sunan granitoyidler ve volkanikler kökensel açıdan farklı olmasına rağmen, bu iki birimin gelişiminin ilk evreleri zamansal olarak birbirini üzerlemektedir. Bölgede bu birimlerin gelişiminin sonlanması Geç Kampaniyen-Mastrihtiyen yaşlı sığ denizel kireçtaşlarının bu birimleri uyumsuz olarak örtmesi ile belirlenmektedir (Perinçek ve Kozlu, 1984; Robertson ve ark., 2007).

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans tez çalışmamın her aşamasında yardımlarını esirgemeyen ve ’’ Göksun Ofiyoliti ve Esence Granitoyidi (Kahramanmaraş)’ ni Oluşturan Farklı Kayaların U-Pb Yöntemiyle Yaşlandırılması’’ konulu yüksek lisans tez konusunu oluşturmamda yardımlarını gördüğüm danışmanım Prof. Dr. Osman PARLAK’ a teşekkür ederim. Yüksek lisans tez jürisinde yer almayı kabul eden ve yapıcı eleştirileriyle tezime katkılarını sunan Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ ve Doç. Dr. Tamer RIZAOĞLU’ na teşekkür ederim. Yüksek lisans çalışması süresince görev alan Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanı Sayın Prof. Dr. Ulvi Can Ünlügenç’e teşekkürlerimi sunarım.

Yüksek lisans tez çalışmamın her aşamasındaki zorluklar karşısında yardımlarını hiçbir zaman esirgermeyen öncelikle annem Kendişah ŞİMŞEK’e, kardeşim Tuğçe ŞİMŞEK’e, babam Mithat ŞİMŞEK ve her anımda yanımda olan ablam Ayça ŞİMŞEK YAPAR’a sonsuz teşekkür ederim. Ayrıca arazi çalışmalarında katkılarını gördüğüm Ar. Gör. Emrah ŞİMŞEK’e ve jeoloji mühendisi Mehmet BAYDAN’a teşekkür ederim.

Yüksek lisans tez çalışmam Çukurova Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi (Proje No: FYL-2015-4774)’ne sağladığı maddi katkılardan dolayı teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER **SAYFA**

ÖZ I
ABSTRACT II
GENİŞLETİLMİŞ ÖZET III
TEŞEKKÜR VII
İÇİNDEKİLER VIII
ÇİZELGELER DİZİNİ X
ŞEKİLLER DİZİNİ XII
1. GİRİŞ 1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR 9
3. MATERYAL VE METOD 19
3.1. Materyal 19
3.1.1. Zirkon Mineralinin Genel Özellikleri 21
3.1.2. Titanit Mineralinin Genel Özellikleri 21
3.2. Metod 22
3.2.1. Arazi Öncesi Büro Çalışması 22
3.2.2. Arazi Öncesi Büro Çalışması 22
3.2.3.Laboratuvar Çalışmaları 23
3.2.3.1. Kırma-Öğütme 25
3.2.3.2.Islak Eleme..... 26
3.2.3.3.Manyetik Ayırıcı 27
3.2.3.4. Ağır Sıvı ile Ayırma..... 28
3.2.3.5.Elle Seçme 30
3.2.3.6.Tutturma, Aşındırma ve Parlatma..... 31
3.2.3.7.Katodolüminesans (CL) Görüntü Alımı 32
3.2.3.8. LA-SF-ICP-MS Yaş Tayini 33
3.2.3.9. Tüm Kaya Jeokimyası 34
3.2.4.Tez Yazımı Çalışması 34

4. ARAŞTIRMA BULGULARI 35
4.1. Bölgesel Jeoloji 35
4.2. Arazi Gözlemleri ve Petrografi 37
4.2.1. Esence (Göksun) Granitoyidi 40
4.2.2. Göksun Ofiyoliti 59
4.3. Jeokimya 81
4.3.1. Granitik Kayaların Jeokimyası 81
4.3.2. Göksun Ofiyoliti ve Volkanik Kayaların Jeokimyası 92
4.4. Jeokronoloji 105
4.4.1. Esence (Göksun) Granitoyidi 105
4.4.1.1. GS15-2 Aplitik Dayk 105
4.4.1.2. GS15-3 Granit 108
4.4.1.3. GS15-4 Granodiyorit 111
4.4.1.4. GS15-17 Tonalit 114
4.4.1.5. GS15-20 Granodiyorit 117
4.4.1.6. GS16-1 Mikrotonalit 119
4.4.1.7. GS16-2 Mikrotonalit 121
4.4.2. Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkanikleri 123
4.4.2.1. GS16-3 Kuvarslı mikrodiyorit 123
4.4.2.3. GS16-5 İzotrop Gabro 126
4.2.2.5. GS16-8 Plajiyogranit 129
4.4.2.7. GS16-10 Dasit 132
4.4.2.8. GS16-13 Riyolit 135
5. TARTIŞMA 139
6.SONUÇLAR 151
KAYNAKLAR 155
ÖZGEÇMİŞ 169

ÇİZELGELER DİZİNİ **SAYFA**

Çizelge 3.1. Çizelge 3.1. Çalışma kapsamında araziden derlenen örnekler.....20
Çizelge 3.2. Bazı kayaç yapıcı, aksesuar ve cevher minerallerinin yoğunluğu 29
Çizelge 4.1. Araziden derlenen örneklerin tanımlanması ve konumu 41
Çizelge 4.2. Araziden derlenen örneklerin tanımlanması ve konumu 59
Çizelge 4.3. Esence granitoyidlerine ait kayaların seçilmiş ana (% oksit) – iz (ppm) ve nadir toprak elementlerin (ppm) içerikleri.....82
Çizelge 4.4. Göksun ofiyoliti ve volkanik kayaların seçilmiş ana (% oksit) - iz (ppm) ve nadir toprak elementlerin (ppm) içerikleri.....92
Çizelge 4.5. U-Pb jeokronolojisi için kullanılan örnekler ve elde edilen yaş verileri.....106

ŞEKİLLER DİZİNİ **SAYFA**

Şekil 1.1. Türkiye ve çevresindeki Tetis ofiyolitlerine ait U-Pb yaşları. 3
Şekil 1.2. Güneydoğu Anadolu'daki ana tektonik yapılar-birimler ve ofiyolitlerin dağılımı 5
Şekil 3.1. Jeokronoloji çalışmalarında mineral ayıklama işlemleri.....24
Şekil 3.2. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde kaba öğütme için kullanılan çeneli kırıcı.....25
Şekil 3.3. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde kuru eleme için kullanılan elek sallayıcı ve elek setleri.....26
Şekil 3.4. ODTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümünde ıslak eleme için kullanılan gemini tablası 27
Şekil 3.5. Frantz Magnet (Manyetik ayırıcı) 28
Şekil 3.6. Ağır sıvı kullanılarak ile minerallerin yoğunluklarına göre ayrılması.....30
Şekil 3.7. Zirkon minerallerinin elle seçimini yapmak için kullanılan binoküler mikroskop 31
Şekil 3.8. Zirkon minerallerinin bulunduğu yüzükler. 32
Şekil 3.9. Yüzüklerin platin ile kaplanması 33
Şekil 4.1. Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) Arasında Yüzeyleyen Tektonomagmatik-Tektonometamorfik Birimlerin Jeoloji Haritası. 36
Şekil 4.2. Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) arasında yüzeyleyen birimlerin ilişkisini gösterir dikme kesit. 37
Şekil 4.3. Malatya metamorfikleri ve ofiyolit dokanığını gösteren arazi görüntüleri a. Mostranın genel görünümü, b,c ve d. Malatya metamorfiklerine ait kaya birimleri 38
Şekil 4.4. Malatya metamorfiklerindeki mermer-kalkşist görünümü gösteren enine kesit.....39

Şekil 4.5. Malatya metamorfikleri ve ofiyolit dokanağını gösteren enine kesit 39
Şekil 4.6. Malatya metamorfiklerine ait mermer ince kesit görünümü (Çift Nikol; Cal: Kalsit) 40
Şekil 4.7. Lokasyon 2'de Deveboynu-Yeşildere arasında granitleri kesen aplitik daykın arazi görünümü 42
Şekil 4.8. Esence Granitoyidlerinde gözlenen aplitik daykın ince kesit görüntüsü: Aplitte gözlenen K-feldispat ve kuvars kristalleri 43
Şekil 4.9. Lokasyon 3'te Deveboynu-Yeşildere arasında granitlerin arazi görünümü 44
Şekil 4.10. Esence Granitoyidlerinde gözlenen granitin ince kesit görüntüsü: Granitlerde gözlenen plajiyoklas ve kuvars kristalleri 45
Şekil 4.11. Lokasyon 4'te Göksun ofiyolitine ait granodiyoritik kayacın arazi görünümü 47
Şekil 4.12. Granodiyoritlere ait ince kesit görünümü 48
Şekil 4.13. Lokasyon 5'te Göksun ofiyolitine ait levha dayklarını kesen felsik daykların arazi görünümü 50
Şekil 4.14. Lokasyon 5'te felsik dayk ve levha dayk ilişkisini gösterir taslak enine kesit 51
Şekil 4.15. Granitlere ait ince kesit görünümü 52
Şekil 4.15. Granodiyoritlerde gözlenen ince kesit görünü 54
Şekil 4.17. Lokasyon 6'da kümülat gabroları kesen felsik daykların arazi görünümü: a,b. Arazinin genel görünümü, c,d. Felsik daykların yakın görüntüsü 55
Şekil 4.18. Lokasyon 6'da kümülat gabrolar ile onları kesen felsik daykların ilişkisini gösterir taslak enine kesiti 56
Şekil 4.19. GS16-1 numaralı mikrotonalitlerde gözlenen mikrogranüler doku ve zeolitlerin görünümü 57

Şekil 4.20. GS16-2 numaralı mikrotonalitlerde gözlenen porfirik plajiyoklasların görünümü 58
Şekil 4.21. Lokasyon 7'de Adatepe baraj aksının sol yamacında Göksun ofiyolitine ait kümülat gabroları kesen felsik/mafik daykların arazi görünümü. (a) Mafik ve felsik daykların genel görünümü, (b) sonraki dönem faylarla kesilmiş olan mafik dayklar 60
Şekil 4.22. Lokasyon 7'de Göksun ofiyolitine ait kümülat gabrolar ile onları kesen felsik/mafik daykların ilişkisini gösterir taslak enine kesit 60
Şekil 4.23. Kuvarslı mikrodiyoritlerde gözlenen kuvars, amfibol ve plajiyoklas kristallerinin görünümü 61
Şekil 4.24. Kümülat gabrolarda gözlenen taneli doku görünümü 63
Şekil 4.25. (a) Lokasyon 8'de Göksun ofiyolitine ait izotrop gabro ve dayk geçişinin arazi görünümü. (b) İzotrop gabro-levha dayk geçişi. (c ve d) İzotrop gabroların yakından görünümü ve epidot oluşumları (yeşilşist fasiyesi).....64
Şekil 4.26. Lokasyon 8'de Göksun ofiyolitine ait izotrop gabro ve levha dayk geçişini gösteren taslak enine kesit 65
Şekil 4.27. Gabrolarda gözlenen Klinopiroksen ve plajiyoklas minerallerinin konumlaru.....66
Şekil 4.28. Kuvarslı mikrodiyoritlerde gözlenen kuvars, amfibol ve plajiyoklas minerallerinin görünümü 67
Şekil 4.29. Lokasyon 9'da plajiyogranit ve levha dayk geçişini gösteren arazi görünümü 68
Şekil 4.30. Lokasyon 9'da plajiyogranit - levha dayk geçişini gösteren taslak enine kesit 69
Şekil 4.31. Mikrodiyoritlerde gözlenen mikrogranüler dokunun görünümü 70
Şekil 4.32. Plajiyogranitlerde gözlenen mirmekitik dokunun görünümü 72

Şekil 4.33. (a) Lokasyon 10'da Ceyhan nehri kenarında Göksun ofiyolitine ait volkaniklerin genel arazi görüntüsü, (b) mafik lav akıntısı, (c,d) felsik lav akıntısı, (e) dasitik lav akıntısı, (f) dasitik ve mafik lav akıntısının genel görünümü, (g) mafik lav akıntısı, (h) ortaç bileşimli lav akıntısının görünümü, (i) felsik lav akıntısı ve mafik lav akıntısı, (j) felsik lav akıntısında görülen epidotlaşma 73
Şekil 4.34. Göksun ofiyolitine ait volkaniklerin arazi ilişkisini gösterir taslak enine kesitleri. (a) Felsik lav akıntısı, (b) dasitik lav akıntısı, (c) ortaç bileşimli lav akıntısı, (d) açık renkli lav akıntısı, (e) felsik ve mafik lav ardalanımı. 74
Şekil 4.35. Dasitler içerisinde gözlenen plajiyoklas ve kuvars mineralleri..... 75
Şekil 4.36. Bazaltlarda gözlenen mikrolitik doku görünümü..... 77
Şekil 4.37. Andezit kayacının ince kesit görünümü..... 79
Şekil 4.38. Riyolitlerde gözlenen otomorf kuvars kristalinin görünümü 80
Şekil 4.39. Çalışılan bölgedeki granitik intrüzyonların kayaç adlandırma diyagramında konumları. 83
Şekil 4.40. Esence (Göksun) granitoyidlerine ait kayaların toplam alkali-silika diyagramı..... 84
Şekil 4.41. Granitik kayaların AFM diyagramındaki konumları 85
Şekil 4.42. Granitik intrüzyonların A/CNK (Shand, 1943) diyagramındaki konumları 86
Şekil 4.43. Göksun bölgesinden elde edilen granitik intrüzyonların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak element ve okyanus ortası sırtı (ORG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramları 88
Şekil 4.44. Esence granitoyidlerine ait kayaçların Zr – 10*4Ga/Al kimyasal ayrım diyagramı..... 89

Şekil 4.45. Esence granitoyidlerine ait kayaçların Rb-Y+Nb ve Nb-Y tektonomagmatik ayrım diyagramı WPG (levha içi granitleri), VAG+syn-COLG (volkanik yay çarpışmayla eş yaşlı granitler), ORG (okyanus ortası sırtı granitleri), VAG (volkanik yay graniti).....90
Şekil 4.46. Rb/30-Hf-Ta*3 üçlü diyagramında granitik kayaların konumları VA (volkanik yay), WP (kıta içi), Grup 2 (çarpışmayla eş yaşlı granitler) ve Grup 3 (çarpışma sonrası granitler).....91
Şekil 4.47. Göksun ofiyoliti ve volkanik kayaların SiO2 ile Zr/TiO2 oranlarına göre sınıflandırılması.....93
Şekil 4.48. Göksun ofiyolitine ait kümülat gabro ve diyoritlere ait kaya birimlerinin AFM diyagramındaki konumları ve alanları.....94
Şekil 4.49. Göksun ofiyoliti ve volkanik kaya birimlerine ait toplam alkali-silika diyagramı.....95
Şekil 4.50. Göksun ofiyoliti ve volkaniklerinin Nb/Y - Ti/Y değişim diyagramı.....96
Şekil 4.51. Göksun ofiyolitine ait gabro ve dayklarının Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak element ve N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı.....98
Şekil 4.52. Göksun volkaniklerinin Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak element ve N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı.....100
Şekil 4.53. Göksun ofiyoliti ve volkanik kayaların Nb/Th oranının Y içeriğine göre değişim diyagramı.....101
Şekil 4.54. Göksun ofiyoliti ve volkaniklerinin 2Nb-Zr/4-Y tektonomagmatik ayrım diyagramı.....102

Şekil 4.55. Göksun ofiyoliti ve volkaniklerinin Hf/3 – Th – Ta tektonomagmatik ayrım diyagramı IAT (ada yayı toleyiti), CAB (kalk-alkali bazaltları), WPA (kıta içi bazaltları), N-MORB (okyanus ortası sırtı bazaltları), E-MORB, WPT (zenginleştirilmiş okyanus ortası sırtı bazaltları+toleyitik levha içi bazaltları).....103
Şekil 4.56. Göksun ofiyoliti ve volkaniklerine ait kaya birimlerinin Th/Yb oranının Nb/Yb oranına göre değişim diyagramı.....104
Şekil 4.57. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-2 nolu aplit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüleri ve U-Pb yaşları.....107
Şekil 4.58. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-2 nolu aplit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb alt kesişim yaş diyagramı.....108
Şekil 4.59. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-3 nolu granit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı 109
Şekil 4.60. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-3 nolu granit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı 110
Şekil 4.61. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-3 nolu granit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb alt kesişim yaş diyagramı.....111
Şekil 4.62. Esence (Göksun) granitoyidlerine ait GS15-4 nolu granodiyorit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı.....112
Şekil 4.63. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-4 nolu granodiyorit örneğinden elde zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları.....113
Şekil 4.64. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-4 nolu granodiyorit örneğinden elde edilen Tuffzirc U-Pb yaş diyagramı. 114

Şekil 4.65. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-17 nolu tonalit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı 115
Şekil 4.66. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-17 nolu tonalit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları.....116
Şekil 4.67. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-17 nolu tonalit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb alt kesişim yaş diyagramı 117
Şekil 4.68. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-20 nolu granodiyorit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları.....118
Şekil 4.69. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-20 nolu granodiyorit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb konkordiya yaş diyagramı 119
Şekil 4.70. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS16-1 nolu mikrotonalit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) zirkon görüntüsü ve U-Pb yaşları.....120
Şekil 4.71. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS16-1 nolu mikrotonalit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb konkordiya yaş diyagramı 121
Şekil 4.72. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS16-2 nolu mikrotonalit örneğinden elde edilen titanitlerin geri-saçılımlı (back scattered) görüntüsü ve U-Pb yaşları 122
Şekil 4.73. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS16-2 nolu mikrotonalit örneğinden elde edilen titanit U-Pb alt kesişim yaş diyagramı.....123
Şekil 4.74. Göksun ofiyolitine ait GS16-3 nolu kuvarslı mikrodiyorit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı 124
Şekil 4.75. Göksun ofiyolitine ait GS16-3 nolu kuvarslı mikrodiyorit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları.....125

Şekil 4.76. Göksun ofiyolitine ait GS16-3 nolu kuvarslı mikrodiyorit örneğinden elde edilen Tuffzirc U-Pb yaş diyagramı 126
Şekil 4.77. Göksun ofiyolitine ait GS16-5 nolu izotrop gabro örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı. 127
Şekil 4.78. Göksun ofiyolitine ait GS16-5 nolu izotrop gabro örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları 128
Şekil 4.79. Göksun ofiyolitine ait GS16-5 nolu izotrop gabro örneğinden elde edilen zirkon U-Pb konkordiya yaş diyagramı 129
Şekil 4.80. Göksun ofiyolitine ait GS16-8 nolu plajiyogranit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı 130
Şekil 4.81. Göksun ofiyolitine ait GS16-8 nolu plajiyogranit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları 131
Şekil 4.82. Göksun ofiyolitine ait GS16-8 nolu plajiyogranit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb alt kesişim yaş diyagramı 132
Şekil 4.83. Göksun ofiyolitinin volkaniklerine ait GS16-10 nolu dasit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı 133
Şekil 4.84. Göksun ofiyolitinin volkaniklerine ait GS16-10 nolu dasit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları.....134
Şekil 4.85. Göksun ofiyolitinin volkaniklerine ait GS16-10 nolu dasit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb konkordiya yaş diyagramı 135
Şekil 4.86. Göksun ofiyolitinin volkaniklerine ait GS16-13 nolu riyolit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı 136

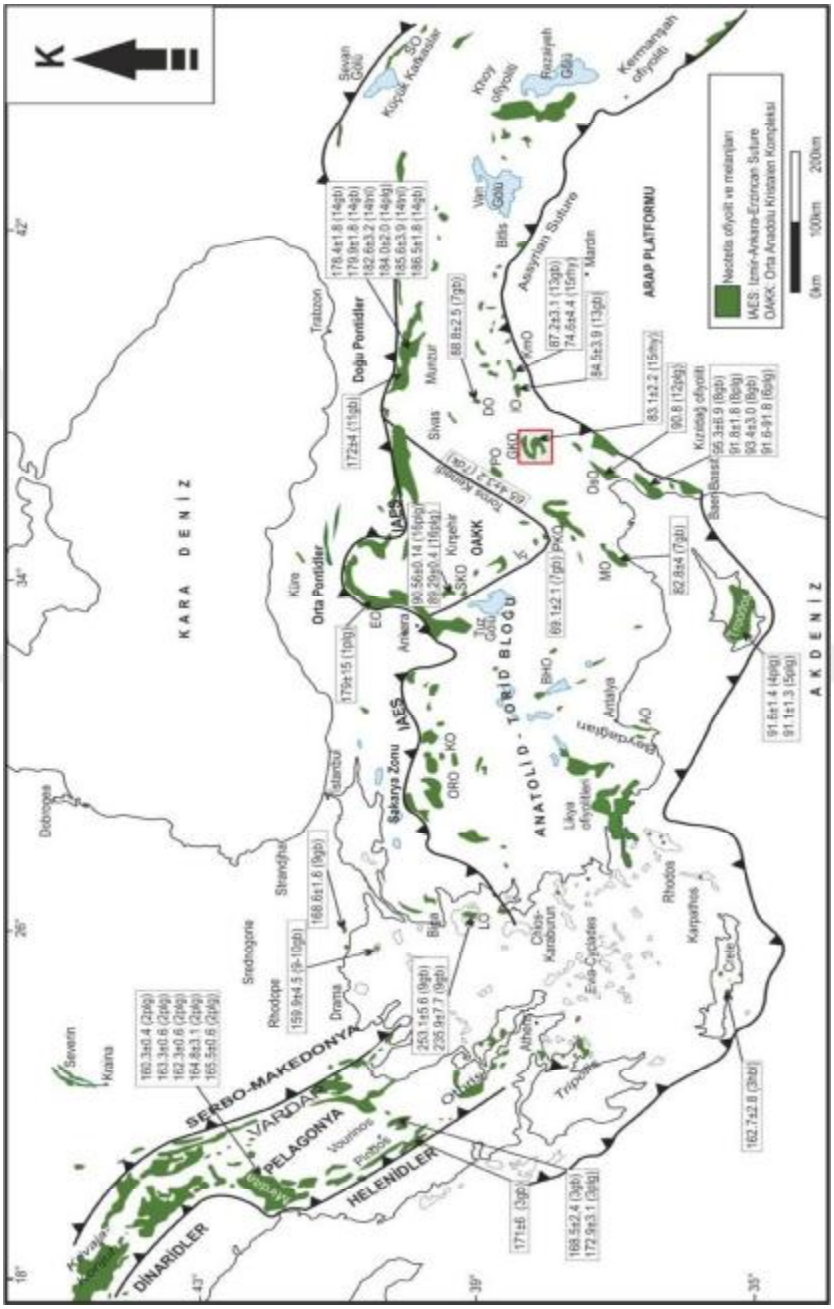
Şekil 4.87. Göksun ofiyolitinin volkaniklerine ait GS16-13 nolu riyolit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları.....137
Şekil 4.88. Göksun ofiyolitinin volkaniklerine ait GS16-13 nolu riyolit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb konkordiya yaş diyagramı.....138
Şekil 5.1. Doğu Akdeniz bölgesinin Erken Kretase paleocoğrafyası (Robertson ve ark., 2012).....143
Şekil 5.2. Çalışma alanında daha önce yapılan yaş tayini verileri.....148

1. GİRİŞ

Orojenik kuşakların en önemli bileşenlerinden birisi olan ofiyolitlerin okyanusal kabuk ve üst manto peridotitlerinin kalıntıları olarak değerlendirilmesi plaka tektoniğindeki gelişmelerle paralellik sunmaktadır (Gass, 1968; Dewey ve Bird, 1970; Moores, 1970; Coleman, 1971; Moores ve Vine, 1971). Ofiyolitler üzerine yapılan ilk çalışmalarda bu kaya topluluğunun okyanus ortası sırtlarda oluştukları kabul görmekteydi (Gass, 1968; Moores ve Vine, 1971; Coleman, 1977). Ancak daha sonra özellikle jeokimyasal verilere dayalı çalışmalarda okyanus içi yitim zonu üzerinde (Supra-subduction zone /SSZ) oluştukları ileri sürülmüş ve Güney batı Pasifik bölgesindeki güncel yay önü (forearc) ortamlara benzerlikleri vurgulanmıştır (Casey ve Dewey, 1984; Hawkins ve ark., 1984; Leich, 1984; Pearce ve ark., 1984; Stern ve Bloomer, 1992).

Alp-Himalaya orojenik kuşağı boyunca gözlenen Mesozoyik yaşlı Neotetis ofiyolitleri, batıda Jura yaşlı Dinarid, Arnavutluk, Helenid ve Kuzey Anadolu (İzmir-Ankara-Erzincan kuşağı) kuşağındaki ofiyolitler ile doğudaki Geç Kretase yaşlı Türkiye, Troodos (Kıbrıs), Baer-Bassit (Suriye), Khoy-Kermanşah-Neyriz (İran) ve Semail (Umman) ofiyolitlerini içermektedir (Şekil 1.1). Batı Alplerde gözlenen Orta-Geç Jura yaşlı ofiyolitler, okyanus ortası sırt ortamından okyanus içi dalma-batma zonu üzerindeki tektonik ortama kadar değişen bir gelişim sürecinin kayıtlarını sunmaktadırlar (Bebien ve ark., 1998; Bortolotti ve ark., 2002; Robertson, 2002, 2012; Robertson and Shallo, 2000; Hoeck ve ark., 2002; Dilek and Flower, 2003; Saccani ve ark., 2004; Dilek ve ark., 2005, 2008; Tremblay ve ark., 2009). Bununla birlikte Türkiye'den Umman'a kadar uzanan doğudaki Geç Kretase ofiyolitleri ise okyanus içi yitim zonu üzerindeki tektonik ortamlarla karakterize edilirler (Aktaş and Robertson, 1984; Pearce ve ark., 1984; Hebert and Laurent, 1990; Lytwyn and Casey, 1993; Yalınız ve ark., 1996; Collins and Robertson, 1998; Dilek ve ark., 1999; Floyd ve ark., 2000; Parlak ve ark., 1996, 2000, 2002, 2004, 2009, 2013, b; Al-Riyami ve ark., 2002; Robertson, 2002;

Robertson ve ark., 2006, 2007, 2012, 2013; Flower ve Dilek, 2003; Dilek ve Thy, 2009; Dilek ve Furnes, 2009).



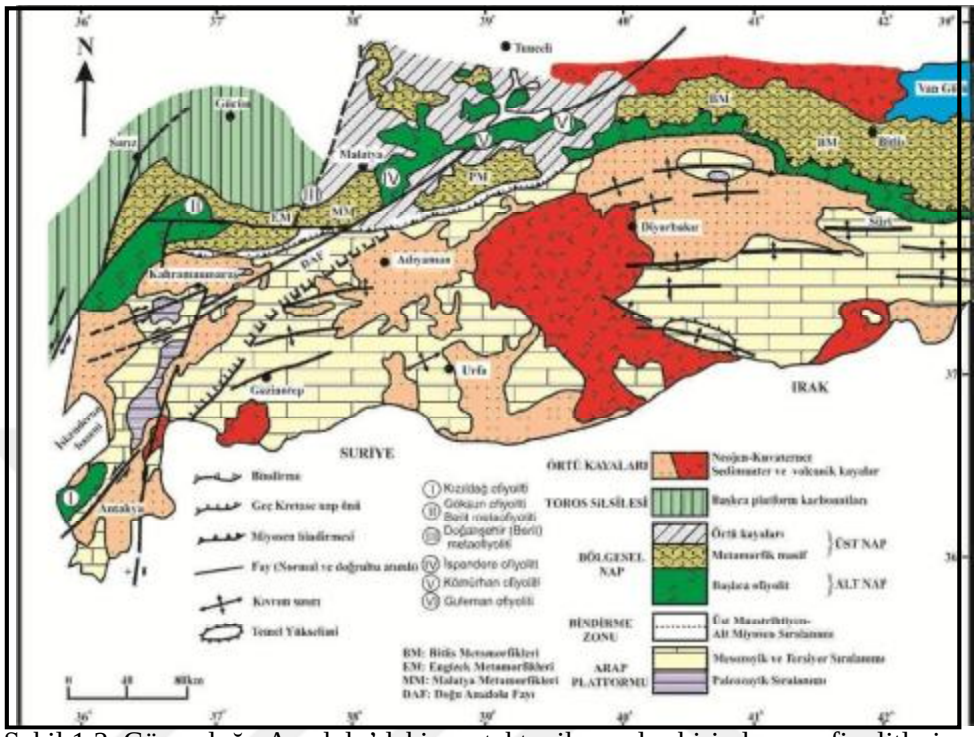
Şekil 1.1. Türkiye ve çevresindeki Tetis ofiyolitlerine ait U-Pb yaşları (My).

Kırmızı kutu çalışma alanını belirtmektedir. Yaş verileri (1) Dilek ve Thy (2006), (2) Dilek ve ark. (2008), (3) Liati ve ark. (2004), (4) Mukasa ve Ludden (1987), (5) Konstantinou ve ark. (2007), (6) Dilek ve Thy (2009), (7) Parlak ve ark. (2013a), (8) Karaoğlan ve ark. (2013a), (9) Koglin (2008), (10) Koglin ve ark. (2009), (11) Topuz ve ark. (2012), (12) Sarıfakıoğlu ve ark. (2012), (13) Karaoğlan ve ark. (2012), (14) Robertson ve ark. (2013b), (15) Karaoğlan ve ark. (2013b), ve (16) van Hinsbergen ve ark. (2016). Kısaltmalar: LO: Lesvos ofiyoliti, AO: Antalya ofiyoliti, BHO: Beyşehir-Hoyran ofiyoliti, ORO: Orhaneli ofiyoliti, KO: Kınık ofiyoliti, EO: Eldivan ofiyoliti, MO: Mersin ofiyoliti, PKO: Pozantı-Karsantı ofiyoliti; OsO: Osmaniye ofiyoliti, GKO: Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti, PO: Pınarbaşı ofiyoliti, IO: Ispendere ofiyoliti, DO: Divriği ophiolite, KmO: Kömürhan ofiyoliti, SO: Sevan ofiyoliti, SKO: Sarıkaraman ofiyoliti; plg: plajiyogranit, gb: gabro, dk: dayk, tnl: tonalit, rhy: riyolit [Harita Dilek ve Flower (2003) ve Çelik ve ark. (2011)'den değiştirilmiştir.].

Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı, Toros platformu ile Arap platformunun Miyosende çarpışması sonucunda yaklaşık doğu-batı uzantılı güneyden kuzeye doğru; Arap Platformu, yığışım zonu ve nap zonu olmak üzere üç ana tektonik zondan oluşmaktadır (Yılmaz, 1993) (Şekil 1.2).

Güney Türkiye'de Bitlis-Zagros Kenet Zonu üzerinde gözlenen ofiyolitik kayalar güney ve kuzey olmak üzere iki kuşak halinde görülmektedir (Parlak ve ark., 2009; Robertson ve ark., 2012, 2013; Karaoğlan ve ark., 2012, 2013) (Şekil 1.2). Güney kuşak ofiyolitleri Bitlis-Pütürge metamorfikleri ile Arap platformu arasında gözlenmekte olup, Troodos (Kıbrıs), Kızıldağ (Hatay), Baer-Bassit (Suriye), Amanos (Osmaniye), Koçali (Adıyaman) ve Umman'a kadar uzanan kuşaktaki ofiyolitler ile temsil edilmektedirler. Bu kuşakta yer alan ofiyolitler petrolojik açıdan okyanus içi yitim zonu üzerinde yay-önü (fore-arc) tektonik ortamında oluşan okyanusal kabuğun tipik özelliklerini yansıtmaktadırlar (Bağcı ve ark., 2008; Parlak ve ark., 2009, Al-Riyami ve ark., 2002; Alabaster ve ark., 1982; Pearce ve ark., 1984). Güney kuşakta yer alan ofiyolitler 90-110 My arasında değişen yaşlara sahiptirler (Tilton ve ark., 1981; Mukassa ve Ludden, 1987;

Konstantinou ve ark., 2007; Dilek ve ark., 2009; Karaoğlan ve ark., 2012, 2013; Şimşek, 2016). Kuzey kuşakta yer alan ofiyolitik birimler ise başlıca Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti, Berit metaofiyoliti, İspendere (Malatya) ofiyoliti, Kömürhan (Elazığ) ofiyoliti ve Guleman (Elazığ) ofiyolitinden oluşmaktadır (Parlak ve ark., 2004, 2009, 2013; Karaoğlan ve ark., 2012, 3013). Kuzey kuşakta yer alan ofiyolitlerin oluşum yaşları, 84-90 My aralığında değişmektedir (Karaoğlan ve ark., 2012). Kuzey kuşak ofiyolitleri Geç Kretase'de okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuktan hemen sonra Toros aktif kıta kenarının altına dalmış olup, ofiyolitik kayalar ve Toros platformu I-tipi volkanik yay granitoyidleri tarafından Geç Kretase-Eosen döneminde kesilmişlerdir (Parlak, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2009; Karaoğlan ve ark., 2013). Kuzey kuşak ofiyolitleri de jeokimyasal açıdan okyanus içi yitim zonu üzerinde oluşan ofiyolitlere benzerlik sunmaktadırlar (Parlak ve ark., 2004, 2013; Rızaoğlu ve ark., 2006). Ancak, kuzey kuşak ofiyolitleri güney kuşaktaki ofiyolitlere göre daha evrimleşmiş kayalar ile temsil edilmektedir (Parlak ve ark., 2009).



Şekil 1.2. Güneydoğu Anadolu'daki ana tektonik yapılar-birimler ve ofiyolitlerin dağılımı (Yılmaz, 1993'ten alınmıştır)

Göksun ofiyoliti, Kahramanmaraş ilinin ~90 km kuzeyinde Göksun-Afşin ilçeleri arasında yüzeylemeler sunmaktadır. Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti bölgede kuzeyden ve güneyden Malatya metamorfikleri ile tektonik olarak sınırlanmış olup, yaklaşık D-B yönlü bir tektonik pencere içerisinde gözlenmektedir (Parlak ve ark., 2004). Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti tabanda Orta Eosen yaşlı Maden Kompleksini tektonik olarak üzerlemektedir (Perinçek ve Kozlu, 1984). Göksun ofiyoliti tabandan tavana doğru tam bir okyanusal litosfer kesiti sunmakta olup okyanus içi yitim zonu üzerinde oluşmuştur (Parlak ve ark., 2004). Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti Geç Kretase'de yitim zonu üzerinde oluştuktan sonra tektonik olarak kuzeyden güneye doğru Toros platformu (Malatya metamorfikleri) tarafından üzerlenmiştir (Perinçek ve Kozlu, 1984). Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitinin en üst kesimini oluşturan volkanikler bazalttan

riyolite kadar değişen kayaçlar ve arakatkılı volkano-sedimanter (tüf, moloz akıntısı, çamurtaşı vb) birimlerle temsil edilmekte olup ensimatik ada yayı ürünü olarak değerlendirilmektedirler (Perinçek ve Kozlu, 1984; Parlak ve ark., 2004; Rızaoğlu ve ark., 2006). Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitine ait riyolitik bileşimli volkaniklerde zirkon U-Pb LA-MC-ICP-MS yöntemi ile 83.1±2.2 My kristallenme yaşı elde edilmiştir (Karaoğlan ve ark., 2013).

Bölgede hem Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitini hem de Malatya metamorfiklerini kesen Esence granitoyidi; I-tipi, kalkalkalen jeokimyasal bileşimli olup Toros aktif kıta kenarında Geç Kretase döneminde volkanik yay ortamında oluşmuştur (Parlak, 2006). Esence granitoyidine ait granodiyoritlerde (hornblend) 85.76±3.17 My ve aplitik dayklarda (biyotit) 77.49±1.91 My K-Ar soğuma yaşları elde edilmiştir (Parlak, 2006). Karaoğlan ve ark. (2016) Esence granitoyidine ait üç örnekte zirkon U-Pb LA-MC-ICP-MS yöntemiyle sırasıyla 83.9±2.6 My, 82.9±2.5 My ve 81.21.4 My kristallenme yaşları elde etmiştir. Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti volkanikleri ile Esence granitoyidinde gerçekleştirilen arazi, jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmalar, bu iki tektono-magmatik birimin kökensel farklılıklarına rağmen zamansal olarak eş-yaşlı olduğunu işaret etmektedir (Karaoğlan ve ark., 2013).

Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitinde yapılan jeokronolojik çalışmaların sadece volkaniklerden alınan riyolit örneği ile sınırlı olduğu görülmektedir. Önerilen yüksek lisans tez çalışması kapsamında Göksun ofiyolitinin farklı kaya birimlerinin (kümülat gabro, izotrop gabro, levha daykları ve volkanikler) yaşlandırılması planlanmıştır ve böylece kabuğun zamansal gelişiminin daha iyi bir şekilde tespit edilmesi planlanmaktadır. Ayrıca, önceki çalışmalarda kuzey ve güney kuşak olarak sınıflandırılan ofiyolitlerin jeokronolojik açıdan karşılaştırılması yapılacaktır.

Yüksek lisans tez çalışması kapsamında zirkon/titanit U-Pb LA-SF-ICP-MS (laser ablation-sector field-inductively coupled plasma-mass spectrometry) yöntemi ile Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitine ait okyanusal kabuk kayalarının

yaşlandırılması amaçlanmıştır. Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti, Türkiye'de iyi korunmuş okyanusal litosfer kalıntılarından birini oluşturmaktadır. Ayrıca Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti sahip olduğu bazik–asidik karakterli volkanik istifi ile ensimatik yay gelişimi için iyi bir örnektir. Dolayısıyla hem yitimle ilişkili okyanusal kabuğun oluşumu (kümülat gabro, izotrop gabro, levha daykı, plajiyogranit) ve üzerinde gelişen volkanik yayın zamansal gelişimini yukarıda belirtilen yöntemle tespit etmek oldukça önemlidir. Bunun yanısıra, bölgede Esence granitoyidinin hem ofiyoliti hem de Toros platformunu kestiği bir çok çalışmada belirtilmektedir. Bu kapsamda Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitinin Toros platformunun altına dalması ve sonrasında Esence granitoyidi tarafından kesilmesinin zamanlamasının daha iyi anlaşılabilmesi için granitik kayaçlarda da zirkon U-Pb LA-SF-ICP-MS yaşlandırma yöntemi uygulanmıştır. Yaşlandırması yapılan örneklerin tüm kaya ana-iz element içerikleri belirlenerek oluştukları jeodinamik ortama yönelik yaklaşımlarda bulunulmuştur. Bu çalışmadan elde edilen yeni veriler önceki çalışmalarla birlikte değerlendirilmiş ve Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında ofiyolit-granitoyid oluşumu ve ilişkisi zamansal-mekansal açıdan daha iyi anlaşılmıştır.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

İnceleme alanında ve çevresinde Göksun (K.Maraş) ofiyoliti ile ilgili pek çok çalışmalar yapılmıştır. Yapılan çalışmalar Göksun ofiyolitik birimlerin petrografisi, jeokimyası ve jeokronolojisi ile ilgili olup bölge ile ilgili daha önce farklı araştırmacılar tarafından hazırlanan tez ve makaleler bulunmaktadır. Yapılan çalışmalar kronolojik bir sıra ile aşağıda özetlenmektedir.

Juteau (1980), Türkiye'deki ofiyolitik kayaçları Kuzey Anadolu ofiyolit kuşağı (genellikle glokofan-lawsonit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış), Arap kıtası önü ofiyolit kuşağı ve günümüze kadar genel özellikleri ve petrolojik özellikleri bakımından en yoğun biçimde incelenen Toros ofiyolit kuşağı olmak üzere üç farklı coğrafik kuşağa ayırmıştır.

Perinçek ve Kozlu (1984), Doğu Toroslarda Afşin-Elbistan-Doğanşehir bölgesindeki birimlerin stratigrafik ve yapısal ilişkileri ile ilgili yaptıkları çalışmalarında, birimleri allokton ve otokton olarak ayırmışlardır. Yazarlar, bölgedeki allokton birliklerin Pütürge metamorfikleri ile başladığını ve bunların altında Alt-Orta Eosen yaşlı sedimanter birimlerden oluşan Maden Kompleksiyle örtüldüğünü belirtmişlerdir ve Maden Kompleksinin İç Toros Sütur Kuşağı olarak bilinen bu kuşağa dahil ofiyolitik kayaçlarla ve onlarla birlikte oluşan ada yayı ürünü olan Yüksekova Kompleksi tarafından örtüldüklerini ifade etmişlerdir.

Tarhan (1984), Göksun-Afşin dolayının jeolojisi adlı çalışma alanında iki allokton birlik ayırt etmiştir. Bu birlikleri Çardak Birliği ve İğde Birliği olarak ayırmıştır. Çalışma alanındaki allokton birlikleri ve daha yaşlı formasyonları açısal uyumsuzlukla Orta Eosen yaştaki Ballıkısık, Miyosen yaştaki Salyan formasyonu ile Pliyo-kuvarterner yaştaki ince kaba kırıntılı genç çökellerin örttüğünü ortaya koymuştur.

Tarhan (1986), Doğu Toroslarda Neotetis'in kapanımına ilişkin granitoyid magmaların evrimi ve kökeni konulu çalışmasında özellikle çalışma alanının batısında Afşin-Elbistan-Göksun arasında yer alan granitoyidleri incelemiş ve bu

granitoyidlerin ada yayı patlaması sırasında gelişmediğini belirterek bu granitoyidlerin Geç Kretaseden süregelmiş Neokomiyen sonrası artan kuzey-güney yönlü sıkışma kuvvetlerinin Geç Kretase de yitim zonu üzerinde oluşturduğu çarpışma sonrası artan kıta kabuk kalınlığının derine gömülmesine bağlı olarak oluşan anatektik magmanın yüksek sıcaklıklarda farklılaşmış ürünleri olarak ortaya çıktığını belirtmiştir.

Genç ve ark., (1993), İnceleme alanının güneybatısında Kahramanmaraş'ın kuzeyinde yüzeyleyen Berit metaofiyoliti'nin jeolojisini inceledikleri çalışmalarında metaofiyolitin başlıca iki tektonik dilimden oluştuğunu, ancak bu dilimli yapıya rağmen birimin alttan üste doğru ultramafik ve mafik kümülat kökenli kayalar, som ve levhalaşmış meta-diyabazdan oluşan düzenli bir ofiyolit istifini temsil ettiğini ve güneye devrik antifom bir yapı sunduğunu ifade etmişlerdir. Berit metaofiyoliti'nin çok evreli metamorfizmadan etkilendiğini belirten çalışmacılar Alt dilimin yeşil şist fasiyesinde okyanus tabanı metamorfizmasından etkilendiğini, tanınabilen ilk metamorfizmanın yeşilşist-epidot-amfibolit fasiyesi koşullarına ulaşan okyanus tabanı metamorfizması olduğunu, bunu izleyen fazın ultramafik ve mafik kümülat kayaları arasında ve metagabronun içindeki bir zon boyunca görülen granulit-eklojit fasiyesindeki kontakt dinamotermal metamorfizma olduğunu, son metamorfik fazın ise dinamik ve retrograd nitelikli olduğunu belirtmişlerdir. Birimi etkileyen metamorfizma olaylarının ofiyolitin üretildiği dönemde veya hemen sonrasında okyanus tabanında başlayarak, okyanus kabuğunun kendi içinde dilimlendiği dönemde (Üst Kretase) devam ettiğini ve kıta üzerine ilerlediği dönemde de (Orta Eosen sonu) son bulduğunu ifade etmişlerdir.

Yılmaz (1993), Güneydoğu Anadolu orojeninin evrimi üzerine yeni kanıt ve model önermiştir. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının Alpidlerin bir kolu olduğunu belirtmiş ve bu kuşağı üç kısma bölmüştür. Bunlar güneyden kuzeye doğru Arap platformu, Yığışım Prizması Zonu ve Nap Zonu olarak ayırmıştır. Bu zonlardan Arap platformu' nun Kambriyenden Orta Miyosen'e kadar uzanan

çoğunlukla denizel sedimanlardan oluştuğunu, yığışım prizması zonunun Arap platformu ile nap zonunun arasında sıkışan dar bir kuşaktan oluştuğunu bu zonun Geç Kretase ile Erken Miyosen' e kadar uzanan istif tabakalarından oluştuğunu, nap zonunun ise en üst tektonik birimleri temsil ettiğini belirtmiştir ve nap zonunu alt ve üst nap olmak üzere iki nap istifinden oluştuğunu ifade etmiştir. Alt nap, çok fazlı bir metamorfik ofiyolit topluluğu ve Maden grubu ile üst napın ise Bitlis-Pütürge metamorfikleriyle temsil etmiştir.

Yiğitbaş ve Yılmaz (1996), Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının Maden Kompleksi tartışmalarına yeni kanıt ve çözümü ile ilgili yapmış oldukları çalışmalarında, Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının Akdeniz-Himalaya kuşağının bir parçası olduğunu, bölgedeki ilk ofiyolit bindirmesinin Geç Kretase' de başladığını ve Miyosen'e kadar devam ettiğini bu süreçte de üç ayrı nap yerleşiminin olduğunu belirtmişlerdir.

Parlak ve ark. (2004), Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında Göksun (Kahramanmaraş) civarında yaptıkları çalışmada bölgede yüzeyleyen Malatya metamorfitleri, Göksun ofiyoliti ve bunları çarpışma ile eş yaşlı kesen granitoyid birimlerini incelemişlerdir ve granitoyidlerin yaşını ~85 My olarak bulmuşlardır. Bölgedeki volkanik birimlerin bazalttan riyolite kadar geniş bir yelpazeli kayaçlarla karakterize edildiğini belirtmişlerdir. Göksun ofiyolitindeki magmatik kayaçlardan yapılan modellemeler ve diyagramlar sonucunda dalma-batma ile ilgili bir ortamı gösterdiğini ve hem volkanik kayalara hem de derin seviyelere (levha daykları ve izotrop gabro) ait tüm jeokimyasal kanıtların Göksun ofiyolitinin Geç Kretase dönemi boyunca kuzeyde Malatya-Keban metamorfitlerini, güneyde Arap platformu ile sınırlı olan Neotetis okyanusu içinde gelişmiş olan bir dalma batma zonunda oluştuğunu ifade etmişlerdir. Yazarlar, bölgedeki magmatikler ve Baskil dolayındaki magmatikleri jeolojik, jeokronolojik ve petrolojik veriler ışığında bölgede iki farklı dalma batma zonunun geliştiğini ve bunların birincisinin Malatya-Keban metamorfitlerinin altına doğru olduğunu ve Baskil magmatik yayını oluşturduğunu, ikincisinin ise daha güneyde okyanus içinde gelişip Göksun

ofiyolitini bir dalma batma zonu içerisinde oluşturduğunu ortaya koymuşlardır.

Bağcı ve ark. (2005), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitindeki kümülatlardan yapmış oldukları tüm kaya ve mineral kimyası analizleri neticesinde, Geç Kretase yaşlı Kızıldağ ofiyolitinin Türkiye'deki Arap platformunun kuzeyinde Güney Neotetis'e ait en iyi korunmuş okyanusal litosfer kalıntılarından biri olduğunu belirtmişlerdir. Analiz sonuçları ışığında Kızıldağ ofiyolitinin dalma- batma zonunda bir ada yayı magmasından (IAT) oluştuğunu ve bir okyanus içi dalma-batma tektonik ortamın ön yay bölgesinde yavaş yayılan sırtta oluştuğunu belirtmişlerdir.

Rızaoğlu ve ark. (2005), Esence granitoyidinin (Göksun-Kahramanmaraş) jeokimyası üzerine yaptıkları çalışmada Esence granitoyidinin Malatya metamorfitlerini ve Geç Kretase yaşlı Göksun ofiyolitini kesmekte olduğunu belirtmişlerdir. Yapılan jeokimyasal incelemelerle granitoyide ait kayaçların dalma- batma ile ilgili bir ortamı işaret ettiğini saptamışlardır. Ayrıca yapılan tektonomagmatik diyagramlar sonucunda Esence granitoyidinin volkanik yay ortamında oluştuğunu doğrulamışlardır. Ofiyolitler ve bunlarla ilişkili metamorfik kayaçların ya okyanus içi dalma-batma boyunca ya da bindirme sonrasında oluştuklarını daha sonra tüm birimlerin dalma-batmanın devamıyla Malatya-Keban platformu tarafından üzerlendiği ve Geç Kretase de volkanik yay ortamında oluşan Esence granitoyidi tarafından kesildiğini tespit etmişlerdir.

Parlak (2006), Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) bölgesi dolaylarında jeokimyasal ve jeokronolojik bulgular kapsamında yaptığı çalışmada, granitoyidik kayaçların tipik kalkalkalen karakterde olduğunu ve volkanik yay ortamında oluştuğunu belirtmiş olup granitoyidik kayaçların K-Ar jeokronolojik yaşları 85.76 ± 3.76 My ile 77.49 ± 1.91 My yaş aralığı sunduğunu belirtmiştir. Kahramanmaraş-Malatya-Elazığ bölgesindeki ofiyolitlerin suprasubduction zonu tektonik ortamında, ofiyolitlerle ilişkili metaofiyolitlerin okyanus içi dalma-batma ile ya da bindirme sonrasında oluştuklarını daha sonra da Güney Neotetis' in giderek ilerlemesiyle Malatya-Keban platformu tarafından üzerlendiği ve bunların tümünü

granitoyidlerin (88-85 My) kestiğini belirtmiştir.

Rızaoğlu ve ark. (2006), Geç Kretase yaşlı ofiyolitik kayaçlar ve bunların Elazığ bölgesindeki Baskil granitoyidik intrüzyonlarıyla ilişkisi adlı çalışmalarında, Geç Kretase yaşlı Kömürhan ofiyolitinin kuzeyde Malatya-Keban platformu tarafından tektonik dokanaklarla üzerlenmekte olduğunu ve Baskil granitoyidi tarafından intrüzif dokanakla kesildiğini belirtmişlerdir. Güneyde ise Kömürhan ofiyoliti Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı'na bindirmektedir. Kömürhan ofiyolitinde bozulmamış tam bir ofiyolitik stratigrafik istif görülmektedir ve tektonitlerin tabanında okyanus içi dalma batma sırasında amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış ince bir metamorfik dilimin gözlenmekte olduğunu belirtmişlerdir. Ofiyolitik birimler üzerinde yapılan tüm kaya ve mineral kimyası analizleri sonucunda Kömürhan ofiyolitinin Geç Kretase'de bir suprasubduction zonu (SSZ) ortamında oluşan bir comagmatik toleyit olduğunu ileri sürmüşlerdir. Kömürhan ofiyoliti güneydeki Arap platformu ve Geç Kretase'de (~90 My) kuzeydeki Torid platformu arasında bir yitim zonu üzerinde oluştuğunu ve daha sonra SSZ tipi kabuk üzerine bir ilksel ada yayı olarak yerleştiğini belirtmişlerdir. Baskil granitoyidi jeokimyasal açıdan I tipi kalkalkalen özelliğe sahip olup yapılan analizler sonucunda bu magmatik birimin volkanik yay tektonik ortamında oluştuğunu ifade etmişlerdir.

Robertson ve ark. (2006), Güneydoğu Türkiye'deki Toros bindirme kuşağında (Berit bölgesi) yaptıkları çalışmada, güneydeki Berit (veya Göksun) ofiyolitinin Geç Kretase döneminde Güney Neotetis'te okyanus içi dalma-batmaya bağlı olarak oluştuğunu, Berit ofiyolitinin kuzeydeki Toros aktif kıta kenarına ~85 My önce kenetlenip altına daldığı ve sonra kalkalkalen karakterli granitler (70-85 My) tarafından kesildiğini ve Güney Neotetis'in Oligosen-Erken Miyosen döneminde kapanıp günümüz güneyindeki bindirme zonlarını oluşturmaya başladığını belirtmişlerdir.

Robertson ve ark. (2007), Doğu Toroslarda Güney Neotetis okyanusunun evrimi adlı çalışmalarında, bölgede beş ana tektonik evre tanımlamışlardır: 1) Orta-

Geç Triyas'ta Güney Neotetis'in riftleşmeye bağlı olarak yayıldığı; 2) Geç Kretase'de kuzeye dalımın ve ofiyolit yerleşiminin ve yay gelişiminin başladığı; 3) Orta Eosen'de dalma-batma ile ilişkili açılmanın geliştiği; 4) Erken-Orta Miyosen'de çarpışma ve güneye doğru Arap platformuna bindirme; 5) Pliyo-Kuvarterner'de çarpışma sonrası Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca sol-yanal doğrultu atımlı tektonik bir hareket olduğunu ortaya koymuşlardır.

Bağcı ve ark. (2008), Türkiye'nin güneyinde bulunan Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait kayaçlar üzerinde petrografi, tüm kaya ve mineral jeokimyası çalışmalarında, Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin en iyi korunmuş Neotetis okyanusal litosfer kalıntılarından birisi olduğu, tabandan tavana doğru manto tektonitleri, ultramafik-mafik kümülatlar, izotropik gabrolar, levha dayk kompleksi, plajiyogranitler ve ekstrüzif (düşük-K toleyitler ve boninitler) ile temsil edildiğini ortaya koymuşlardır. Yazarların yapmış oldukları tüm çalışmalar ve yeni jeokimyasal analizler sonucunda Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde okyanusal kabuk parçalarını oluşturan iki ana magma kaynağından beslendiği ve bu magma türlerinin IAT ve düşük Ti boninitik magma olduğunu tespit etmişlerdir.

Parlak ve ark. (2009), Güneydoğu Anadolu'da gözlenen ofiyolitlerin jeokimyası ve petrolojisi üzerine yaptıkları çalışmalarında; Göksun, Berit, İspendere ve Kömürhan ofiyolitlerinin Torid platformunun temeline eklendiğini ve Üst Kretase'de I tipi kalk-alkalen granitoyidler tarafından kesildiğini buna karşılık güneyde yer alan Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin Arap platformunun pasif kenarı üzerine bindirdiğini belirtmişlerdir. Kümülatlardan aldıkları örneklerle tüm kaya ve mineral kimyası verileri neticesinde ilksel magma bileşiminin ada yayı toleyitleri benzer bir bileşim sunduğunu saptamışlardır.

Rızaoğlu ve ark. (2009), Baskil (Elazığ) granitoyidinin jeokimyasal ve jeokronolojik evrimi ile ilgili yaptıkları çalışmalarında, Baskil granitoyidinin mafik ve feslik derinlik/yarı derinlik kayaç birliklerinden oluşmuş olup jeokimyasal olarak Baskil granitoyidlerinin I tipi metalimüno-peralimüno kalk-alkalen özelliğine sahip olduğu, biyotit jeokimyası ile birlikte REE ve okyanus sırtı granit

normalize çok elementli modeller ve tektonomagmatik ayrım diyagramları verilerine göre granitoyidlerin bir volkanik yay ortamında oluştuğunu ortaya koymuşlardır. Aynı zamanda granitoyidik kayaçlardan yapılan ^{40}Ar/ ^{39}Ar jeokronolojisinde biyotit yaşlarını 81.9±0.7 My ve 81.5±0.8 My olarak bulmuşlardır.

Karaoğlan ve ark. (2012), Güneydoğu Anadolu'daki ofiyolitleri kuzeyde; Göksun, İspendere, Berit, Kömürhan ve Guleman ofiyolitleri, güneyde; Kızıldağ ve Koçali ofiyolitleri olarak karakterize etmişlerdir ve çalışmalarında gabroyik kayalarda yeni U-Pb ve Sm-Nd izotop yaşları sunmuşlardır. Buna göre U-Pb zirkon jeokronolojisiyle gabroyik kümülatlardan Kömürhan ofiyoliti için 87.2±3.1 My, İspendere ofiyoliti için 84.5±3.9 My zirkon yaşları bulmuşlardır. Ayrıca Sm-Nd yöntemiyle İspendere ofiyolitine ait gabrolardan 85.1±7.1 My ve Kızıldağ ofiyolitine ait gabrolardan 110±11 My izokron yaşları elde etmişlerdir. Bu veriler ışığında; Kızıldağ ofiyolitinden yeni ve daha önce yayınlanmış olan U-Pb ve Sm-Nd yaşları, yitime bağlı magma oluşumu ile SSZ tipi kabuk gelişimi arasındaki zaman aralığı ≥ 3 My olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıntılı karşılaştırmayla Bitlis-Pütürge kıtasının kuzeyinde ve güneyindeki ofiyolitlerin jeolojik, jeokronolojik, petrolojik ve doğal stratigrafiye bağlı olarak oluşum yaşı bakımından 10 My farklılık sunduğunu ve bu nedenle ofiyolitlerin iki ayrı okyanusal basende oluşması gerektiği sonucuna varmışlardır.

Robertson ve ark. (2012), Doğu Akdeniz bölgesinde (Güney Türkiye, Kıbrıs, Suriye) Neotetiklerin Paleozoyik-Neojen dönemindeki gelişimiyle ilgili yaptıkları çalışmalarında, farklı okyanusal basenlerin (Paleotetis, Neotetis, Berit, İç Torid, İzmir-Ankara-Erzincan okyanusları) bölgede etkili olduklarını belirtmişlerdir. Orta Permiyen-Orta Triyas döneminde riftleşmenin başlamasıyla Geç Triyas- Erken Jura'da Güney Neotetis okyanusunun ayrılmasıyla okyanus tabanı yayılmasının başladığı, Geç Jura- Erken Kretase' de alkali volkanizmayla birlikte yeniden rifleşmesiyle levha içi magmatizmasını karakterize etmişlerdir. Geç Kretase'de birkaç okyanusal basendeki yitim zonu üzerinde ofiyolitlerin

oluşmaya başladığını ve okyanus içi yitime bağlı olarak Toros ve Arabistan platformuna yerleşmeye başladıklarını belirtmişlerdir.

Karaoğlan ve ark. (2013a), Kızıldağ ofiyolitinin U-Pb ve Sm-Nd jeokronolojisi adlı çalışmalarında, gabroyik kayaçlardan ve plajiyogranitlerden U-Pb yöntemi ile zirkon yaşlandırmasıyla plajiyogranitler için 91.7±1.7 My ve gabrolar için 91.6±3.8 My izokron yaşı elde etmişlerdir. Bu veriler sonucunda Kızıldağ ofiyolitini oluşturan kabuksal kayaçların gelişimi maksimum 6 My' lık bir süreçte oluştuğunu ve plajiyogranitlerin gabro kısmından daha sonra oluşmuş olabileceğini öne sürmüşlerdir.

Karaoğlan ve ark. (2013b), Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında gözlenen Göksun (Kahramanmaraş) ve Kömürhan (Elazığ) ofiyolitlerine ait U-Pb zirkon yaşlandırması yapmışlardır. Göksun ofiyolitine ait volkanik yay biriminden alınan riyolitik kayaçlara ait U-Pb zirkon yaşını 83.1±2.2 My, Kömürhan ofiyolitinde ise; 74.6±4.4 My kristallenme yaşlarını elde etmişlerdir. Ofiyolitlerin, granitoyidlerin ve volkanik yay birimlerinin karşılaştırmasıyla çalışmacılar, SSZ tipi kabuk üzerinde gelişen yay magmatizmasının 83-75 My arasında geliştiğini belirtmişlerdir.

Robertson ve ark. (2013), Geç Paleozoyik-Erken Senozoyik dönemindeki Güney ve Doğu Akdeniz bölgesinin tektonik gelişimi üzerine yaptıkları çalışmalarında, Anadolu kıtasının ve komşu alanların yeniden yapılanmasıyla Mesozoyik-Erken Senozoyik zamanı boyunca bir ya da daha fazla kıta parçalarının var olduğunu varsaymışlardır. Mevcut yeniden oluşumlar ve önerilen yeniden yapılandırmalar Geç Permiyen'den Orta Miyosen'e kadar olan paleotetik haritalar üzerinde gösterilmektedir. Bu yeniden yapılandırmalar ofiyolit oluşumu ve yerleşimi dahil olmak üzere kabuksal süreçleri için ilginç sonuçlar ortaya çıkardığını ileri sürmüşlerdir.

Karaoğlan ve ark. (2016), Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağındaki Göksun, İspendere, Kömürhan ofiyolitlerini kesen I tipi kalk-alkali granitoyidlerden (Esence, Doğanşehir ve Baskil) yeni U-Pb, ^{39}Ar-^{40}Ar ve fizyon izi

kronolojisi çalışmalarında, U-Pb zirkon yaşları, Baskil için 83-88 My aralığında ve Esence granitoyidi için 81-83 My olarak bulmuşlardır. ^{39}Ar-^{40}Ar verilerinin, Geç Kretase döneminde granitoyidlerin 6-10 My'lık bir zaman aralığında 300°C'nin altına düştüğünü gösterdiğini belirtmişlerdir. Granitoyidler, Erken-Orta Eosen'de Maden yay- ardı baseninin açılmasına bağlı olarak Berit metaofiyolitinin yükselmesi ve bu dönemde Doğanşehir yay magmatizmasının Pütürge ve Malatya-Keban metamorfitlerine, Berit metaofiyolitine ve Maden Karmaşığına sokulum yapmıştır. Eosen yaşlı Doğanşehir granitoyidinin benzer U-Pb ve ^{39}Ar-^{40}Ar yaşlarına sahip olması çalışmacılara hızlı bir soğumanın olduğunu düşündürmüştür. AFT verileri Oligosenden Geç Miyosen dönemine kadar Toroslar ile Arap platformu arasındaki kıta çarpışmasına bağlı olarak Orta Anadolu'nun hızlı bir şekilde yükselmesine sebep olduğunu ortaya koymuşlardır.

Nurlu ve ark. (2016), Güneydoğu Anadolu Bölgesi (Helete bölgesi, Kahramanmaraş Bölgesi, GD Türkiye) ofiyolitik ve volkanik kayaları kesen granitik intrüzyonların Geç Kretase yaşlı U-Pb zirkon yaşlarının etkileri adlı çalışmasında; granitik kayaçlar, bazik felsik volkanojenik kayaçlar (Helete volkanikleri), ofiyolitik kayaçlar (Meydan ofiyoliti) ve melanjdan (Meydan Melanjı) oluştuğunu volkanojenik kayaçların Nümmülitli kireçtaşları nedeniyle daha önce Eosen yaşının verildiğini belirtmiştir. Fakat yapmış olduğu detaylı çalışmalar ışığında volkaniklerin okyanusal yay ortamında oluştuğunu ortaya koymuştur. Meydan ofiyoliti, Helete volkanikleri ve melanj birimini kesen granitlerin jeokimyasal açıdan kalk-alkalen özellikte olduğunu bununla birlikte intrüzif granitik kayalardan yapılan zirkon U-Pb verileri sonucunda Geç Kretase (Senomaniyen-Kampaniyen) 92.9 ± 2.2–83.1 ± 1.5 Ma yaşlı olduğunu Helete volkanik birimi ve üzerinde uzanan Meydan ofiyolitik kayalarında benzer yaş ve kompozisyona sahip granitik kayalar tarafından sokulum yapıldığını ifade etmiştir. Granitik kayaların elektron mikroprob analizi, ana-iz element ve NTE analizleri sonucunda peralümin ve kalk-alkalin metalümin türden olduğunu, Sr-Nd-Pb izotop verilerine göre aktif kıta kenarında manto-kabuksal kökenden türediklerini ve

oluşum süreçlerini detaylı bir şekilde analizler ışığında ortaya koymuştur.

Şimşek (2017), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan farklı magmatik kayaların U-Pb yöntemi ile yaşlandırılması başlıklı yüksek lisans tez çalışmasında; Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti, Türkiye'de Neotetis ofiyolitleri içinde en iyi korunmuş okyanusal litosfer kalıntılarını içerdiğini belirtmiştir. Kızıldağ ofiyolitine ait kabuksal kayalarda gerçekleştirdiği zirkon U-Pb jeokronoji çalışması sonucunda mafik ve feslik kayalardan 90.6±6.4 – 97.7±1.1 My arasında yaşlar elde etmiştir.

Yıldırım (2017), Koçali karmaşığını (Adıyaman) oluşturan okyanusal birimlerin petrolojik özellikleri ve tektonik önemi başlıklı doktora çalışmasında Güney Neotetis'i meydana getiren kıtasal riftleşme ve yitimin kanıtlarına Koçali Karmaşığı içinde rastlanıldığını ve bu kıtasal rifleşmenin olasılıkla Geç Triyas (Karniyen-Noriyen) sırasında gerçekleştiğini ve kıtasal riftleşme sonrasında daha kuzeyde, Bitlis-Pütürge mikro levhacığı ile Arap platformu arasında gelişen Güney Neotetis içinde MORB ve ofiyolitik kayaçlar oluşmuş olduğunu ve bu ofiyoliti Geç Kretase dalma-batma zonu (SSZ) okyanusal litosferinin bir kalıntısı olan bu ofiyolitler Koçali ofiyoliti olarak tanımlanmış olduğunu belirtmiştir.

3.MATERYAL VE METOD

3.1. Materyal

İnceleme alanı, Doğu Akdeniz bölgesinde yer alan Kahramanmaraş ilinin 90 km kuzeyinde Göksun-Afşin ilçesi arasında L37-c ile L37-d paftalarını içeren bölgedeki alanları kapsamaktadır. Yüksek lisans tez çalışmasının materyalini Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitine ait okyanus kabuğu kayaları (mafik-ultramafik kümülatlar, izotrop gabro, levha daykları, granit, granodiyorit, plajiyogranit ve volkanikler) ve ofiyolitik birimleri kesen Esence granitoyidi oluşturmaktadır. Göksun ofiyolitinin en iyi gözlendiği bölge Göksun-Afşin arasında yer almaktadır. Ofiyoliti oluşturan tüm birimler oldukça iyi yüzlekler sunmaktadır.

Tez çalışmasının ilk etabını 2015 ve 2016 yıllarında yaz döneminde arazi çalışmaları oluşturmaktadır. 2015 yaz döneminde 18 lokasyondan 30 örnekleme ve 2016 yaz döneminde de 10 lokasyondan 13 örnekleme yapılarak arazi çalışması tamamlanmıştır. Çizelge 3.1'de araziden derlenen kayaç örneklerinin listesi ve konumu verilmektedir.

Araziden alınan örnekler üzerinde jeokimyasal, jeokronolojik çalışmalar ve kayaçların ince kesitleri incelenerek petrografik tanımlamaları yapılmıştır. Tüm kayaç analizleri (ana, iz ve nadir toprak elementleri) magmatik kayaçların jeokimyasal karakterizasyonlarının ve jeodinamik ortam analizlerinin ortaya çıkarılmasında kullanılmıştır. Bu kapsamda Göksun ofiyolitine ait 18 adet kayacın ana-iz ve nadir toprak element içerikleri ACME Lab (Kanada) da yaptırılmıştır. U-Pb yaş tayini Göttingen (Almanya) Üniversitesi Yerbilimi Bölümünde yaptırılmıştır.

Yüksek lisans tez çalışmasının son aşamasında ise elde edilen tüm veriler değerlendirilerek yüksek lisans tez yazım aşamasına geçilmiştir.

Laboratuvar çalışmaları sırasında gerçekleştirilen örnek hazırlama aşamaları metod kısmında detaylı bir şekilde verilmiştir.

Çizelge 3.1. Çalışma kapsamında araziden derlenen örnekler

Örnek No	Birim	Kayaç Adı	Lokasyon (GPS)	Yükseklik (metre)
GS15-1	Malatya metamorfikleri	Mermer	K38°11'22.02" D36°45'22.02"	1436 m
GS15-2	Esence granitoyidi	Aplit	K38°09'20.96" D36°47'47.51"	1194 m
GS15-3	Esence granitoyidi	Granit	K38°09'20.96" D36°47'47.51"	1194 m
GS15-4	Esence granitoyidi	Granodiyorit	K38°09'19.25" D36°48'55.73"	1158 m
GS15-17	Esence granitoyidi	Tonalit	K38°08'22.44" D36°52'28.98"	1185 m
GS15-20	Esence granitoyidi	Granodiyorit	K38°08'22.44" D36°52'28.98"	1185 m
GS16-1	Göksun ofiyolitine ait kümülat gabroları kesen felsik dayk	Mikrotonalit	K38°06'46.56" D36°44'19.04"	1323 m
GS16-2	Göksun ofiyolitine ait kümülat gabroları kesen felsik dayk	Mikrotonalit	K38°06'47.65" D36°44'23.58"	1310 m
GS16-3	Göksun ofiyolitine ait kümülat gabroları kesen mafik dayk	Kuvarslı Mikrodiyorit	K38°06'47.65" D36°44'23.58"	1310 m
GS16-4	Göksun ofiyolitine ait kümülat gabro	Kümülat gabro	K38°06'47.65" D36°44'23.58"	1310 m
GS16-5	Göksun ofiyolitine ait izotrop gabro	İzotrop gabro	K38°07'21.94" D36°51'41.16"	1290 m
GS16-6	Göksun ofiyolitine ait levha daykı	Kuvarslı Mikrodiyorit	K38°07'21.94" D36°51'41.16"	1290 m
GS16-7	Göksun ofiyolitine ait levha daykı	Mikrodiyorit	K38°08'04.29" D36°51'51.19"	1275 m
GS16-8	Göksun ofiyolitinde levha dayklarını kesen plajiyogranit	Plajiyogranit	K38°07'37.52" D36°52'07.57"	1211 m

Çizelge 3.1. Devam

Örnek No	Birim	Kayaç Adı	Lokasyon (GPS)	Yükseklik (metre)
GS16-9	Göksun ofiyoliti kaniklerine ait felsik lav	Dasit	K38°08'16.37" D37°00'03.51"	1124 m
GS16-10	Göksun ofiyoliti volkaniklerine ait felsik lav	Dasit	K38°08'18.19" D37°00'00.84"	1127 m
GS16-11	Göksun ofiyoliti volkaniklerine ait bazik lav	Bazalt	K38°08'17.05" D37°00'02.04"	1126 m
GS16-12	Göksun ofiyoliti volkaniklerine ait ortaç lav	Andezit	K38°08'20.25" D36°59'59.44"	1125 m
GS16-13	Göksun ofiyoliti kaniklerine ait felsik lav	Riyolit	K38°08'22.00" D36°59'58.11"	1127 m

3.1.1. Zirkon Mineralinin Genel Özellikleri

Zirkon minerali ilk olarak A.G. WERNER tarafından 1783' de tanımlamıştır. Kimyasal bileşimi $ZrSiO_4$ + U, Th, Hf, Y, Ce ve kristal sistemi tetragonaldır. Kristal biçimi kısa-uzun prizmatik kristalli; dipiramidal; ışınsal lifsi agragatlar ve düzensiz taneler halinde bulunabilir. Zirkon mineralinin rengi değişkendir, İkizlenme gösterir ve genellikle dirsek ikizlenmesi yaygındır. Sertliği 7.5, özgül ağırlığı ise 4.6-4.7 g/cm^3 dür. Zirkon mineralinin U-Pb sistemi için kapanım sıcaklığı ≥900^{o}C'dir (Cherniak ve Watson, 2001). Zirkon ortaç ve felsik magmatik kayalarda yaygın olarak bulunan bir aksesuar mineralidir. Şist ve gnays gibi metamorfik kayalarda da bulunabilir. Aşınma, taşınma gibi süreçlerde oldukça dayanıklıdır. Bu nedenle sedimanter kayaçların provenans analizlerinde de yaygın olarak kullanılmaktadır.

3.1.2. Titanit Mineralinin Genel Özellikleri

Titanit mineralinin kimyasal bileşimi $CaTiSiO_5$ olup, monoklinik sistemde

kristallenmektedir. Kristal biçimi kama, yapraklanmalı, prizmatik, masif, kompakt bazen lamelli olarak görülmektedir. Sertliği 5-5.5 olup, özgül ağırlığı ise 3.45-3.55 g/cm^3 dür. Renksiz, sarı, yeşil, gri ve kahverengi olarak görülmektedir. Titanit mineralinin U-Pb sistem için kapanım sıcaklığı 550-650^{o}C'dir (Cherniak, 1993). Siyenit, nefelinli siyenit, diyorit ve granodiyorit gibi magmatik kayaların sık rastlanılan aksesuar mineralidir. Ayrıca metamorfik kayalarda da bulunabilir.

3.2. Metod

Yüksek lisans tez çalıması (a) büro, (b) arazi, (c) laboratuvar ve (d) tez yazımı çalışmaları olmak üzere 4 (dört) aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.2.1. Arazi Öncesi Büro Çalışması

Bu aşamada Göksun ofiyoliti ile ilgili önceden yapılan bütün çalışmalar detaylı bir şekilde incelenerek bir sonraki aşama olan arazi çalışması için ön hazırlık yapılmıştır. Göksun ofiyolitini oluşturan farklı magmatik kayaların arazi ilişkileri, jeokimyası, petrografisi ve literatürde daha önce yapılmış olan U-Pb yaşlandırmaları taranarak tez çalışması esnasında nelere dikkat edilmesi gerektiği hususunda bilgiler edinilmiştir.

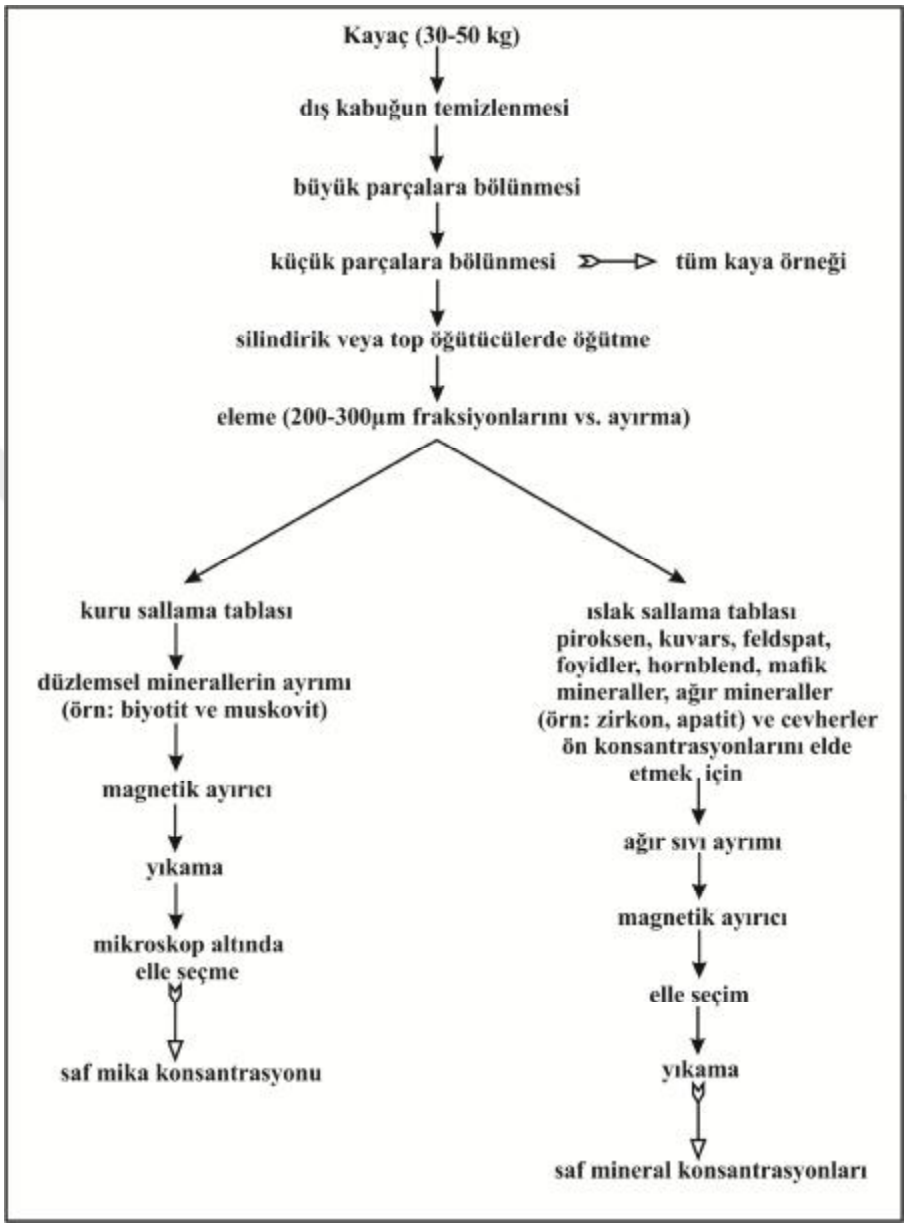
3.2.2. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışması kapsamında 2015 ve 2016 yılları yaz aylarında Göksun ofiyolitinin en iyi gözlendiği bölge olan Göksun-Afşin arasında kalan bölge de gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmaları sırasında örneklendirilmesi gerçekleştirilen ofiyolitik kayaların ofiyolit stratigrafisi içindeki yapısal seviyeleri tanımlanmış ve a) kümülat kayalarda tabandan tavana doğru farklı düzeylerden, b) izotrop gabrolardan, c) levha dayklarında farklı dayk gelişimlerinden, d) plajiyogranitlerden, e) volkanik istifin farklı litolojiler sunan bölümlerinden ve ofiyolitik birimleri kesen granitoyidik kayalardan örneklendirmeler gerçekleştirilmiştir. Bu amaçla uygun olan lokasyonlarda taslak enine kesitler

çizilerek ilgili birimlerin arazi ilişkileri ortaya konmaya çalışılmıştır. Bu çalışmalar sırasında her bir bölgede ofiyolitik kayaları ve ofiyolitik birimleri kesen granitoyidleri en iyi şekilde karakterize eden ve alterasyondan en az etkilenmiş birimlerden örnekler alınmasına özen gösterilmiştir. Mafik magmatik kayalarda zirkon mineralinin oldukça az bulunması her bir lokasyonda ~ 20-25 kg kaya örneği alınmasına ve kirlenmeye karşı örneklerin hassas bir şekilde paketlenmesine özen gösterilmiştir.

3.2.3. Laboratuvar Çalışmaları

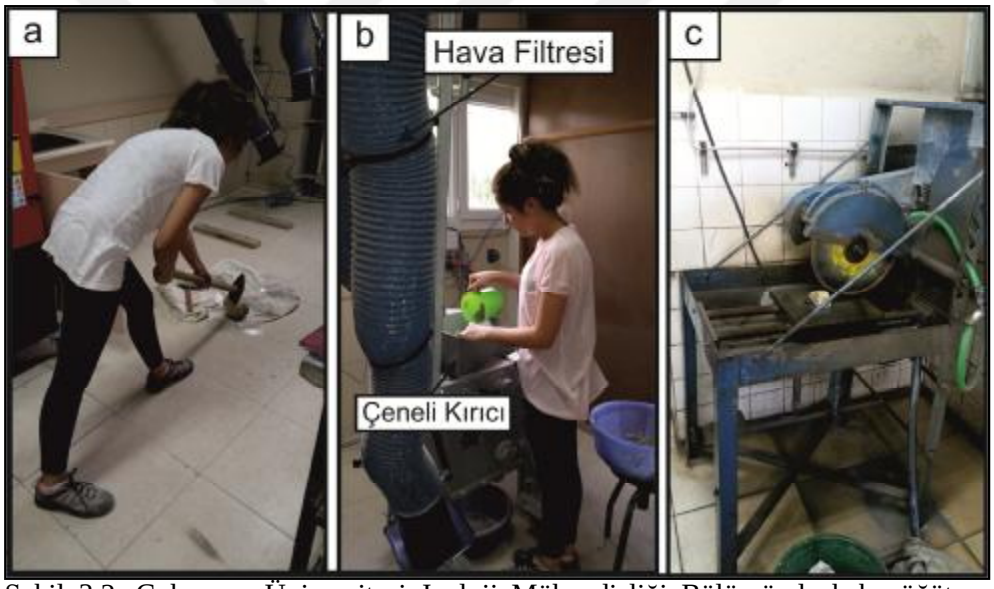
Araziden derlenen örnekler üzerinde petrografik, jeokronolojik ve jeokimyasal analizler yapılmıştır. Petrografik analizler için ince kesit yapımı Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. Tüm kaya jeokimya analizleri (ana, iz ve nadir toprak elementleri) ACME (Bureau Veritas Commodities Canada Ltd)'de gerçekleştirilmiştir. Derlenen örneklerden elde edilen zirkon ve titanit mineral fazları üzerinde LA-SF-ICP-MS (Laser Ablation Single-Collector Sector-Field Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) tekniği ile tarihlendirimiştir. Jeokronolojik analizler için örnek hazırlama işlemleri Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineral Seperasyon Laboratuvarında ve ODTÜ (Orta Doğu Teknik Üniversitesi) Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Jeokronolojik çalışmalarda U-Pb LA-SF-ICP-MS yaş tayini Göttingen Üniversitesi Yerbilimleri merkezinde (Almanya) yapılmıştır. Jeokronolojik çalışmalar için laboratuvar çalışmaları kırma-öğütme, eleme, sallantılı masa, manyetik ayırıcı, ağır sıvı, mikroskop altında elle seçme, tutturma, aşındırma ve parlatma, katodolüminesans (CL) görüntü alımı, LA-SF-ICP-MS yaş tayini, tüm kaya jeokimyası ve tez yazımı süreçlerini kapsamaktadır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1. Jeokronoloji çalışmalarında mineral ayıklama işlemleri (Geyh ve Schleicher,1990'dan değiştirilmiştir)

3.2.3.1. Kırma-Öğütme

Araziden alınan örneklerin çeneli kırıcıda öğütülmesine başlamadan önce her bir örneğin ayrışmış dış kısımları temizlenir ve çeneli kırıcıya sığabilecek şekilde çekiç/balyoz/taş kesme çarkı yardımı ile yaklaşık avuç büyüklüğüne getirilir. ~10-15 cm boyutuna getirilen örnekler çeneli kırıcıda öğütülmeye başlanır. Çeneli kırıcıdan çıkarılan malzemenin ~1 mm tane büyüklüğünde olacak şekilde kırma işlemine aşamalı bir şekilde devam edilir. Öğütülen bu malzemeden tüm kaya jeokimyası analizi yapılması için ~100-200 gr örnek çeyrekleme yöntemi ile örneğin tamamını temsil edecek şekilde alınmasına özen gösterilerek analiz için ayrılır (Şekil 3.2).



Şekil 3.2. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde kaba öğütme için kullanılan a) balyoz b) çeneli kırıcı c) taş kesme çarkı

Çeneli kırıcıda istenilen boyuta getirilen malzeme 500 µm ve 250 µm elekler kullanılarak otomatik elek sallayıcıda elenir (Şekil 3.3). Bu aşamada 250 µm altında kalan malzeme tez çalışmasında U-Pb yaşlandırması (zirkon ve titanit) için kullanılan ana malzemeyi oluşturmakla birlikte diğer bir aşama olan ıslak elemede kullanılmak üzere paketlenir. 250 ve 500 µm üzerinde kalan malzeme

daha sonra ihtiyaç olması durumunda kullanılmak üzere saklanır. Yapılan her bir eleme işleminden sonra elek setleri ultra-sonik banyoda yıkanarak kompresör yardımıyla kurutulması yapılmıştır. Kuruyan elek setleri fırça ve toplu iğne kullanılarak bir önceki örnekten elek setlerinin gözenekleri içerisinde kalan malzeme olup olmadığına dikkat edilecek şekilde temizliği sağlanıp bir sonraki örneğin eleme işlemi için hazır hale getirilmiştir.

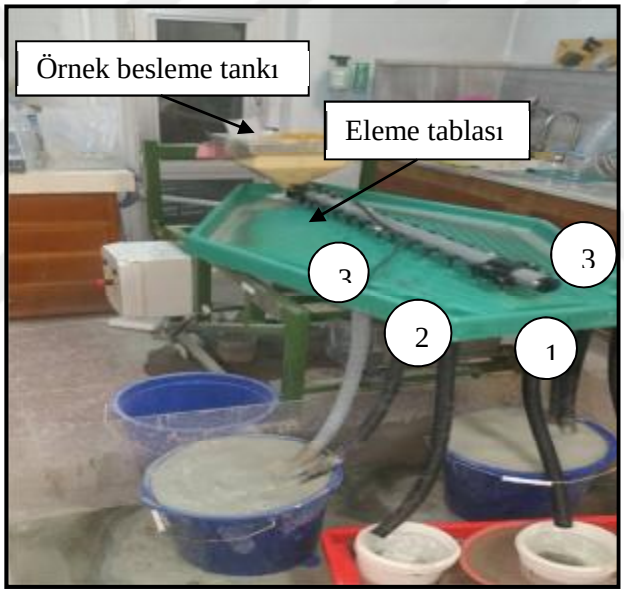


Şekil 3.3. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde kuru eleme için kullanılan elek sallayıcı ve elek setleri

3.2.3.2. Islak Eleme

Kuru eleme aşamasından geçirilip 250 µm altında kalan toz materyalin içerisinde bulunan ağır minerallerin konsantrasyonunu diğer fazlardan ayırmak amacıyla ıslak elek kullanılmıştır (Şekil 3.4). Islak elekte yoğunluğu düşük olan mineraller ile yoğunluğu yüksek olan zirkon, apatit, pirit, manyetit gibi mineralleri ayırmada kullanılmaktadır. Islak elekte işleme tabi tutulucak örnek besleme ünitesi yardımıyla eleme tablası üzerine gönderilir. Eleme tablası belirli bir genlikte salınım yapar ve üzerindeki malzemedeki düşük yoğunluklu mineraller yüksek yoğunluklu mineraller birbirlerinden ayrılır. Islak elekte mineraller üç farklı kapta toplanır. Yoğunluğu en fazla olan mineraller (zirkon, apatit, titanit, rutil, pirit,

manyetit gibi) 1 no'lu kapta toplanırlar. Daha hafif olan yoğunlukta ancak içerisinde potansiyel olarak zirkon, apatit, rutil gibi mineralleri de bünyesinde bulundurma olasılığı olanlar 2 no'lu kapta birikirler. Su ile kolayca taşınabilen daha çok örneğin içerisinde toz malzeme olarak adlandırılan ve herhangi bir ağır mineral içermeyen yoğunluğu düşük olan mineraller ise 3 no'lu kapta toplanırlar veya su ile atık su sistemine tahliye olurlar. Bu kaplardan alınan örnekler cam beherlerin içerisine alınarak etüvde 70-105ºC' de 1 (bir) gün boyunca kurutulması sağlanır. Örneğin bir diğer aşama olan magnetik seperasyon için paketlenerek hazır hale getirilmesi sağlanmış olur.

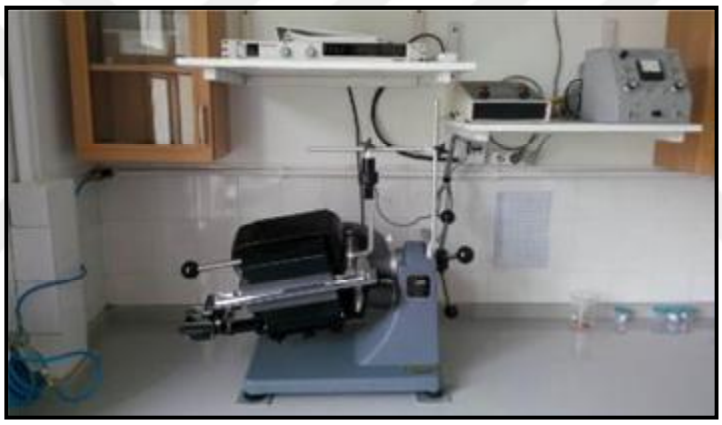


Şekil 3.4. ODTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümünde ıslak eleme için kullanılan gemini tablası (1): ağır mineraller, (2): orta yoğunluktaki mineraller, (3): hafif mineraller

3.2.3.3. Manyetik Ayırıcı

Islak elek aşamasında ağır mineral konsantrasyonu arttırılan ve U-Pb yaşlandırması için potansiyel olarak bünyesinde zirkon barındıran 1 no'lu kapta toplanmış olan ve etüvde kurutulan numune öncelikle güçlü bir el mıknatısı

yardımıyla içerisinde manyetit duraylılığı olan mineraller ayrılmıştır. Frantz manyetik ayırıcı cihazına geçilmeden önce bu aşamanın yapılamasının sebebi manyetik özelliği fazla olan örneğin mıknatıslanma özelliğini bir nebze olsun azaltarak cihazı aşırı manyetitleşme özelliğinden ötürü zorlamamak için yapılmaktadır. Manyetik seperatör, 20º eğim ve 1.2 amper voltaja ayarlanmıştır. Magnetik ayırıcıdan (Şekil 3.5) geçirilerek, manyetik özelliği çok düşük olan ve yaşlandırmada kullanılacak olan zirkon ve titanit gibi aksesuar minerallerinin manyetik özelliği görece yüksek olan amfibol, biyotit, manyetit ve metalik cevher minerallerinden ayrılması sağlanmış olur.



Şekil 3.5. Frantz Magnet (Manyetik ayırıcı)

3.2.3.4. Ağır Sıvı ile Ayırma (Bromoform ve Diiodomethane)

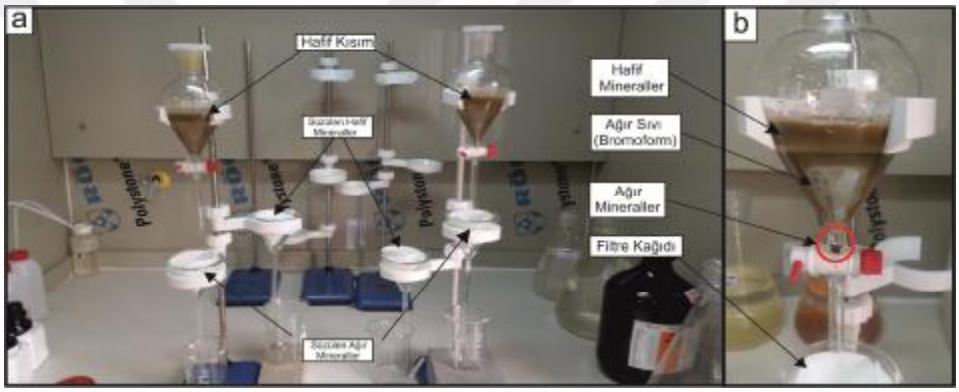
Manyetik ayırıcıdan geçirilerek manyetik minerallerden ayıklanan manyetik özelliği düşük yani nonmanyetik özellik sunan minerallerin (apatit, zirkon, titanit, monazit vb.) birbirinden ayrılabilmesi aşamasında ağır sıvı kullanılmıştır. Yöntem yoğunluk farkından yararlanarak yaşlandırmada kullanılacak olan minerallerin seçim aşamasında kolaylık sağlaması amacıyla kullanılmaktadır. Bu aşamada örnekte bulunabilecek bazı minerallerin yoğunlukları Çizelge 3.2'de verilmektedir.

Çizelge 3.2. Bazı kayaç yapıcı, aksesuar ve cevher minerallerinin yoğunluğu (Karaoğlan, 2012)

Yoğunluk	Mineral	Renk	Sertlik
3.24	(Fe,Mg)hornblend	Kahverengi	5-6
2.69	Plajiyoklas	Beyaz	6-6.5
2.52	Sanidin	Renksiz	6
2.56	Ortoklas	Renksiz	6
2.56	Mikroklin	Yeşil,mavi	6
3.34	Omfasit	Yeşil	5-6
3.19	Apatit	Beyaz	5
4.65	Zirkon	Kahverengi	7.5
5.15	Monazit	Kahverengi	5-5.5
4.75	Ksenotim	Kahverengi, sarımsı	4-5
2.63	Kuvars	Kahverengi	7
3.10	Biyotit	Koyu kahverengi	2.5-3
2.83	Muskovit	Beyaz	2-2.5
3.57	Grossular	Kahverengi	6.5-7.5
4.20	Almandin	Kahverengi	7-8
2.65	Oligoklas	Kahverengi	7
2.62	Albit	Beyaz	7
2.74	Anortit	Renksiz	6
3.30	Jadeit	Yeşil	6.5
3.40	Klinoenstatit	Renksiz	5-6
3.20	Enstatit	Beyaz	5.5
3.25	Cermakit	Yeşil	5-6
3.05	Tremolit	Kahverengi	5-6
3.05	Fluorocannilloite	Gri, yeşilimsi	6
5.30	Hematit	Gri, kırmızımsı	6.5
5.15	Magnetit	Siyah, grimsi	5.5-6
4.80	Kromit	Siyah	5.5
3.27	Forsterit	Renksiz	6-7
4.39	Fayalit	Kahverengi	6.5
5.10	Kuprospinel	Siyah	6.5-7
4.05	Korund	Mavi	9
3.48	Titanit	Kahverengi, kırmızımsı	5-5.5

Bölümümüz Mineral-Seperasyon laboratuvarında ağır sıvı olarak Bromoform ve Diiodomethane kullanılmaktadır. Bromoform'un yoğunluğu 2.89 gr/cm^3 ve diiodomethane'ın yoğunluğu 3.33 gr/cm^3'tür. Zirkon mineralinin

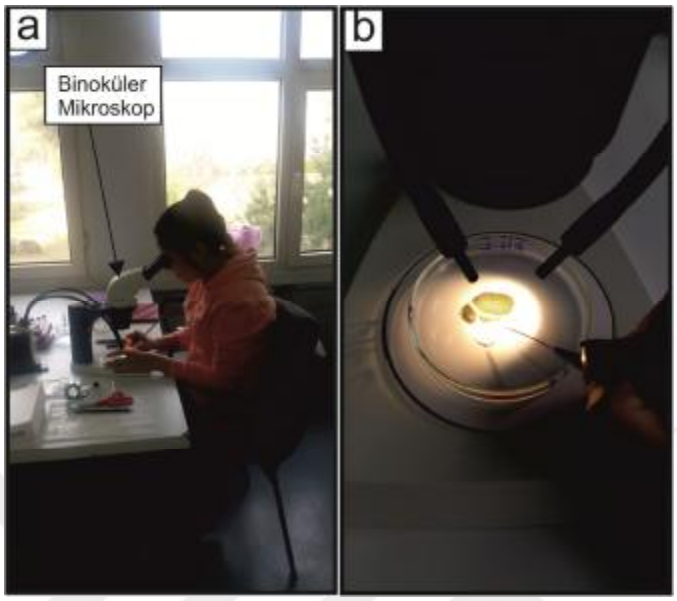
yoğunluğu 4.6-4.7 gr/cm^3 ve titanit mineralinin yoğunluğu ise 3.48 gr/cm^3' tür. Şekil 3.6'da görüldüğü gibi bromoformun içerisine dökülen örnek baget çubuk yardımıyla karıştırılır ve yoğunluğu bromoformdan yüksek olan apatit, zirkon, titanit, rutil, monazit ve amfibol gibi minerallerin dibe çökmesi ve plajiyoklas, kuvars ve feldspat gibi minerallerin ise üstte kalması sağlanır. Ağır sıvıda dibe çöken mineraller daha sonra filtre kağıdına aktarılarak ağır sıvının süzülmesi beklenir. Dibe çökmüş ve filtre kağına alınan örnek aseton ya da alkol yardımı ile yıkandıktan sonra bir sonraki aşama olan elle seçim işlemine geçilir.



Şekil 3.6. Ağır sıvı kullanılarak ile minerallerin yoğunluklarına göre ayrılması (a: genel görünüm, b: yakından görünüm

3.2.3.5. Elle Seçme

Ağır sıvı (bromoform ve diiodomethane) kullanımı ile yaşlandırma işlemi için apatit, zirkon, monazit, rutil ve titanit gibi minerallerce zenginleşmiş kısım kalır. Bu aşamadan sonra binoküler mikroskop altında çeşitli aşamalardan geçmiş olan non-manyetik (manyetik olmayan) minerallerin olduğu örnek petri kabına alınarak bir iğne yardımı ile elle seçimi yapılır (Şekil 3.7). Her bir örnek için seçilen zirkonların kayaç içerisinde bulunan bütün zirkon tipolojisini temsil edecek şekilde seçilmesine özen gösterilir. Her bir örnek için yaklaşık 100 adet zirkon ayıklanmış (mafik ve ultra-mafik kayalarda yeterince bulunmayabilir) ve U-Pb yaşlandırması için hazır hale getirilmiştir.



Şekil 3.7. Zirkon minerallerinin elle seçimini yapmak için kullanılan binoküler mikroskop (a: binoküler mikroskop, b: elle seçim aşamasının yakından görünümü)

3.2.3.6. Tutturma, Aşındırma ve Parlatma

Binoküler mikroskop altında seçilen zirkon minerallerinin reçine yardımıyla düzenli ve sıralı bir şekilde tutturulması, aşındırma ve parlatma işlemlerine tabi tutulması gerekmektedir. Zirkon minerallerini tutturma işlemi için farklı laboratuvarlarda farklı malzemeler kullanılmaktadır. Kullanılan malzemeler (a) standart olarak 1" (inch) çapında plastik yüzük, (b) bu yüzük içine sığacak çapta düz yüzeye sahip cam veya pileksi, (c) çift taraflı bant ve (d) reçine (epoksi: kimyasal reçine)'dir. Öncelikle çift taraflı bant cam veya pileksi üzerine yapıştırılır. Sonrasında bir numuneye ait zirkon mineralleri tek tek bir sıra halinde, kenarlara fazla yaklaşmadan ortada kalmaya özen gösterilerek bant üzerine yapıştırılır. Aynı şekilde başka örneklerin zirkonları da bant üzerine yerleştirilebilir. Aynı yüzük içinde birden fazla örneğe ait zirkonların yerleştirilmesi mümkündür. Daha sonraki aşamada 1" çapındaki yüzük, cam veya pileksiyi içine alacak şekilde yerleştirilir. Son aşamada ısıtılan epoksi, kabarcık kalmamasına dikkat edilerek yüzük içine

dökülür ve hava almayan bir ortamda kurumaya bırakılır.

Yüzüklerin şeklini alan kurumuş haldeki epoksi (reçine) çıkartılarak aşındırma işlemine geçilir. Aşındırma işlemi sırasında 14µm (600 numaralı-kalın) ve 5 µm (1000 numaralı-ince) toz aşındırıcılar kullanılır. Bu aşındırma tozları sayesinde tutturucular (epoksi) üzerindeki zirkon minerallerinin yüzeyleri açığa çıkana kadar aşındırma işlemi yapılır (Şekil 3.8).

Parlatma işlemi için keçe ve elmas macunlar kullanılır. Keçe üzerinde kullanılan elmas macun parlatıcılarının büyüklükleri sırasıyla 3µm ve 1µm kalınlığındadır. Aşındırma ve parlatma işlemi ışığın daha iyi geçebilmesi ve tanelerin daha iyi seçilebilmesi için tutturucuların alt yüzeyleri içinde yapılır.



Şekil 3.8. Zirkon minerallerinin bulunduğu yüzükler

3.2.3.7. Katodolüminesans (CL) Görüntü Alımı

Aşındırma ve parlatma işlemi biten zirkon minerallerinin iç yapısının görülebilmesi ve farklı büyüme halkalarının tespiti için katodoluminesans (CL) fotoğrafları çekilir. Bu çalışmada tarihlendirilmek istenen zirkon minerallerinin CL çekimleri Mersin Üniversitesi Merkez Laboratuvarında Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Bu aşamada ilk olarak parlatma işlemi gerçekleştirilen zirkonların yüzeylerinin platin ile kaplanması gerekmektedir. Yüzükler platin kaplama cihazı içerisine konur. Argon gazı ile elektriksel bir alan oluşturularak yüzükler platin ile kaplanır (Şekil 3.9). Platin ile

kaplanan yüzükler taramalı elektron mikroskobu (SEM)' nda katodoluminesans (CL) görüntüleri almak için hazır hale getirilmiştir (Şekil 3.9). Elde edilen CL fotoğrafları incelenerek analizi yapılacak zirkon minerali ve bölgesi seçilir.



Şekil 3.9. Yüzüklerin platin ile kaplanması

3.2.3.8. LA-SF-ICP-MS Yaş Tayini

LA-SF-ICP-MS yaş tayini ise Göttingen Üniversitesi Yerbilimleri Merkezinde (Almanya) Dr. István DUNKL danışmanlığında yapılmıştır. Yerinde (In-situ) U-Pb tarihlemesi Lazer ablasyon tek bir kollektör sektör alan eşleşmesiyle plazma kütle spektrometresi (LA-SF-ICP-MS) ile uygulanmış olup analiz için kullanılan yöntem Frei and Gerdes (2009) tarafından ayrıntılı olarak açıklanmıştır. Bir Thermo Finnigan Elementi, bir Resonetics Excimer lazer ablasyon sistemine bağlanmış iki kütle spektrometresi kullanılmıştır. Tüm yaş verileri için 33 µm lazer ışını çapı ve yaklaşık 10 µm spot derinliği ile tek nokta analizleriyle elde edilmiştir. Lazer 5 Hz tekrar hızında ve % 25 nominal lazer enerjisi çıkışında ateşlenmiştir. Ön ablasyon için 2 Lazer atışı kullanılmıştır. Taşıyıcı gaz He ve Ar'dir. ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th, ^{208}Pb, $^{20}7Pb$, ^{206}Pb kütle mass 204 ve ^{202}Hg' nın analizleri için ICP-MS ile ölçülmüştür. Veri azaltma ca' nın işlenmesine dayandırılmıştır. Sinyalin başlangıcından 3 saniye sonra seçilen 50 zaman dilimi (yaklaşık 14 saniye) çıkıştır.

Yaş hesaplama ve kalite kontrolü, GJ-1 zirkon referans materyali kullanılarak standart örnek basamaklama yöntemiyle sapma ve ayırma düzeltmesine dayandırılmıştır (Jackson ve ark., 2004). Ayrıca kontrolü için Plešovice zirkon (Sláma ve ark., 2008), 91500 zirkon (Wiedenbeck ve ark., 1995) ve FC-1 zirkon (Paces ve Miller, 1993) ''ikincil standartlar'' olarak analiz edilmiştir. Standartların yaş sonuçları yayınlanmış ID-TIMS değerleri 2σ'sı içinde tutarlı bir şekilde bulunmuştur. Sapma ve ayırma düzeltmeleri ve veri azaltma işlemleri şirket içi yazılımlar tarafından yapılmıştır (UranOS; Dunkl ve ark., 2008). LA - ICP - MS tekniği ile zirkon, minerallerinin U-Pb yaş tayinlerinde oldukça, başarılı sonuçlar elde edilmiştir.

3.2.3.9. Tüm Kaya Jeokimyası

Tüm kaya ana-iz ve nadir toprak element jeokimyası çalışmaları için seçilen örnekler ACME (Bureau Veritas Commodities Canada Ltd)'de analiz edilmiştir. ACME (Kanada)'de analiz edilen örnekler agat havanda 10 gram toz haline (<75 mikron) getirilerek ana ve iz element analizi için hazır hale getirilmiştir. Ana element içerikleri ICP-ES (Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometer) ve iz element içerikleri ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer) yöntemi ile analiz edilmiştir.

3.2.4. Tez Yazımı Çalışması

Büro, arazi ve laboratuar çalışmalarından elde edilen tüm bilgiler sonucunda tez yazım aşamasına geçilmiştir.

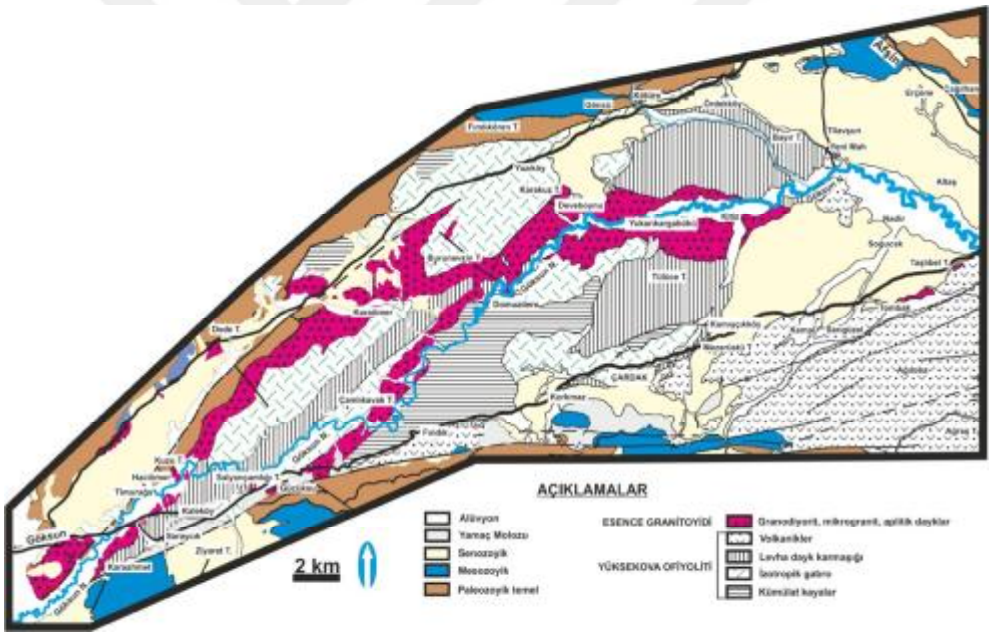
4. ARAŞTIRMA BULGULARI

4.1. Bölgesel Jeoloji

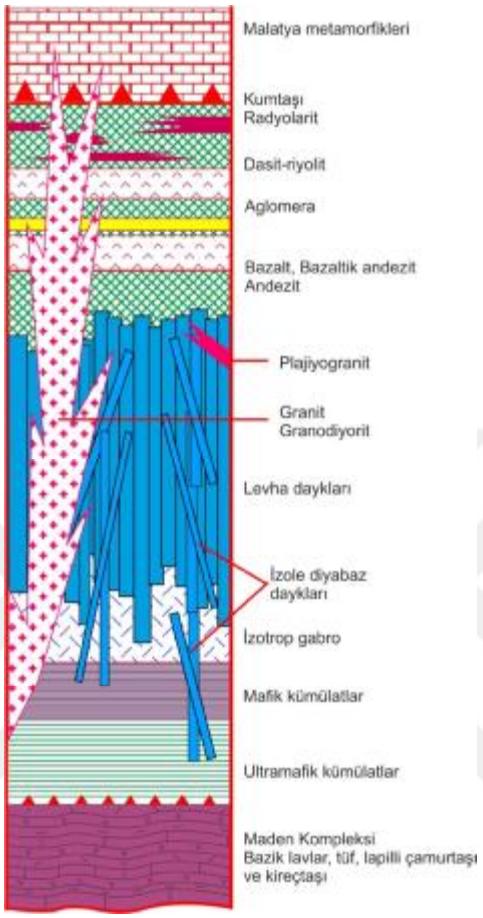
Yılmaz (1993) yaklaşık D-B uzanımlı Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı boyunca kuzeyden güneye doğru Nap zonu, Yığışım prizması ve Arap platformu olmak üzere üç farklı tektonik dilim ayırdetmiştir. Metamorfik masifler (Malatya-Keban), ofiyolitler (Göksun, Berit, İspendere, Kömürhan, Guleman) ve granitoyidler (Esence, Doğanşehir, Baskil) Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının Geç Kretase-Eosen tektonik evriminde önemli bir yer tutmaktadır. Bu birimler kuzeyde yer alan Nap zonu içerisinde gözlenmekte olup Neotetis okyanusal baseninin Geç Kretase'den itibaren kapanması sırasında güneye doğru hareket ederek Geç Eosen'de Maden Kompleksi üzerine bindirmişlerdir (Yılmaz, 1993; Yılmaz ve ark., 1993). Ofiyolitler ve bunları tektonik olarak üzerleyen metamorfik masifler Geç Kretase-Erken/Orta Eosen yaşlı granitoyidler tarafından kesilmişlerdir (Parlak, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2009; Karaoğlan ve ark., 2013, 2016).

Geç Kretase yaşlı Göksun ofiyoliti kuzeyden ve güneyden Malatya metamorfikleri tarafından sınırlanan bir tektonik pencere içerisinde doğu-batı uzanımlı olarak Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) arasında yüzeylemeler sunmaktadır (Şekil 4.1). Malatya metamorfikleri genel olarak meta-karbonatlar, kalkşist, mikaşist, fillit, meta-kırıntılılar, ve meta-çörtler ile temsil edilmektedir (Perinçek ve Kozlu, 1984). Malatya metamorfiklerinin yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığı öne sürülmektedir (Robertsonve ark., 2006). Mevcut fosil bulgularına göre Geç Permiyen-Erken Triyas yaşı verilmiştir (Özgül ve ark., 1981). Malatya metamorfikleri Neotetis okyanusunu kuzeyden sınırlayan Geç Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Toros karbonat platformunun bir parçası olarak değerlendirilmektedir (Robertson ve ark., 2006). Göksun ofiyoliti tabandan tavana doğru manto tektonitleri, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabro, levha daykları ve volkanikler olmak üzere tam bir okyanusal litosfer kesiti sunmaktadır (Şekil 4.2). Ayrıca levha daykları içinde plajiyogranit sokulumları gözlenmektedir.

Ofiyoliti oluşturan birimler arasındaki dokanak ilişkileri genel olarak tektonik olmasına rağmen, levha daykları ile izotrop gabro birimleri arasında geçişli bir dokanak ilişkisi gözlenmektedir (Parlak ve ark., 2004). Göksun ofiyoliti Neotetis okyanusal baseninin güney kolunda okyanus içi yitim zonu üzerinde Geç Kretase'de oluşmuştur (Parlak ve ark., 2004; Karaoğlan ve ark., 2013). Göksun ofiyoliti ve Malatya metamorfikleri bölgede Geç Kretase yaşlı I-tipi volkanik yay granitoyidi (Esence) tarafından kesilmektedir (Parlak, 2006; Karaoğlan ve ark., 2016) (Şekil 4.2). Göksun ofiyoliti tektonik pencere içerisinde taban dokanağında Orta Eosen yaşlı Maden Kompleksi üzerine bindirmiş olarak gözlenmektedir (Perinçek ve Kozlu, 2004).



Şekil 4.1. Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) Arasında Yüzeyleyen Tektonomagmatik-Tektonometamorfik Birimlerin Jeoloji Haritası (Perinçek ve Kozlu, 1984; Tarhan, 1984)



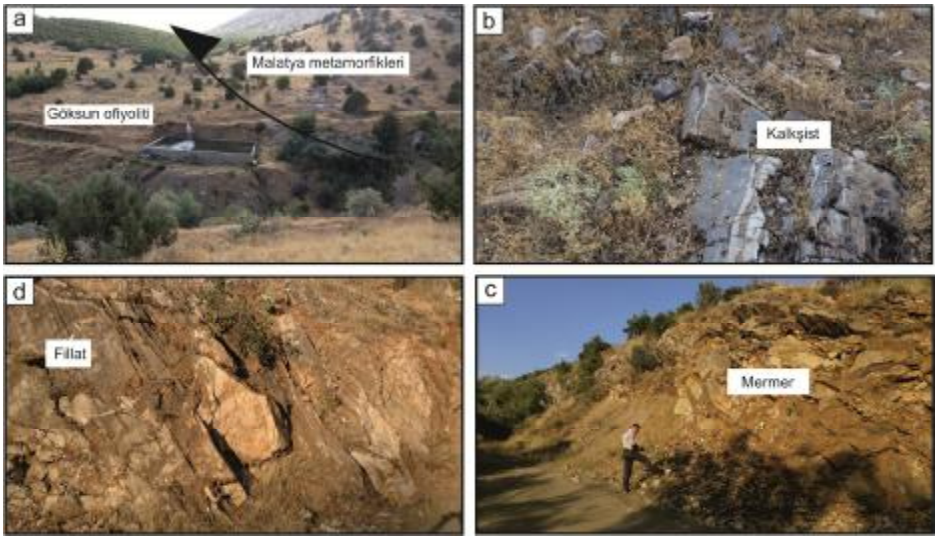
Şekil 4.2. Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) arasında yüzeyleyen birimlerin ilişkisini gösterir dikme kesit (Parlak ve ark., 2004)

4.2. Arazi Gözlemleri ve Petrografi

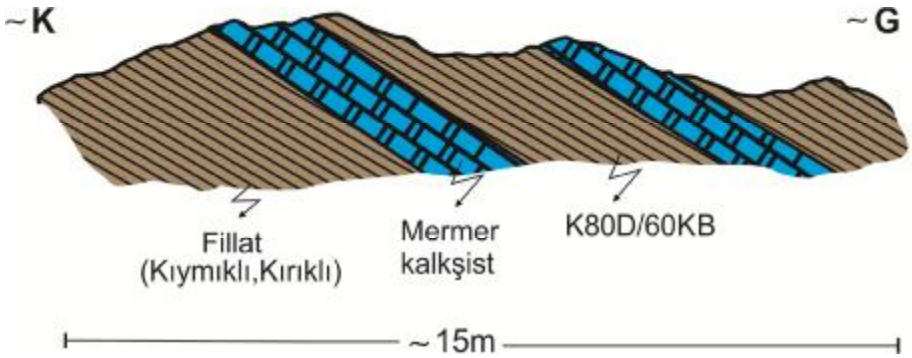
Tez çalışması kapsamında arazi çalışmaları ve örnek derlemesi, petrografik determinasyonlar, jeokimyasal analizler ve U-Pb tarihlendirmesi gerçekleştirilmiştir. Saha çalışmaları sırasında arazide örneklemeler yapılırken Göksun ofiyoliti ve Esence granitoyidine ait birimlerin ayrışmamış kısımlarından örnekleme yapılmasına özellikle dikkat edilmiştir. Arazide Esence granitoyidine ait granit, granodiyorit ve aplitik dayklardan örnekleme gerçekleştirilmiştir. Göksun ofiyolitine ait kümülat gabro, izotrop gabro, levha daykı, izole dayk ve volkanik

kayalardan örneklemeler yapılmıştır. Aşağıdaki bölümlerde örnekleme yapılan lokasyonların tanıtımı ve derlenen kayaların petrografik özellikleri verilecektir.

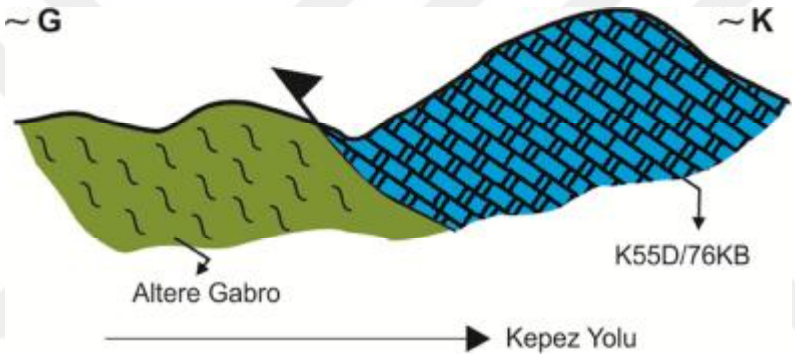
Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) bölgesinde geniş yüzlekler sunan Malatya metamorfikleri çalışma alanını hem kuzeyden hem de güneyden tektonik dokanakla sınırlamaktadır (Şekil 4.3). Malatya metamorfiklerinin Göksun ofiyoliti ile kuzey dokanağı çalışma alanında Yazıköy-Kepez bölgesinde gözlenmiştir. Bu bölgede kuzeye eğimli (K80D/40-50^{o}KB) olan Malatya metamorfiklerinin genel olarak kalkşist, mermer ve fillatlardan oluştuğu (Şekil 4.3, b,c,d) ve Göksun ofiyolitine ait gabroyik kayaları tektonik dokanakla üzerlediği görülmektedir (Şekil 4.3, a). Malatya metamorfiklerine ait kayalar arazide orta-kalın katmanlı, gri-koyu gri veya sarımsı renklerde mermer, kalkşist ve bunlarla ara katkılı çok iyi yapraklanmalı/foliasyonlu fillatlardan oluşmaktadır (Şekil 4.4, 4.5). Tektonik dokanak zonu boyunca gözlenen Göksun ofiyolitine ait kayalar ise oldukça deforme ve yoğun alterasyona maruz kalmış gabroyik kökenli kayalardan oluşmaktadır.



Şekil 4.3. Malatya metamorfikleri ve ofiyolit dokanığını gösteren arazi görüntüleri a. Mostranın genel görünümü, b,c ve d. Malatya metamorfiklerine ait kaya birimleri



Şekil 4.4. Malatya metamorfiklerindeki mermer-kalkşist görünümü gösteren enine kesit



Şekil 4.5. Malatya metamorfikleri ve ofiyolit dokanağını gösteren enine kesit

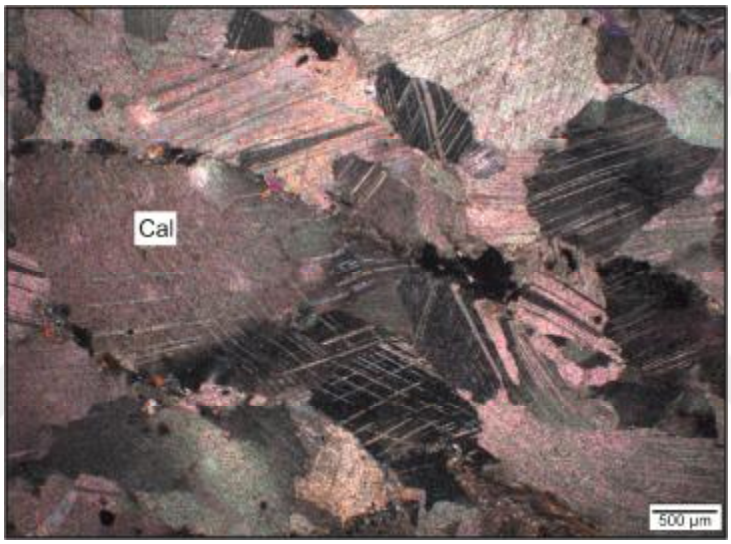
Lokasyon 1: Yazıköy-Kepez arasındaki bu lokasyonda Malatya metamorfiklerine ait mermer, kalkşist ve fillat birimleri gözlenmektedir (Şekil 4.3). Malatya metamorfiklerine ait mermer birimi orta-kalın katmanlı konumu K80D/60^{o}GD olarak ölçülmüştür. Malatya metamorfiklerine ait mermer biriminin petrografik özelliği aşağıda tanıtılacaktır.

GS15-1: Mermer

Doku: Granoblastik

İçindeki Mineraller:

Kalsit: Kayacın tamamını oluşturan iri kalsit kristalleri çift nikolde üçüncü sıranın soluk pembe-yeşil girişim renkleriyle ve iyi gelişmiş basınç ikizlenmesiyle tanınmaktadır (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. Malatya metamorfiklerine ait mermer ince kesit görünümü (Çift Nikol; Cal: Kalsit)

4.2.1. Esence (Afşin) Granitoyidi

Kahramanmaraş'ın kuzeyinde Göksun-Afşin arasındaki bölgede yer alan Esence granitoyidi Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Malatya metamorfikleri ve Geç Kretase yaşlı Göksun ofiyolitine ait birimleri kesmektedir.

Arazi çalışmaları kapsamında Esence granitoyidine ait birimlerden toplam yedi adet örnek petrografik, jeokimyasal ve jeokronolojik analizler için derlenmiştir. Aşağıda örnek lokasyonlarının arazi ilişkileri Çizelge 4.1'de verilmiş olup lokasyonların arazi ilişkileri ve petrografik özellikleri detaylı bir şekilde tanıtılacaktır.

Çizelge 4.1. Araziden derlenen örneklerin tanımlanması ve konumu

Örnek No	Lokasyon No	Arazi Tanımlaması	Lokasyon UTM	Lokasyon (Enlem/Boylam)
GS15-1	1	Mermer	37S 303882D 4229894K	K38°11'22.02" D36°45'22.02"
GS15-2	2	Aplit	37S 306947D 4225392K	K38°09'20.96" D36°47'47.51"
GS15-3	3	Granit	37S 306948D 425393K	K38°09'20.98" D36°47'47.54"
GS15-4	4	Granodiyorit	37S 308598D 4225304K	K38°09'19.25" D36°48'55.73"
GS15-17	5	Tonalit	37S 313736D 4223442K	K38°08'22.44" D36°52'28.98"
GS15-20	5	Granodiyorit	37S 313736D 4223442K	K38°08'22.44" D36°52'28.98"
GS16-1	6	Mikrotonalit	37S 301750D 4220760K	K38°06'46.56" D36°44'19.04"
GS16-2	6	Mikrotonalit	37S 301861D 4220792K	K38°06'47.65" D36°44'23.58"

Lokasyon 2: Deveboynu-Yeşildere (Domuzdere) arasındaki bu lokasyonda granitik kayaları kesen aplitik dayklar gözlenmektedir (Şekil 4.7). Aplitik dayklar arazide pembemsi renkler sunmakta olup oldukça kırılgan bir yapıdadır. Dayk kalınlıkları 15-40 cm arasında değişmektedir. Örneklemesi yapılan aplitik daykın konumu D-B/42^{o}K olarak ölçülmüştür. Bu lokasyonda GS15-2 nolu örnek derlenmiştir.



Şekil 4.7. Lokasyon 2'de Deveboynu-Yeşildere arasında granitleri kesen aplitik daykın arazi görünümü

GS15-2: Aplit

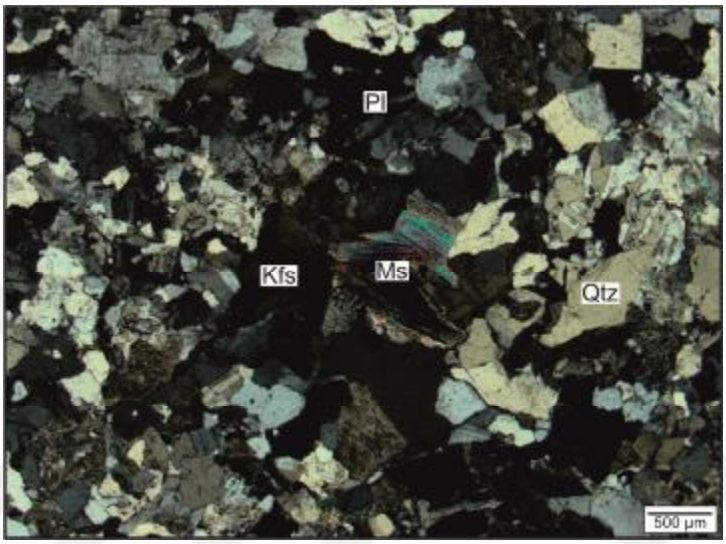
Doku: Mikrografik - Aplitik

İçindeki Mineraller:

Kuvars: Kayaçta hakim minerali temsil eden kuvars kristalleri sub-otomorf, ksenomorf şekillerde irili ufaklı taneli yer yer mikrogranüler yapıda görülmektedirler (Şekil 4.8). Genellikle çift nikolde birinci sıranın gri – açık sarı renklerinde polarize olmakla birlikte dalgalı sönme göstermesiyle bilinmektedir. Kuvarsların bir kısmı ortoklaslar ile birlikte mikrografik doku oluşturacak biçimde iç içe büyümüş kristaller halinde gözlenirken geri kalan kuvars kristalleri gelişigüzel dağılmış şekilde görülmektedir.

Ortoklas: Kayaçta yaklaşık olarak %20-25 oranında bulunan ortoklas minerallerinin bir kısmı sub-otomorf şeklinde belirgin biçimde karlspat

ikizlenmesiyle diğer bir kısmı da kuvarslarla iç içe büyüyerek mikrografik dokuyu oluşturmaktadır. Kayaçta bulunan ortoklas mineralleri ayrışmış durumda kaolenleşme, pertitleşme ve serisitleşme gibi alterasyon türlerinde görülmektedir (Şekil 4.8).



Şekil 4.8. Esence Granitoyidlerinde gözlenen aplitik daykın ince kesit görüntüsü: Aplitte gözlenen K-feldispat ve kuvars kristalleri (Çift Nikol; Pl: Pljiyoklas, Qtz: Kuvars, Ms: Muskovit, Kfs: K-feldispat)

Plajiyoklas: Kayaçta ortoklas kristalleri ile hemen hemen eşit bir şekilde görülen plajiyoklas mineralleri genellikle prizmatik şekillerde gözlenmekle birlikte plajiyoklasların çoğunda ayrışmadan dolayı polisentetik ikizlenmeleri net bir şekilde seçilememektedir (Şekil 4.8).

Muskovit: Kayaçta az miktarda gözlenen muskovit mineralleri çift nikolde canlı girişim renkleri, tek yönde gelişmiş belirgin dilinim izleri, paralel sönme göstermeleri, tek nikolde ise renksiz ve iyi gelişmiş dilinim izleri göstermeleriyle rahatlıkla tanınmaktadırlar.

Biyotit: Kayaçta eser miktarda yer alan biyotit minerallerinin opaklaşma ve kloritleşme şeklinde alterasyona uğradığı tespit edilmiştir. Tek nikolde

kahverengi pleokroizma göstermesiyle ayırt edilmektedir ve tek yönde mükemmel dilinim izlerine sahip olmasıyla bilinmektedir.

Epidot: Plajiyoklas minerallerinin aleyhine gelişmiş olarak kayaçta eser miktarda bulunan epidot mineralleri çift nikolde ikinci sıranın canlı girişim renkleri ve tek nikolde limon sarısı pleokroizma göstermesiyle ayırt edilmektedirler.

Sfen: Kayaçta tali mineral olarak yer alan sfen kristalleri kirli sarı girişim renkleri ve yüksek rölyefleriyle karakteristiklerdir.

Opak mineral: Kayaçta bir kısmı ilksel olarak ve bir kısmıda ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş ikincil opak mineraller olmak üzere iki farklı opak minerale rastlanılmıştır. Eser miktarlarda gözlenen opak minerallerin manyetit ve pirit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

Lokasyon 3: Deveboynu-Yeşildere (Domuzdere) arasındaki bu lokasyon, lokasyon 2 ile aynı bölgede bulunmaktadır. Aplitik daykların yoğun olarak gözlendiği granitik kayalar yer yer arenalaşma sunmaktadırlar. Genel olarak pembemsi renklerde olup, holokristalen özellik göstermektedirler (Şekil 4.9). Bu lokasyonda GS15-3 nolu örnek derlenmiştir.



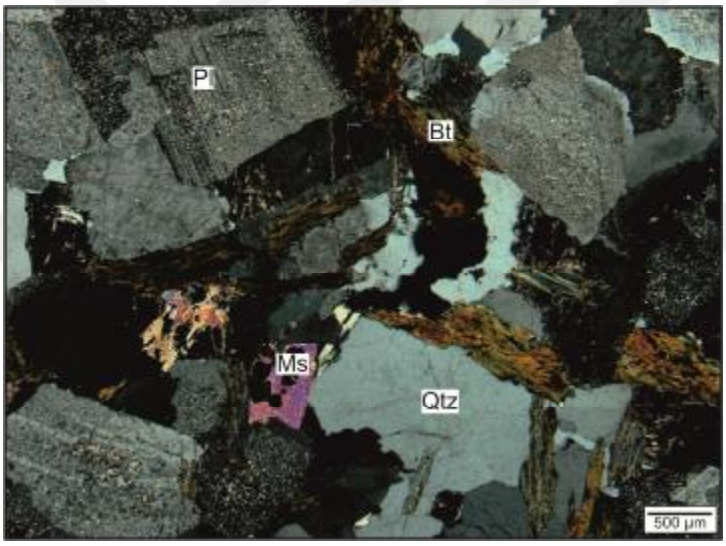
Şekil 4.9. Lokasyon 3'te Deveboynu-Yeşildere arasında granitlerin arazi görünümü

GS15-3: Granit

Doku: Granüler (Taneli) – Poikilitik

İçindeki Mineraller:

Kuvars: Kayaç içerisinde hakim felsik minerali temsil eden kuvars mineralleri sub-otomorf taneler halinde gözlenmektedirler. Tek nikolde renksiz ve temiz yüzeyleri ile izlenen kuvars kristalleri çift nikolde birinci sıranın gri-sarı renklerinde polarize olmaktadırlar. Kayacın maruz kaldığı basıncı yansıtır biçimde dalgalı sönme gösteren mineraller yer yer Poiklitik doku sunmakta ve feldispat mineralleri içermektedirler (Şekil 4.10).



Şekil 4.10. Esence Granitoyidlerinde gözlenen granitin ince kesit görüntüsü: Granitlerde gözlenen plajiyoklas ve kuvars kristalleri (Çift Nikol; Pl: Pljiyoklas, Qtz: Kuvars, Ms: Muskovit, Bt: Biyotit)

Plajiyoklas: Kayaç içerisinde %25-30 oranında gözlenen plajiyoklaslar, tek nikolde renksiz, dilinimsiz gözlenirken çift nikolde birinci sıranın gri tonlarında polarize olmaktadırlar. Belirgin polisentetik ikizlenme sunan plajiyoklaslar üzerinde serisitleşme gözlenmektedir (Şekil 4.10). Bir kısım plajiyoklas kristalleri dalgalı sönme gösterirken geri kalanları eğik sönme sunmaktadırlar. Plajiyoklas

kristallerinde nadiren zonlu yapıya rastlanılmaktadır.

Ortoklaz: Felsik mineralleri %15-20'sini temsil eden ortoklaz minerallerin hemen hemen hepsinde karlspat ikizlenmesi ve serisitleşme gözlenmektedir. Tek nikolde renksiz fakat kirli yüzeyleri ile karakteristik olan ortoklaz mineralleri çift nikolde birinci sıranın gri tonlarında polarize olmaktadırlar.

Biyotit: İncelenen kayaçlar içerisinde hakim mafik minerali temsil eden biyotit mineralleri tek nikolde tek yönde gelişmiş dilinim izleri ve kahve rengi tonlarında pleokroizmaları ile izlenirken çift nikolde ikinci sıranın canlı renkleri göstermektedirler. Bir kısmında kloritleşme ve epidotlaşma gözlenen kristallerde opaklaşma da gözlenmektedir (Şekil 4.10).

Muskovit: Kayaçta eser miktarda gözlenen muskovit mineralleri pembe-yeşil girişim renkleri gözlenmektedir. Tek nikolde renksiz ve iyi gelişmiş dilinim izleri gözlenen muskovit mineralleri az miktarda alterasyon sunmaktadırlar.

Epidot: Kayaç içerisinde plajiyoklasların alterasyonu sonucunda ikincil olarak oluşmuş epidot kristallerine rastlanmıştır. Epidot kristalleri tek nikolde limon sarısı pleokroizmaları ve çift nikolde ikinci sıra canlı renkleri sunmaları ile tanınmaktadırlar.

Zirkon: Canlı girişim renkleri, özşekilli kristalleri, yüksek rölyefleri ve paralel sönme göstermeleri ile karakteristik olan kristalleri kayaç içerisinde nadiren gözlenmektedirler.

Opak mineral: Hemen hepsi ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş eser miktarda manyetit ve pirit olabilecekleri tahmin edilen opak mineraller gözlenmektedir.

Lokasyon 4: Deveboynu köyünden Aşağı Kargabükü köyüne giden yol üzerinde oldukça sert-sağlam, içerisinde mafik mikrogranüler anklavların bulunduğu ve mafik minerallerce zengin (amfibol ve biyotit) farklı bir fasiyes gözlenmiştir (Şekil 4.11). Bu lokasyonda GS15-4 numaralı örnek derlenmiştir (Şekil 4.11).



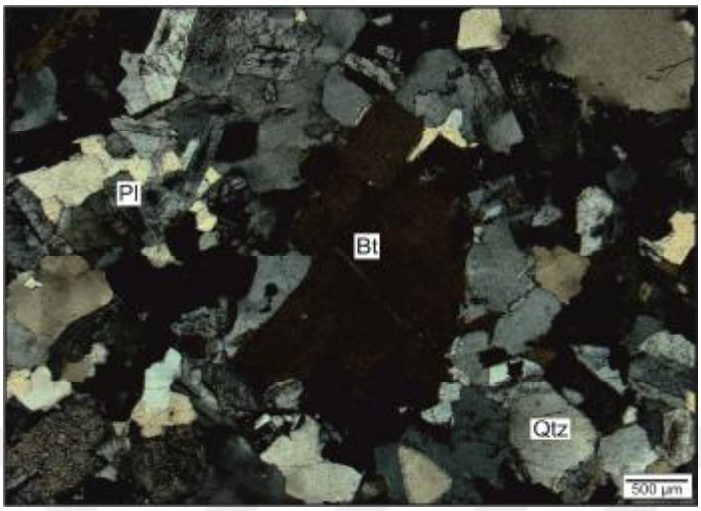
Şekil 4.11. Lokasyon 4'te Göksun ofiyolitine ait granodiyoritik kayacın arazi görünümü

GS15-4: Granodiyorit

Doku: Granüler (Taneli) – Mikrografik

İçindeki Mineraller:

Kuvars: İncelenen kayaçlar içerisinde % 35-40 oranında izlenen kuvars minerallerinin hemen hemen tamamında kayacın maruz kaldığı basıncı yansıtır biçimde dalgalı sönme gözlenmektedir. Kuvars kristallerinin büyük kısmı sub-otomorf ve ksenomorf biçimde izlenmektedirler. Tek nikolde renksiz gözlenen kuvars mineralleri çift nikolde birinci sıranın gri tonlarında polarize olmaktadırlar (Şekil 4.12).



Şekil 4.12. Granodiyoritlere ait ince kesit görünümü (Çift nikol; Qtz: Kuvars, Pl: Plajiyoklas, Bt: Biyotit)

Plajiyoklas: Kayaçta izlenen plajiyoklaz kristalleri %25-30 oranındadırlar. Genellikle gri-sarı tonlarla polarizasyon renklerinde gözlenen plajiyoklas mineralleri oldukça fazla miktarda kırık ve çatlak içermektedirler. Bir kısmında epiotlaşma ve serizitleşme gözlenen plajiyoklas mineralleri polisentetik ikizlenme göstermektedirler (Şekil4.12).

Ortoklaz: Kayaç içerisinde %10-12 oranında izlenen ortoklaz mineralleri çift nikolde karlspat ikizlenmeleri ile dikkat çekmektedirler. Ortoklaz minerallerinin hemen tamamında serizitleşme gözlenmekte ve gri tonlarında polarize olmaktadırlar.

Biyotit: İncelenen kayaç içerisinde hakim mafik minerali temsil eden biyotitler tek nikol altında iyi gelişmiş tek yönde dilinim izleri göstermekte ve çift nikolde ise ikinci sıranın canlı renkleri göstermektedirler. Bir kısmında kayacın maruz kaldığı basıncı yansıtır biçimde uzamalar ve eğilmeler gözlenmektedir (Şekil 4.12).

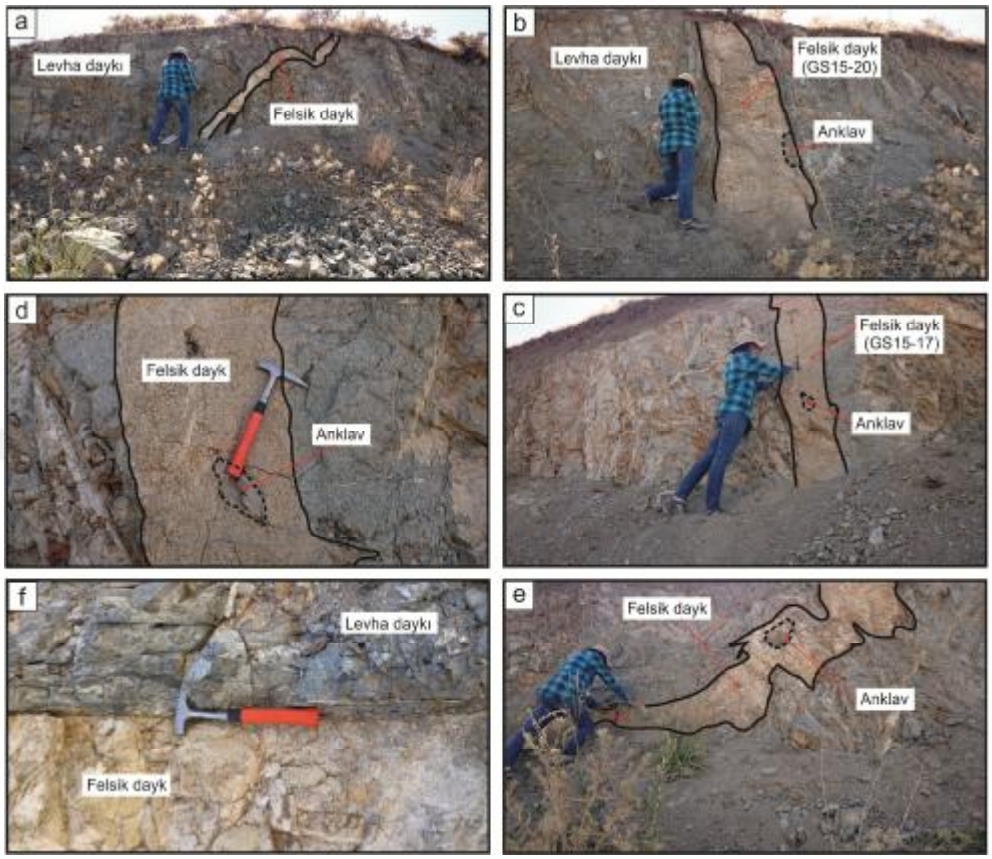
Hornblend: Kayaçta mafik minerallerin %10-12 oranını temsil eden hornblend mineralleri, tek nikolde yeşil pleokroizmaları ve çift yönde baklava şeklinde dilinim izleri ile gözlenmektedirler.

Klorit: Hornblend ve biyotit gibi ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş olup, soluk yeşil-lacivert girişim renklerine sahip klorit kristalleri ikincil süreçlerle oluşmuşlardır.

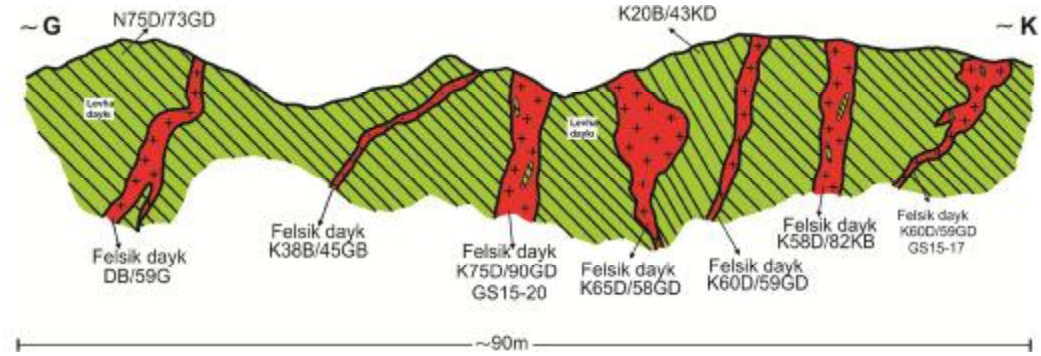
Zirkon: Kayaçta aksesuar mineral olarak izlenen zirkon mineralleri, tek nikolde yüksek rölyefleri, berrak pleokroizmaları ile çift nikolde canlı girişim renkleri ile tanınmaktadırlar.

Opak Mineral: incelenen kayaç içerisinde ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş pirit olabilecekleri tahmin edilen opak mineraller gözlenmektedirler.

Lokasyon 5: Esence – Çardak köyleri arasında bulunan bu lokasyonda Esence granitoyidine ait felsik kayaların Göksun ofiyolitine ait levha daykları içine intrüzyon yaptığı görülmektedir (Şekil 4.13). Felsik daykların farklı kalınlıklar (5-60 cm) sundukları ve farklı konumlar sergiledikleri görülmektedir (Şekil 4.13). Felsik dayklar içerisinde yer yer levha dayklarından koparılan parçalar (anklav) aldıkları tespit edilmiştir (Şekil 4.13 b,c,d ve e). Felsik dayklar ile levha daykları arasındaki ilişki Şekil 4.14'te sunulmaktadır. Felsik daykların alterasyon nedeniyle oldukça kırılgan ve dağılgan bir yapı sundukları görülmektedir. Bu lokasyonda GS15-17 ve GS15-20 nolu örnekler derlenmiştir (Şekil 4.13).



Şekil 4.13. Lokasyon 5'te Göksun ofiyolitine ait levha dayklarını kesen felsik daykların arazi görünümü



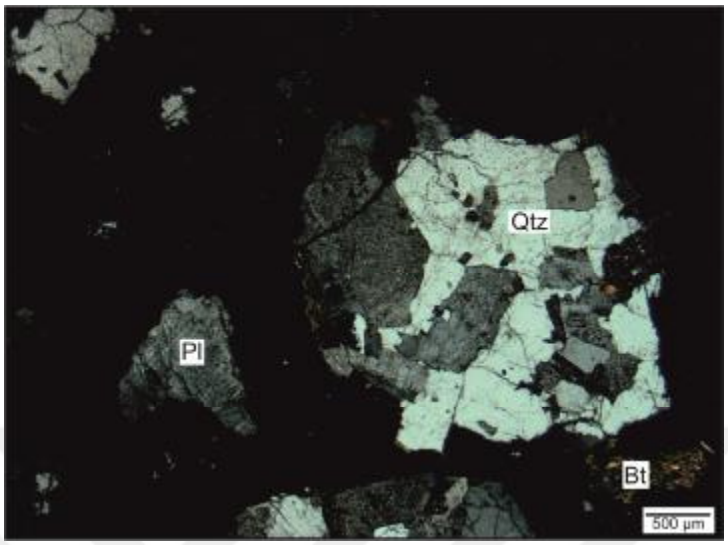
Şekil 4.14. Lokasyon 5'te felsik dayk ve levha dayk ilişkisini gösterir taslak enine kesit

GS15-17: Tonalit

Doku: Granüler (Taneli)-Poikilitik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: İncelenen kayaçta hakim açık felsik minerali temsil eden plajiyoklas kristallerinin hemen hepsi polisentetik ikizlenme göstermektedirler. Bir kısmında pertitleşme gözlenen plajiyoklaslar kayaç içerisinde %40-45 oranında izlenmektedirler (Şekil 4.15). Tek nikolde renksiz ancak kirli yüzeyler sunan plajiyoklaslar pleokroizma göstermemektedirler. Çift nikolde birinci sıranın gri-sarı tonlarında polarizasyon renkleri gösteren kristaller, eğik sönme göstermektedirler.



Şekil 4.15. Granitlere ait ince kesit görünümü (Çift Nikol; Qtz: Kuvars, Pl: Plajiyoklas, Bt: Biyotit).

Kuvars: Kayaçta %27-30 oranında izlenen kuvars mineralleri tek nikolde renksiz ve berrak çift nikolde birinci sıranın gri tonlarınla polarizasyon renkleri sunmaktadırlar (Şekil 4.15). Kayacın maruz kaldığı basıncı yansıtır biçimde kuvars kristallerin bir kısmında dalgalı sönme gözlenmektedir. Yine bir kısım kuvars kristalleri Poiklitik dokuyu oluşturacak biçimde plajiyoklas mikrolitleri içermektedirler.

K-Feldispat: Kayaç içerisinde %3-5 oranında izlenen K-feldispatların hemen tamamı ortoklas türündedirler. Bu minerallerin büyük kısmı alterasyon sonucu kaolenleşme, serisitleşme göstermektedirler. Tek nikolde oldukça kirli-renksiz görünüm sunan ortoklazlar çift nikolde karlspat ikizlenmesi göstermektedirler.

Biyotit: İncelenen kayaçta hakim mafik minerali oluşturan biyotit mineralleri, tek nikolde kahverengi pleokroizma sunmakta çift nikolde ise paralel sönme göstermekte ve ikinci sıranın canlı renklerinde polarize olmaktadırlar (Şekil 4.15).

Epidot: Kayaçta ikincil olarak ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş halde gözlenen epidot mineralleri belirlenmiştir. Tek nikolde limon sarısı pleokroizma sunan epidot mineralleri çift nikolde ikinci sıranın canlı renklerinde polarize olmaktadırlar.

Opak mineraller: Kayaçta saçınımlı halde magnetit ve pirit olabilecekleri düşünülen opak minerallere rastlanmaktadır.

GS15-20: Granodiyorit

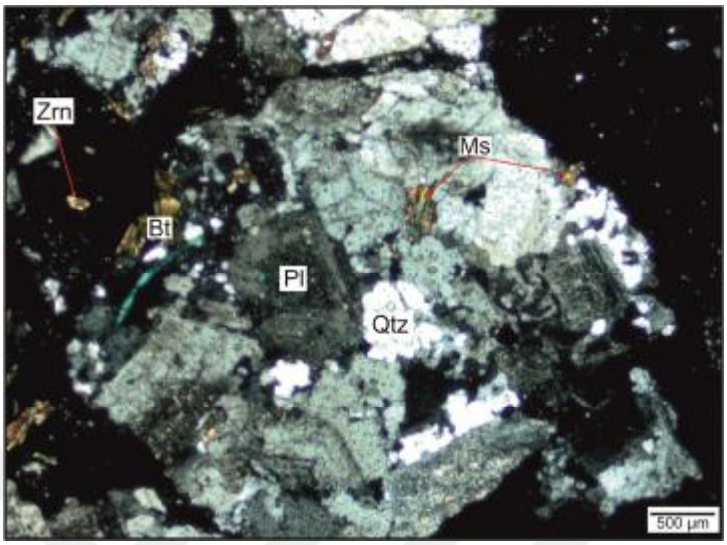
Doku: Granüler (Taneli)-Mirmekitik

İçindeki Mineraller:

Kuvars: Kayaçta hakim felsik minerali temsil eden kuvars kristalleri çift nikolde birinci sıranın gri-sarı tonlarında polarize renk göstermeleri ve dalgalı sönme göstermeleriyle tanınmaktadırlar. Genellikle otomorf ve orta büyüklükte tanelerden sunmakta olup kayaç içerisinde yaklaşık olarak %30-40 oranında görülmektedirler (Şekil 4.16).

Plajiyoklas: Kayaç içerisinde kuvars ve plajiyoklas mineralleri arasında grafik dokuya benzer bir şekilde gelişen mirmekitik doku gözlenmektedir (Şekil 4.16). Plajiyoklas kristalleri genellikle gri tonlarında polarizasyon renkleriyle görülmekte olup polisentetik ikizlenmesiyle kolaylıkla tanındığı gibi kayaç içerisinde yer yer zonlu yapıda da gözlenmektedir (Şekil 4.16).

Ortoklaz: Kayaç içerisinde %3-5 civarında izlenen sub-otomorf şekilli ortoklaz kristallerinde karlspat ikizlenmesi net bir şekilde gözlenmektedir. İleri derecede kaolenleşme ve pertitleşme gösteren kristalleri yer yer kuvarslarla meydana gelen mikrografik dokunun bir parçasını oluşturmaktadırlar.



Şekil 4.15. Granodiyoritlerde gözlenen ince kesit görünümü (Çift Nikol; Qtz: kuvars, Pl: Plajiyoklas, Bt: Biyotit, Ms: Muskovit, Zrn: Zirkon)

Biyotit: İkinci sıranın canlı girişim renklerinde polarize olan biyotit mineralleri genellikle uzun prizmatik şekillerde yer yer de düzensiz şekilli olarak görülmekte ve diğer mineraller gibi maruz kaldıkları basıncın etkisi ile bükülmeler kıvrımlanmalar sunmaktadırlar (Şekil 4.16).

Muskovit: Kayaç içerinde gözlenen muskovit mineralleri canlı girişim renkleri, tek yönde gelişmiş belirgin dilinim izleri, paralel sönme göstermeleri ve kedi gözü yansımaları ile rahatlıkla ayırt edilebilmektedirler.

Klorit: Hornblend ve biyotit gibi ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş olup, kayaç içerisinde ikincil mineral olarak gözlenen klorit kristalleri lavanta mavisi-koyu lacivert girişim renkleri sunmakta olup tek nikolde yeşilimsi tonlarda pleokroizma göstermesiyle tanınmaktadırlar.

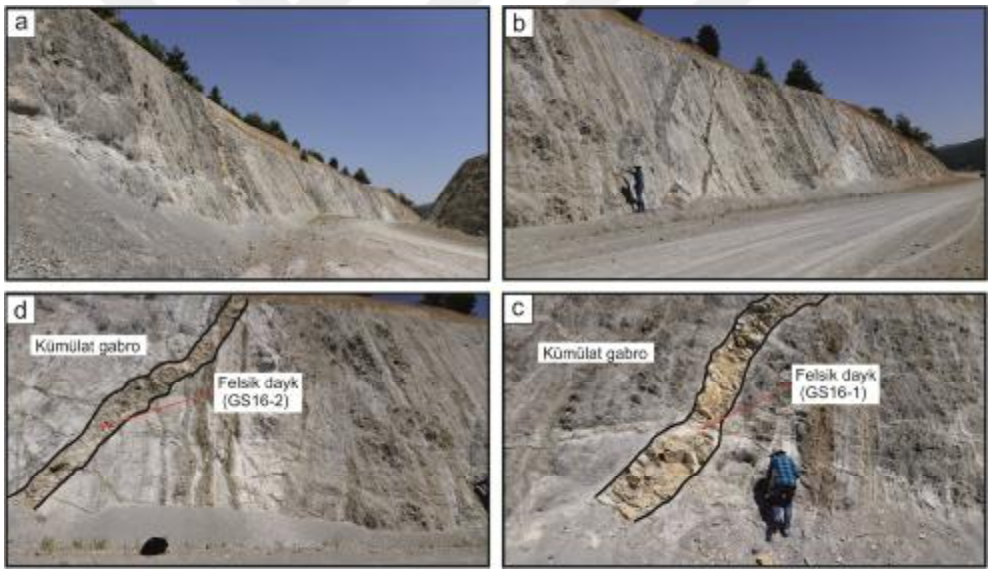
Zirkon: Kayaç içerisinde otomorf iki ucu sivri kristaller şeklinde görülmekte olan zirkon kristali; canlı girişim renkleri, yüksek rölyefleri ile tanınmaktadırlar (Şekil 4.16).

Epidot: Kayaç içerisinde genellikle boşluk dolgusu şeklinde bulunan epidot kristalleri çift nikolde canlı girişim renkleri göstermeleri ile tek nikolde ise

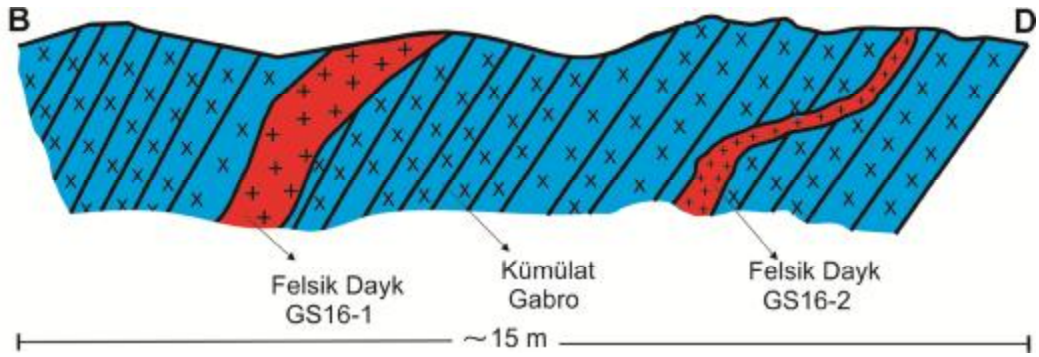
limon sarısı pleokroizmasıyla kolaylıkla ayırt edilebilmektedirler.

Opak Mineral: Büyük bir kısmı ilksel ve diğer bir kısmı ikincil olarak ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş olarak gözlenen manyetit olabilecekleri tahmin edilen opak mineraller saptanmıştır.

Lokasyon 6: Fındık-Deveboynu arasında yer alan Adatepe baraj gövdesinin sol yamacında felsik ve mafik dayklarının Göksun ofiyolitine ait kümülat gabroları kestiği görülmektedir (Şekil 4.17 a ve b). Felsik dayk kalınlıkları sırasıyla 15 cm (GS16-2) ve 65 cm (GS16-1) olup K15B/43^{o}GB ve K-G/58^{o}B konumludurlar (Şekil 4.17 c ve d). Kümülat gabro ve felsik dayk arasındaki ilişki Şekil 4.18'de sunulmuştur. Bu lokasyonda GS16-1 ve GS16-2 nolu örnekler derlenmiştir.



Şekil 4.17. Lokasyon 6'da kümülat gabroları kesen felsik dayklarının arazi görünümü: a,b. Arazinin genel görünümü, c,d. Felsik dayklarının yakın görüntüsü



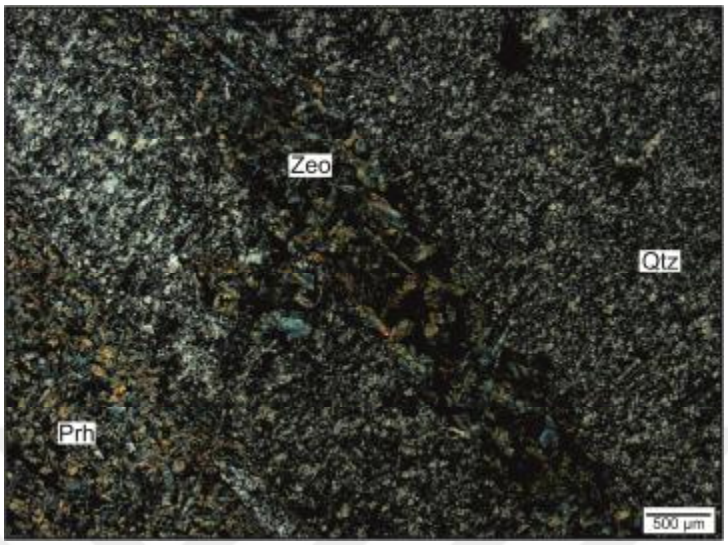
Şekil 4.18. Lokasyon 6'da kümülat gabrolar ile onları kesen felsik daykların ilişkisini gösterir taslak enine kesiti

GS16-1 ve GS16-2: Mikrotonalit

Doku: Mikrogranüler porfirik

İçindeki Mineraller:

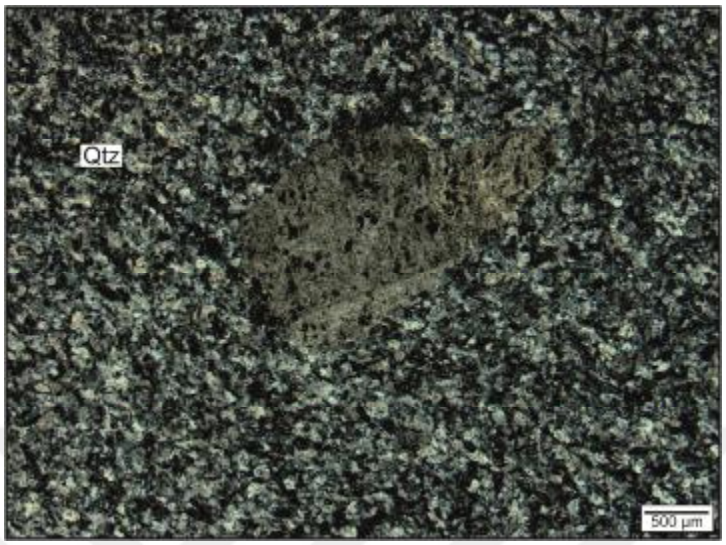
Plajiyoklas: Kayaç içerisinde mikrolit ve porfirik taneleri oluşturacak biçimde latalar halinde gözlenen plajiyoklaslar hakim minerali oluşturmaktadırlar (Şekil 4.19, 4.20). Tek nikolde renksiz, dilinimsiz ancak kirli yüzeyleri ile gözlenen plajiyoklaslar, çift nikolde birinci sıranın gri tonlarında gözlenmekte ve polisentetik ikizlenme sunmaktadırlar.



Şekil 4.19. GS16-1 numaralı mikrotonalitlerde gözlenen mikrogranüler doku ve zeolitlerin görünümü (Çift Nikol; Qtz: Kuvars, Zeo: Zeolit, Prh: Prehnit)

Kuvars: Kayaç içerisinde %30-35 oranında gözlenen kuvars mineralleri tek nikol altına renksiz ve berrak çift nikolde birinci sıranın gr-sarı tonlarında polarizasyon renkleri sunmaktadırlar. Büyük kısmı mikrogranüler halde gözlenen kuvars kristallerinin bir kısmı porfirik taneler halinde yarı özşekilli olarak gözlenmektedir.

Prehnit: Kayaç içerisinde ikincil olarak boşluk dolgusu halinde gözlenen prehnit minerali tek nikolde renksiz çift nikolde ikinci sıranın sarı, yeşil tonlarında ve ışınsal yapıya sahip olmasıyla bilinmektedir.



Şekil 4.20. GS16-2 numaralı mikrotonalitlerde gözlenen porfirik plajiyoklasların görünümü (Çift Nikol; Qtz: Kuvars).

Hornblend: Kayaç içerisinde hakim mafik minerali temsil eden hornblendler %5-7 oranında gözlenmektedirler. Tek nikolde yeşil tonlarında pleokroizma sunan hornblendler çift nikolde eğik sönme göstermekte ve ikinci sıranın canlı tonlarında polarize olmaktadırlar.

Zeolit: Kayaçta ikincil olarak boşluk dolgusu halinde gözlenen zeolitler tek nikolde renksiz çift nikolde birinci sıranın gri tonlarında ve ışınsal vaziyette izlenmektedirler.

Opak mineraller: Kayaçta saçınımlı halde magnetit ve pirit olabilecekleri düşünülen opak minerallere rastlanmaktadır.

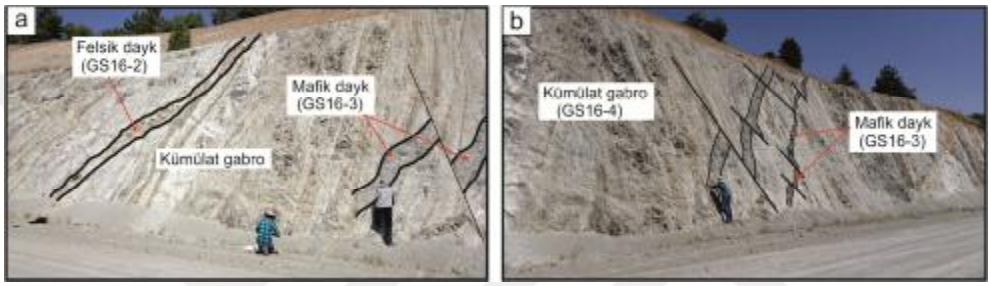
4.2.2. Göksun Ofiyoliti

Göksun ofiyoliti, Kahramanmaraş ilinin 90 km kuzeyinde Göksun-Afşin ilçeleri arasında yüzeylemeler sunmaktadır. Arazi çalışmaları kapsamında Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitine ait birimlerden toplam onbir adet örnek petrografik, jeokimyasal ve jeokronolojik analizler için derlenmiştir. Aşağıda örnek lokasyonlarının arazi ilişkileri Çizelge 4.2'de verilmiş olup lokasyonların arazi ilişkileri ve petrografik özellikleri detaylı bir şekilde tanıtılacaktır.

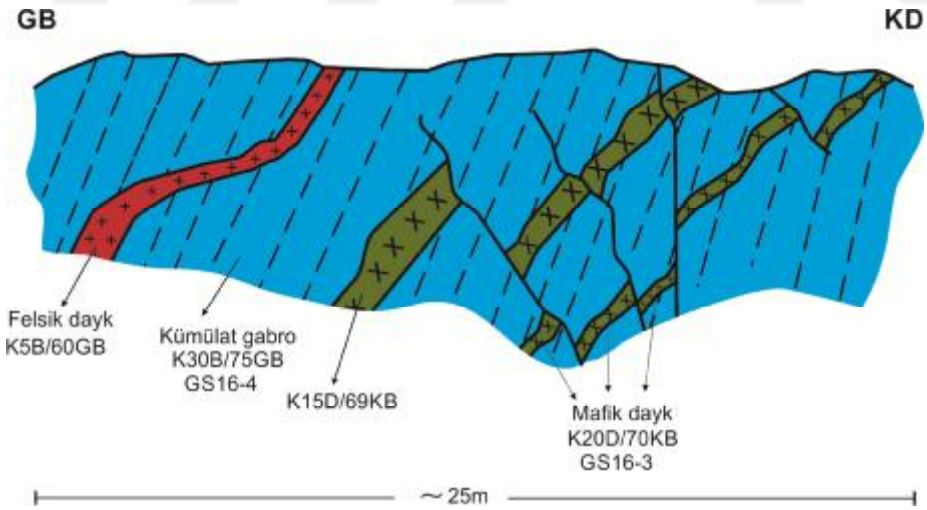
Çizelge 4.2. Araziden derlenen örneklerin tanımlanması ve konumu

Örnek No	Lokasyon No	Arazi Tanımlaması	Lokasyon UTM	Lokasyon (Enlem/Boylam)
GS16-3	7	Kuvarslı mikrodiyorit	37S 301861D 4220792K	K38°06'47.65" D36°44'23.58"
GS16-4	7	Kümülat gabro	37S 301861D 4220792K	K38°06'47.65" D36°44'23.58"
GS16-5	8	İzotrop gabro	37S 312543D 4221598K	K38°08'21.63" D36°52'28.78"
GS16-6	8	Kuvarslı mikrodiyorit	37S 312543D 4221598K	K38°08'21.63" D36°52'28.78"
GS16-7	9	Mikrodiyorit	37S 313195D 4222056K	K38°07'37.52" D36°52'07.57"
GS16-8	9	Plajiyogranit	37S 313195D 4222056K	K38°07'37.52" D36°52'07.57"
GS16-9	10	Dasit	37S 324808D 4222997K	K38°08'16.37" D37°00'03.51"
GS16-10	10	Dasit	37S 324745D 4223057K	K38°08'18.19" D37°00'00.84"
GS16-11	10	Bazalt	37S 324773D 4223024K	K38°08'17.05" D37°00'02.04"
GS16-12	10	Andezit	37S 324715D 4223118K	K38°08'20.25" D36°59'59.44"
GS16-13	10	Riyolit	37S 324683D 4223167K	K38°08'22.00" D36°59'58.11"

Lokasyon 7: Fındık-Deveboynu arasında yer alan Adatepe baraj gövdesinin sol yamacında felsik ve mafik dayklarının Göksun ofiyolitine ait kümülat gabroları kestiği görülmektedir (Şekil 4.21). Mafik dayk kalınlıkları 25-50 cm arasında değişmekte olup K20D/70^{o}KB ve K15D/69^{o}KB konumludurlar (Şekil 4.22). Bu lokasyonda hem mafik dayktan (GS16-3) hem de kümülat gabrodan (GS16-4) örnekler derlenmiştir.



Şekil 4.21. Lokasyon 7'de Adatepe baraj aksının sol yamacında Göksun ofiyolitine ait kümülat gabroları kesen felsik/mafik dayklarının arazi görünümü. (a) Mafik ve felsik dayklarının genel görünümü, (b) sonraki dönem faylarla kesilmiş olan mafik dayklar



Şekil 4.22. Lokasyon 7'de Göksun ofiyolitine ait kümülat gabrolar ile onları kesen felsik/mafik dayklarının ilişkisini gösterir taslak enine kesit

GS16-3: Kuvarslı Mikrodiyorit

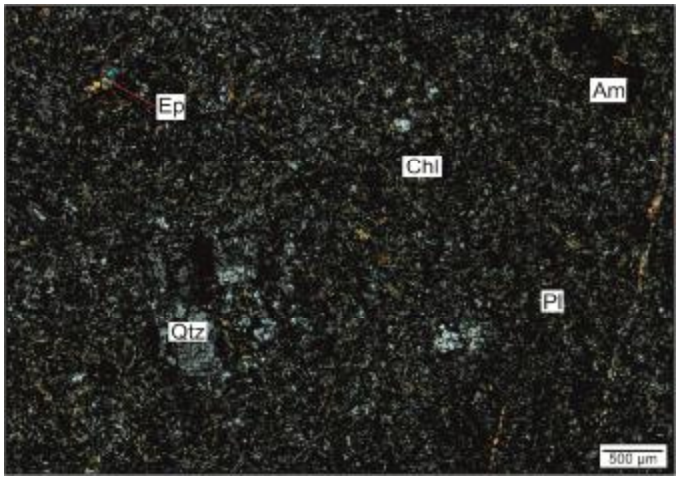
Doku: Mikrogranüler - Poiklitik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaç içerisinde hakim felsik minerali temsil eden plajiyoklas kristalleri %45-50 oranında gözlenmektedirler. Polisentetik ikizlenme sunan plajiyoklas minerallerinin hemen hemen hepsi küçük çubuksu ve mikrolitik yapıda görülmektedirler. Birinci sıranın gri tonlarında girişim rengi sunan plajiyoklaslarin bir kısmında epidotlaşma ve kaolenleşme türünde alterasyonlar gözlenmektedir.

Kuvars: Kayaçta yaklaşık olarak %10 oranında izlenen kuvars mineralleri sub-otomorf ve ksenomorf yapıda görülmektedir.Tek nikolde berrak renksiz halde izlenen kuvars kristalleri çift nikolde birinci sıranın gri-sarı tonlarında polarizasyon renkleri göstermektedirler (Şekil 4.23).

Hornblend: Hakim mafik minerali temsil eden hornblend mineralleri sub-otomorf vaziyette gözlenmektedirler. İkinci sıranın sarı, turuncu, kahverengi girişim renklerine sahip olan hornbelnd mineralleri tek nikolde çift yönde gelişmiş dilinim izleri ve yeşil pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler (Şekil 4.23).



Şekil 4.23. Kuvarslı mikrodiyoritlerde gözlenen kuvars, amfibol ve plajiyoklas kristallerinin görünümü (Çift Nikol; Am: Amfibol, Chl: Klorit, Ep: Epidot, Qtz: Kuvars).

Klorit: Kayaç içerisinde yer alan klorit mineralleri tek nikolde soluk yeşil pleokroizmasıyla tanınırken çift nikolde koyu lacivert girişim rengi sunmasıyla bilinmektedir.

Epidot: Hemen hepsi ferromagnezyen mineraller aleyhine oluşmuş vaziyette bulunan epidot kristalleri tek nikolde limon sarısı pleokroizma, çift nikolde ise ikinci sıranın canlı girişim renkleriyle karakteristiktirler.

Sfen: Kayaçta az miktarda gözlenen sfen kristalleri tek nikolde yüksek rölyefleri ile tanınmaktadırlar.

Opak mineral: Bir kısmı ilksel ve diğer bir kısmı ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş ikincil opaklar olmak üzere iki türlü opak mineral gelişimi izlenmektedir. İlksel opak mineraller düzgün kenar ve köşelere sahip olmaları ile ikincil opaklardan ayrılmaktadır. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

GS16-4: Kümülat Gabro

Doku: Granüler (Taneli) – Poiklitik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hakim minerali temsil eden plajiyoklaslar latalar şeklinde görülmektedir (Şekil 4.24). Genellikle poiklitik dokuyu oluşturacak şekilde piroksen kristallerini içermektedirler. Genellikle çok iyi derecede polisentetik ikizlenmelere sahiptir. Plajiyoklaslar tek nikolde renksiz-dilinimsiz gözlemlenirken çift nikolde birinci sıranın gri tonlarınlarında polarizasyon renkleri ile tanınmaktadırlar.



Şekil 4.24. Kümülat gabrolarda gözlenen taneli doku görünümü (Çift Nikol; Pl: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen)

Klinopiroksen: Hemen hemen tamamı özşekilsiz veya yarı özşekilli olarak gözlenen klinopiroksen minerallerinin ojit türü oldukları tespit edilmiştir. İkinci sıranın canlı girişim renkleri, soluk sarı pleokroizma ve orta rölyef göstermeleriyle tanınmaktadırlar (Şekil 4.24).

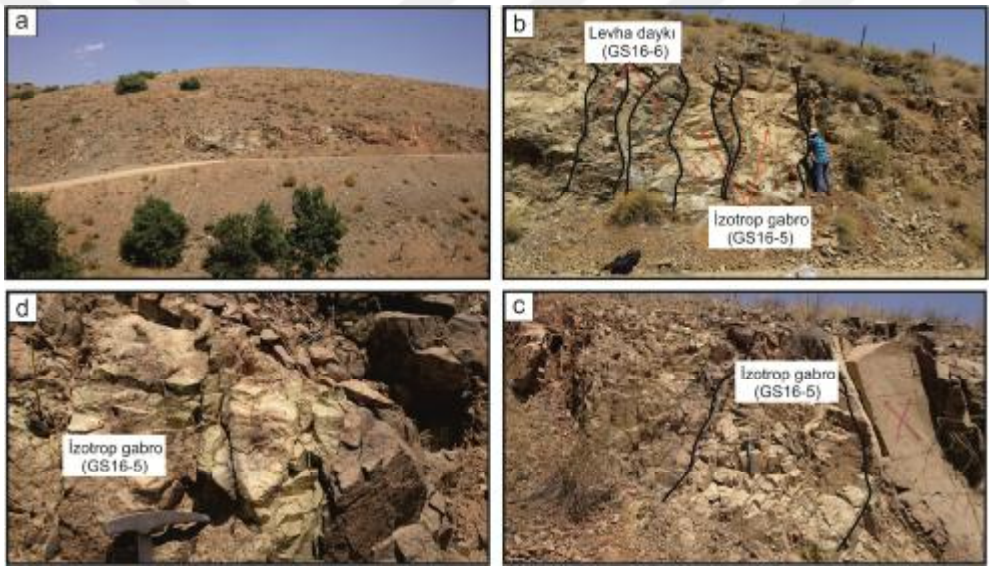
Ortopiroksen: Kayaç içerisinde az miktarda bulunan ortopiroksen minerali tek yönde dilinim izleri ve dik sönme göstermesi ile karakteristiktir.

Sfen: Kayaçta oldukça az miktarda gözlenen sfen kristalleri tek nikolde yüksek rölyefleri ile tanınmaktadırlar.

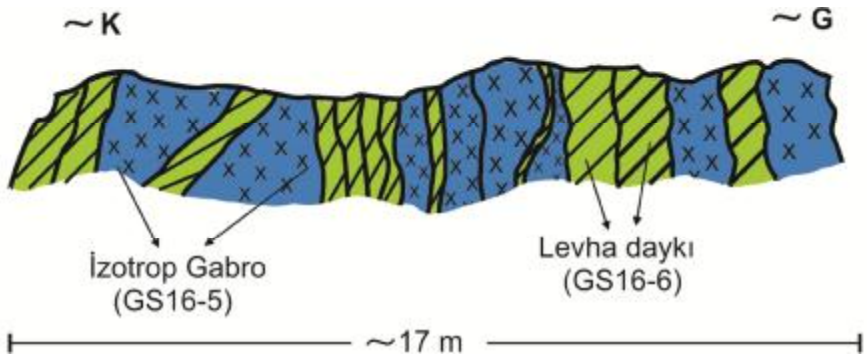
Epidot: Plajiyoklasların bozunmasıyla ikincil mineral olarak kayaçta gözlenen epidot minerali tek nikolde limon sarısı pleokroizma göstermesi ve çift nikolde ikinci sıranin girişim renkleri göstermesiyle karakteristiklerdir.

Opak mineral: Bir kısmı ilksel ve diğer bir kısmı ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş ikincil opaklar olmak üzere iki türlü opak mineral gelişimi izlenmektedir. İlksel opak mineraller düzgün kenar ve köşelere sahip olmaları ile ikincil opaklardan ayrılmaktadır. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

Lokasyon 8: Kamışçıkköyü batısındaki sulama göletinin sol yamacında Göksun ofiyolitine ait izotrop gabrolar ile levha dayk lompleksi arasındaki ilksel ilişki oldukça net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.25.). Bu lokasyonda izotrop gabro-levha dayk geçiş zonunda görülen yoğun epidotlaşma mostraya yeşilimsi bir rengin hakim olmasına neden olmuştur. Levha dayk kalınlıkları 15 -80 cm arasında değişmekte olup genel olarak K20D/75^{o}KB konumludurlar (Şekil 4.26.). Bu lokasyonda hem izotrop gabrodan (GS16-5) hem de levha dayklarından (GS16-6) örnekler derlenmiştir.



Şekil 4.25. (a) Lokasyon 8'de Göksun ofiyolitine ait izotrop gabro ve dayk geçişinin arazi görünümü. (b) İzotrop gabro-levha dayk geçişi. (c ve d) İzotrop gabroların yakından görünümü ve epidot oluşumları (yeşilşist fasiyesi)



Şekil 4.26. Lokasyon 8'de Göksun ofiyolitine ait izotrop gabro ve levha dayk geçişini gösteren taslak enine kesit

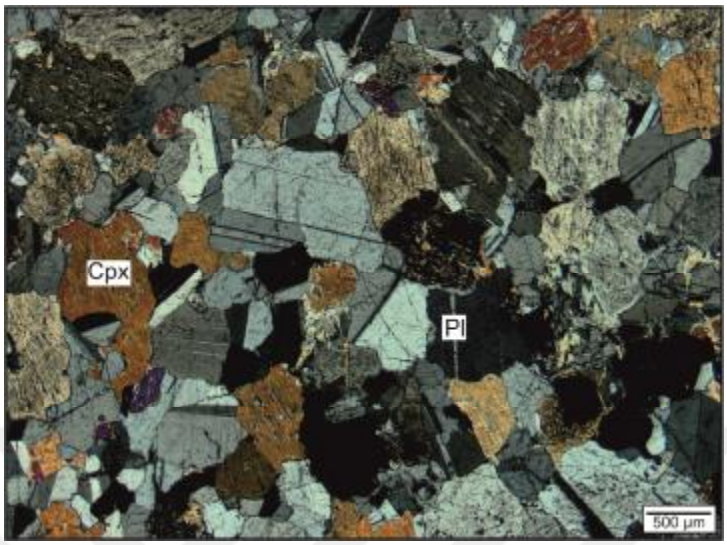
GS16-5: İzotrop gabro

Doku: Granüler (Taneli) - Poiklitik

İçindeki Mineraller:

Pljiyoklas: Hemen hepsi polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklas kristalleri, tek nikolde renskiz-dilinimsiz ve çift nikolde birinci sıranın gri tonlarınlarında polarizasyon renkleri ile karakteristiktirler (Şekil 4.27). Bir kısmı zonlu yapı gösteren mineraller üzerinde yapılan sönme açısı çalışmaları sonucunda örneklerin bitovnit oldukları ortaya konulmuştur. Kaolenleşme ve serizitleşme türü alterasyonlar gösteren plajiyoklaslar kayaçta hakim minerali temsil etmektedirler.

Kuvars: Genellikle küçük taneler halinde gözlenen çift nikolde birinci sıranın açık gri rengiyle ayırt edilen ve dalgalı sönme gösteren kuvars kristalleri eser miktarda görülmektedir.



Şekil 4.27. Gabrolarda gözlenen Klinopiroksen ve plajiyoklas minerallerinin konumlaru (Çift Nikol; Pl: Pljiyoklas, Cpx: Klinopiroksen)

Klinopiroksen: Kayaç içerisinde hakim mafik minerali temsil eden klinopiroksenler, yaklaşık 35-37 derece eğik sönme göstermekte ve ojit oldukları düşünülmektedir (Şekil 4.27). Tek nikol altında soluk sarı pleokroizma göstermeleri ve çift nikolde ikinci sıranın canlı renklerini gösteren klinopiroksenlerin bir kısmında bastitleşme türü ayrışma gözlenmektedir.

Hornblend: Kayaçta oldukça az miktarda gözlenen amfibol minerallerinin hemen tamamı hornblend türündedirler. Hornblend kristalleri tek nikolde yeşil pleokroizmaları, çift yönde dilinim izleri ile karakteristiktirler.

Klorit: Hemen hepsi ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş vaziyette gözlenen klorit mineralleri tek nikolde açık yeşil pleokroizmaları ve çift nikolde lacivert-kahverengi girişim renkleri ile karakteristiktirler.

Sfen: Kayaçta az miktarda gözlenen sfen kristalleri sarı-soluk pembe renkleride polarizasyon renkleri ve kırıklı çatlaklı yapıları ile izlenmektedirler.

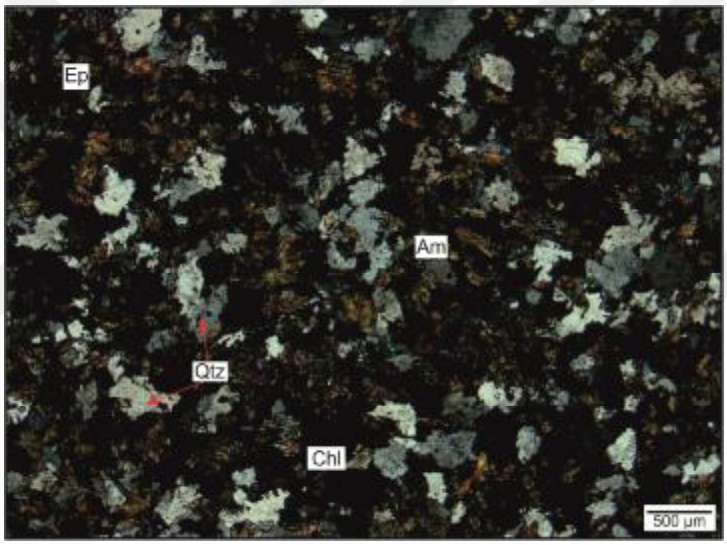
Opak Mineral: Çoğunlukla ilksel olarak oluşmuş olarak gözlenen kalan kısmı ferromagnezyen minerallerden alterasyon yoluyla oluşmuş magnetit oldukları tahmin edilen opak mineraller gözlenmiştir.

GS16-6: Kuvarslı Mikrodiyorit

Doku: Mikrogranüler- Poiklitik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hakim felsik minerali temsil eden plajiyoklaslar %40-43 oranında gözlenmektedirler. Küçük çubuksu ve mikrolitik halde gözlenen plajiyoklas kristallerinin hemen tamamında polisentetik ikizlenme gözlenmektedir (Şekil 4.28). Yer yer alterasyona maruz kalan plajiyoklaslar kaolenleşme ve epidotlaşma türünde ayrışmalar göstermektedirler.



Şekil 4.28. Kuvarslı mikrodiyoritlerde gözlenen kuvars, amfibol ve plajiyoklas minerallerinin görünümü (Çift Nikol; Am: Amfibol, Chl: Klorit, Ep: Epidot, Qtz: Kuvars)

Kuvars: Kayaçta %10-12 oranında izlenen kuvars mineraller sub-otomorf ve ksenomorf vaziyette gözlenmekte ve tek nikolde berrak, renksiz, çift nikolde birinci sıranın gri tonlarında girişim renkleri göstermektedirler (Şekil 4.28).

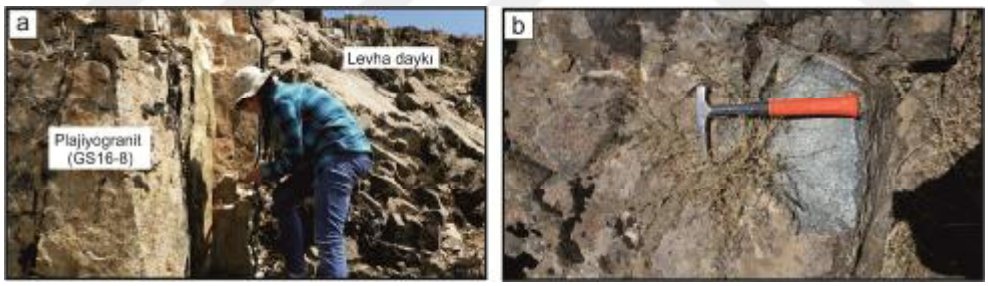
Hornblend: Kayaç içerisinde sub-otomorf halde izlenen kristaller oldukça küçük mikrogranüller halinde bulunmaktadırlar. Hakim mafik minerali temsil eden hornblend kristalleri yüksek rölyefleri, yeşilin tonlarında pleokroizmaları ve ikinci

sıranın ortalarına denk gelen sarı tonlarda girişim renkleri ile karakteristiktirler. Bir kısmı piroksen minerallerinin uralitleşmesi sonucu oluşan kristaller eğik sönme göstermeleri ile dikkat çekmektedirler (Şekil 4.28).

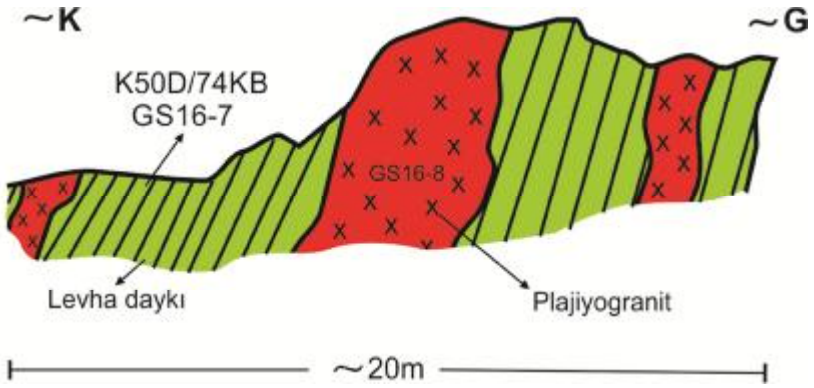
Klorit: Kayaç içerisinde ferromagnezyen mineraller aleyhine özellikle biyotitlerin alterasyonu ile oluşmuş klorit kristalleri lacivert-kahverengi tonlarında girişim renklerine sahiptirler.

Opak Mineral: Kayaç içerisinde büyük kısmı manyetit ve pirit oldukları tahmin edilen saçınımlı halde opak mineraller gözlenmektedir.

Lokasyon 9: Bu lokasyon bir önceki lokasyonun ~1 km KD'sunda yer almaktadır. Bu lokasyonda da levha daykları ile plajiyogranit geçişi gözlenmektedir (Şekil 4.29). Bu lokasyonda dayklar ~40-45 cm kalınlık sunmakta olup K50D/74^{o}KB konumludurlar (Şekil 4.30). Dayk-plajiyogranit geçişi boyunca yoğun epidotlaşma bu lokasyonda da görülmektedir. Bu lokasyonda hem levha dayklarından (GS16-7) hem de plajiyogranitten (GS16-8) örnekler derlenmiştir.



Şekil 4.29. Lokasyon 9'da plajiyogranit ve levha dayk geçişini gösteren arazi görünümü



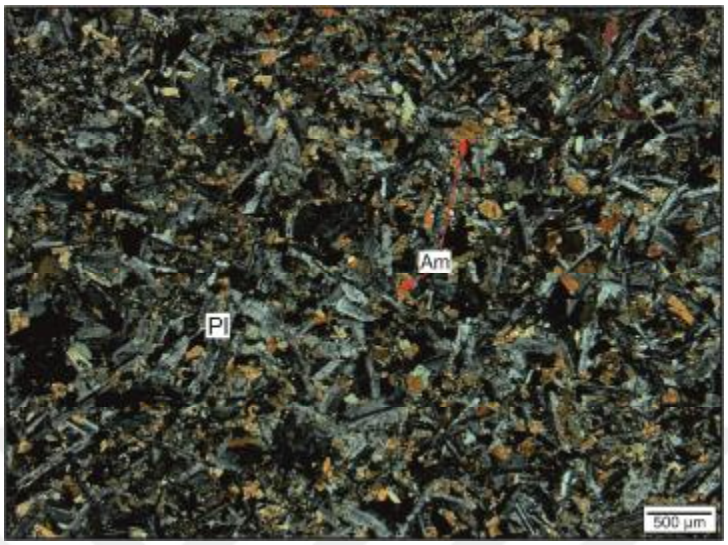
Şekil 4.30. Lokasyon 9'da plajiyogranit - levha dayk geçişini gösteren taslak enine kesit

GS16-7: Mikrodiyorit

Doku: Mikrodiyorit-Entergranüler

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaç içerisinde felsik mineraller içerisinde hakim olarak gözlenen plajiyoklas mineralleri yaklaşık olarak %38-45 oranında gözlenmektedirler. Genellikle prizmatik gözlenen plajiyoklas kristallerinin bir kısmı mikrolitler halinde izlenmektedirler (Şekil 4.31).



Şekil 4.31. Mikrodiyoritlerde gözlenen mikrogranüler dokunun görünümü (Çift Nikol; Pl: Plajiyoklas, Am: Amfibol)

Hornblend: Kayaç içerisinde hakim mafik minerali temsil eden hornblend mineralleri tek nikol altında yüksek rölyefleri, yeşil pleokroizmaları, çift yönde gelişmiş iyi dilinim izleri ile karakteristikler. Yaklaşık olarak %20-25 oranında gözlenen hornblendlerin bir kısmı piroksenlerin ayrışması sonucunda uralitleşme yoluyla oluşmuştur.

Piroksen: Kayaçta az miktarda gözlenen piroksen minerallerinin Klinopiroksen türünde ojit oldukları belirlenmiş ve bir kısmı uralitleşme yoluyla hornblend minerallerine dönüşmüş vaziyette izlenmektedirler.

Klorit: Hemen tamamı amfiboller ve piroksenler aleyhine gelişmiş vaziyette gözlenen klorit minerallerine rastlanmıştır.

Opak Mineral: Hemen tamamı ilksel yollarla oluşmuş bir kısmı ise ferromagnezyen minerallerden ayrışma yoluyla oluşmuş opak minerallerin magnetit ve pirit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

GS16-8: Plajiyogranit

Doku: Taneli (Granüler)-Mirmekitik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hakim minerali temsil eden plajiyoklas kristallerinin hemen hepsi prizmatik şekillerde ve yer yer yarı özşekilli olarak görülmektedirler. Kayacın içerisinde kuvars ve plajiyoklas mineralleri arasında grafik dokuya benzer bir şekilde gelişen mirmekitik doku gözlenmektedir (Şekil 4.32). Kayaç içerisinde yaklaşık olarak %45-50 oranında gözlenen plajiyoklas minerallerinin hemen hemen hepsinde polisentetik ikizlenmeler net bir şekilde izlenmektedir. Yer yer alterasyon gösteren plajiyoklaslarda en belirgin alterasyon türü olarak kaolenleşme görülmektedir.

Kuvars: Kayaç içerisinde plajiyoklasların ve mafik minerallerin boşluklarını doldurur vaziyette gözlenen kuvars kristalleri yaklaşık olarak % 10-12 oranında bulunmaktadır. Genellikle öz şekilsiz plajiyoklas kristalleriyle birlikte görülen kuvars mineralleri birinci sıranın gri tonlarında girişim rengi ve hemen hepsi maruz kaldıkları basıncın izlerini yansıtır vaziyette dalgalı sönme göstermesiyle tanınmaktadır (Şekil 4.32).

Ortoklas: Kayaçta az miktarda gözlenen ortaklas minerallerinin hemen hepsinde kaolenleşme görülmektedir.

Hornblend: Kayaç içerisinde hakim mafik minerali temsil eden hornblend mineralleri oldukça küçük mikrogranüler halde bulunmaktadırlar. Yeşilin tonlarında pleokroizma göstermeleriyle ve çift yönde gelişmiş dilinim izleriyle tanınmaktadırlar.

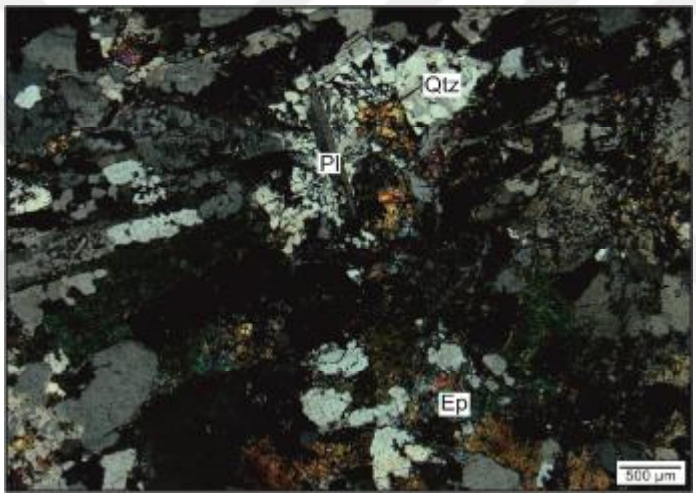
Epidot: Kayaç içerisinde yer alan epidot kristalleri ikinci ve üçüncü sıranın canlı girişim renkleriyle ve tek nikolde limon sarısı pleokroizma göstermesiyle tanınmaktadırlar (Şekil 4.32).

Klorit: Kayaç içerisinde tek nikolde yeşil pleokroizma göstermesiyle rahatlıkla ayırt edilebilen klorit minerallerine rastlanılmaktadır. Klorit minerallerinin çoğu ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş durumda

gözlenen ve ikincil süreçlerle oluşmuş olarak görülmektedir.

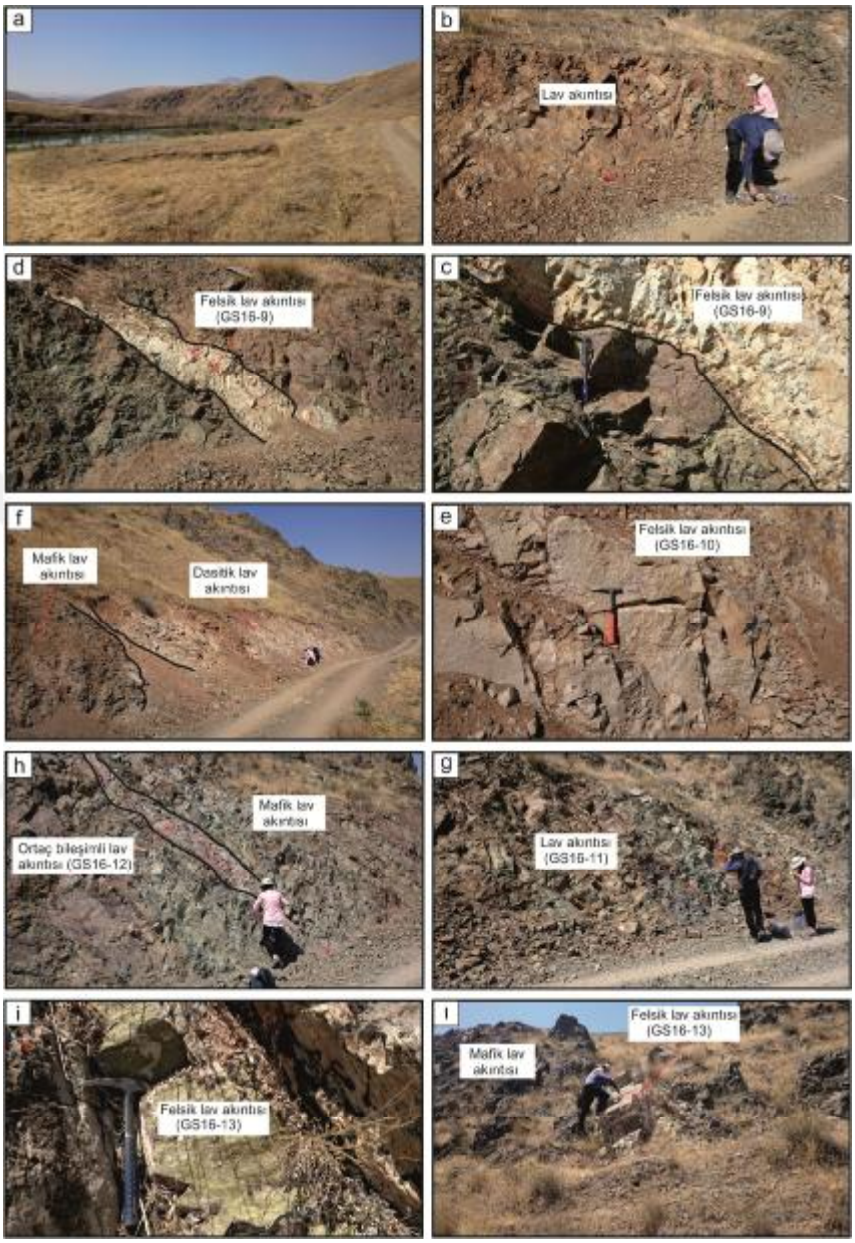
Sfen: Kayaçta eser miktarda gözlenen sfen mineralleri tek nikolde öz şekilli kristalleri ve kirli sarı rengiyle ayırt edilmektedir.

Opak Mineral: Bir kısmı ilksel ve diğer bir kısmı ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş ikincil opaklar olmak üzere iki türlü opak mineral gelişimi görülmektedir. İlksel opakların düzgün kenar ve köşelere sahip olmalarıyla ikincil opaklardan ayırt edilebilmektedir. Opak minerallerin manyetit ve pirit minerali olabilecekleri tahmin edilmektedir.

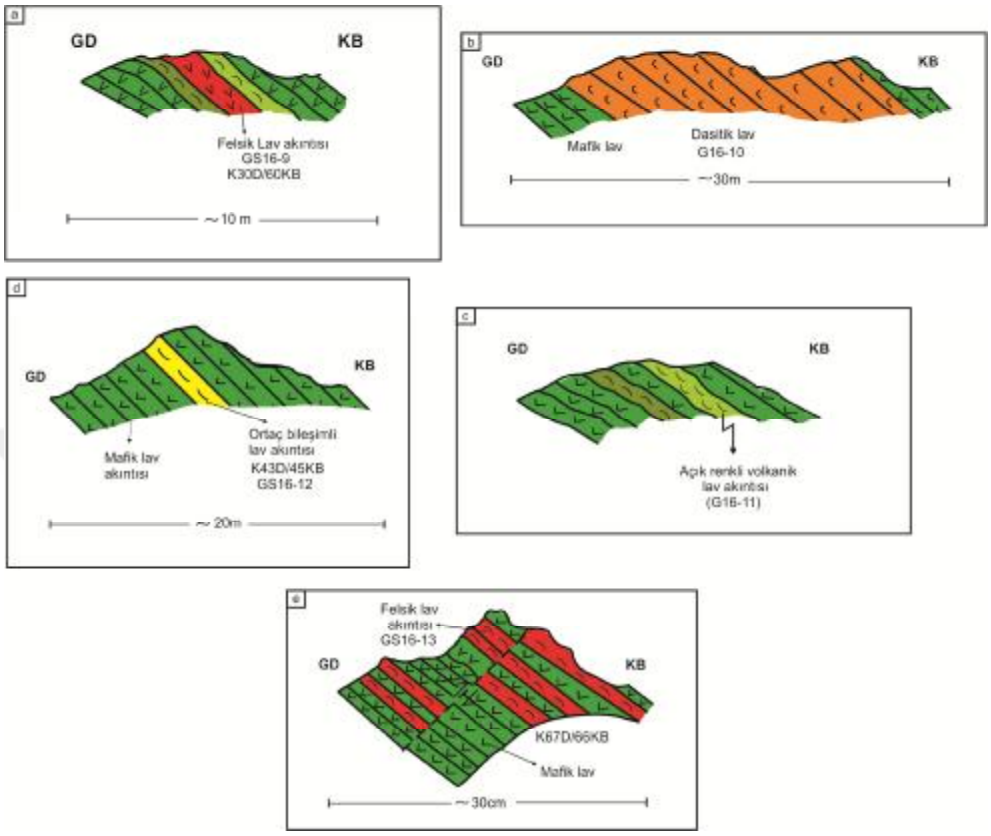


Şekil 4.32. Plajiyogranitlerde gözlenen mirmekitik dokunun görünümü (Çift Nikol; Qtz: Kuvars, Pl: Plajiyoklas, Ep: Epidot)

Lokasyon 10: Bu lokasyon Yazıdere köyünün 1-1.5 km güneyinde Ceyhan nehri kenarında yer almaktadır. Yaklaşık olarak Ceyhan nehri kenarında KD yönlü 350 m'lik bir hat boyunca mafik ve felsik volkanik kayalar gözlenmiştir. Mafik lavlar yastık debi sunmakla birlikte genel olarak felsik lavlarla birlikte lav akıntıları şeklinde görülmektedirler (Şekil 4.33). Lav akıntılarının konumları K30-67D/45-66^{o}KB arasında değişmektedir. Bu lokasyonda mafik ve felsik volkanik kayalardan toplam beş adet (GS16-9, GS16-10, GS16-11, GS16-12 ve GS16-13) örnek derlenmiştir.



Şekil 4.33. (a) Lokasyon 10'da Ceyhan nehri kenarında Göksun ofiyolitine ait volkaniklerin genel arazi görüntüsü, (b) mafik lav akıntısı, (c,d) felsik lav akıntısı, (e) dasitik lav akıntısı, (f) dasitik ve mafik lav akıntısının genel görünümü, (g) mafik lav akıntısı, (h) ortaç bileşimli lav akıntısının görünümü, (i) felsik lav akıntısı ve mafik lav akıntısı, (j) felsik lav akıntısında görülen epidotlaşma



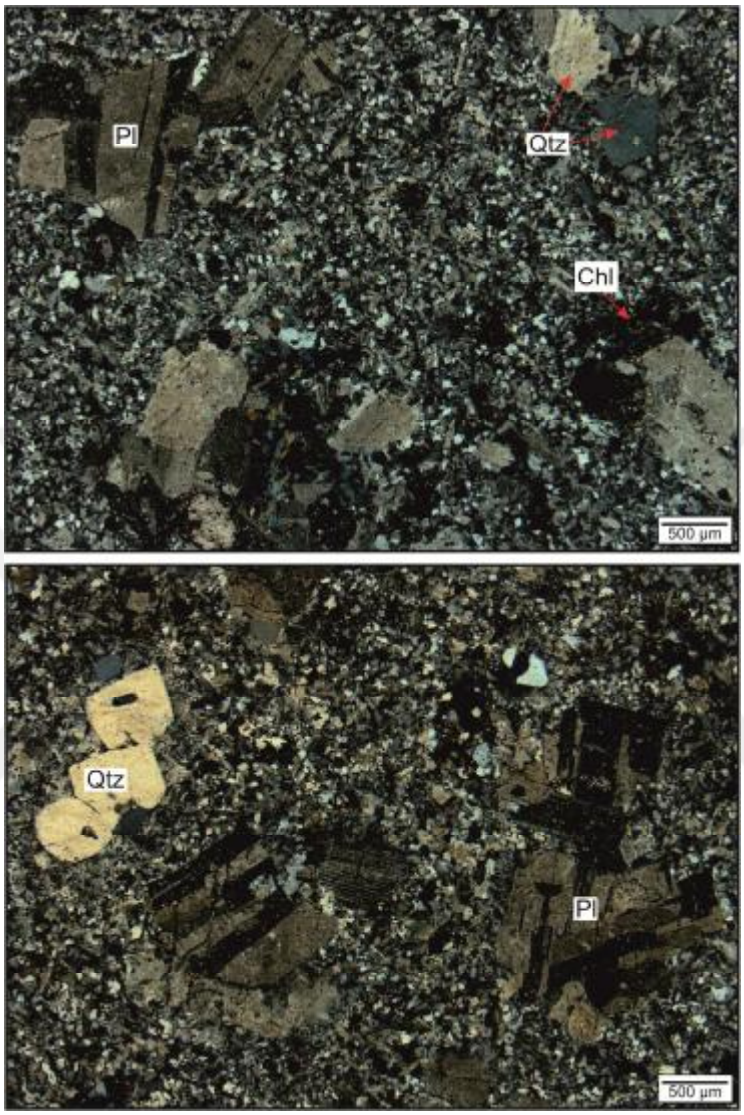
Şekil 4.34. Göksun ofiyolitine ait volkaniklerin arazi ilişkisini gösterir taslak enine kesitleri. (a) Felsik lav akıntısı, (b) dasitik lav akıntısı, (c) ortaç bileşimli lav akıntısı, (d) açık renkli lav akıntısı, (e) felsik ve mafik lav ardalanımı

GS16-9 ve GS16-10: Dasit

Doku: Mikrogranüler porfirik-Hyalomikrogranüler porfirik

İçindeki Mineraller:

Kuvars: İncelenen kayaçta hakim minerali oluşturan kuvars kristalleri otomorf ve sub-otomorf halde izlenmektedirler. Kuvars mineralleri hem fenokirstal hem de mikrogranül halinde izlenmektedirler (Şekil 4.35). Kayacın maruz kaldığı basıncı yansıtır halde kuvars mineralleri üzerinde dalgalı sönme gözlenmekte ve birinci sıranın gri tonlarında polarize olmaktadırlar.



Şekil 4.35. Dasitler içerisinde gözlenen plajiyoklas ve kuvars mineralleri (Çift Nikol; Pl: Plajiyoklas, Qtz: Kuvars, Chl: Klorit)

Plajiyoklas: Kayaçta ileri derecede kaolenleşme ve serizitleşme türü ayrışma gösteren plajiyoklaslar %15-20 oranında izlenmektedirler. Plajiyoklas kristalleri hem fenokirstal hem de mikrolitler halinde gözlenmekte ve çift nikolde birinci sıranın gri-sarı tonlarında izlenmektedirler.

Alkali Feldspat: Kayaç içerisinde çok az miktarda gözlenen alkali feldspat grubu minerallerinden sanidin türü olan minerallerinin hemen tamamı albitleşme ve pertitleşme göstermektedirler.

Biyotit: Mafik minerallerin büyük kısmını oluşturan biyotit mineralleri tek nikolde iyi gelişmiş dilinim izleri ve kahverengi pleokroizmaları ve çift nikolde canlı girişim renkleri ile karakteristiktirler.

Klorit: Biyotitler ve hornblendler aleyhine gelişmiş vaziyette gözlenen klorit mineralleri tek nikolde açık yeşil pleokroizmaları ve çift nikolde lacivert-koyu kahverengi girişim rengi sunmaktadırlar (Şekil 4.35).

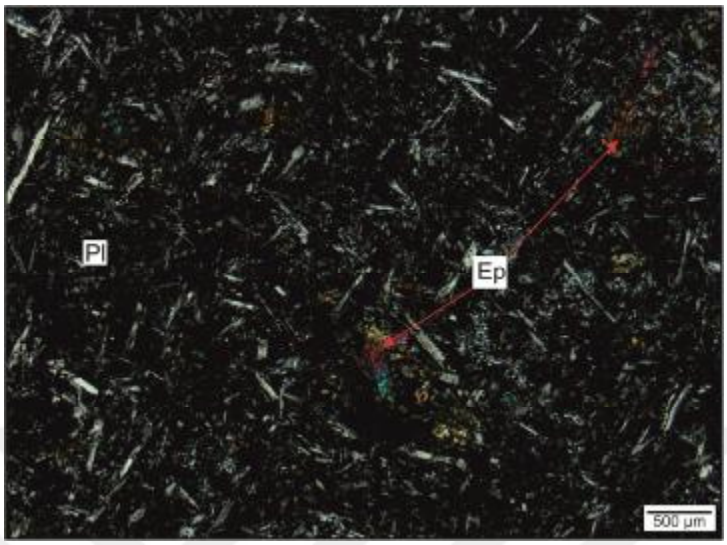
Opak Mineral: Manyetit oldukları tahmin edilen eser miktarda otomorf opak mineral saçınımlı vaziyette gözlenmiştir.

GS16-11: Bazalt

Doku: Mikrolitik Porfirik-Hyalomikrolitik Porfirik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Çoğunlukla mikrolitler halinde gözlenen plajiyoklasların bir kısmı fenokristaller halinde porfirik dokuyu oluşturmaktadırlar. Plajiyoklaslar alterasyona uğramış olup, kaolenleşme, kalsitleşme ve epidotlaşma en yaygın gözlenen alterasyon türleridir. Özellikle fenokirstal halde izlenen plajiyoklasrın büyük kısmı polisentetik ikizlenme göstermektedirler (Şekil 4.36).



Şekil 4.36. Bazaltlarda gözlenen mikrolitik doku görünümü (Çift Nikol; Pl: Plajiyoklas, Ep: Epidot)

Klinopiroksen: Kayaç içerisinde fenokirstal ve hamur içerisie dağılmış halde gözlenen klinopiroksenlerin ojit oldukları belirlenmiştir (Şekil 4.36). Klinopiroksenlerin büyük bölümü çift nikol altında soluk sarı pleokroizmaları ve çift yönde dilinim izleri ile tanınmaktadırlar.

Olivin: Kayaçta hamur içerisine dağılmış halde mikrogranülleri tamsil eden olivinler tek nikolde renksiz fakat yüksek rölyefleri çift nikolde canlı girişim renkleri ile dikkat çekmektedirler.

Klorit: Kayaç içerisinde ikincil olarak oluşmuş klorit mineralleri ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş şekilde izlenmiştirler.

Opak mineraller: Kayaç içerisinde saçınımlı halde pirit oldukları düşünülen opak minerallere rastlanmıştır (Şekil 4.36).

GS16-12: Andezit

Doku: Mikrolitik Porfirik-Hyalomikrolitik Porfirik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hem felsik mineralleri temsil eden plajiyoklas mineralleri fenokristaller halinde hem de mikrolitler halinde iki farklı soğuma

zamanının ürünü olarak kayaç içerisinde yer almaktadırlar (Şekil 4.37). Lata şeklinde gözlenen plajiyoklas mineralleri polisentetik ikizlenme göstermesiyle tanınmaktadırlar. Plajiyoklas mineralleri üzerinde kaolenleşme, serisitleşme, epidotlaşma ve kalsitleşme şeklinde ayrışmalar yer almaktadır.

Kalsit: Kayaçta boşluk dolgusu şeklinde rastlanan kalsit mineralleri ikincil dönüşüm süreçleriyle plajiyoklasların aleyhine gelişim göstermesiyle izlenmektedirler. Kalsit mineralleri çift nikolde üçüncü sıranın soluk renkleri ve basınç ikizlenmesi göstermeleriyle karakteristikdirler (Şekil 4.37).

Hornblend: Kayaç içerisinde yer alan ferromagnezyen minerali temsil eden hornblend kristalleri tek nikolde yeşil pleokroizma ve çift yönde dilinim izleri göstermeleriyle tanınmaktadırlar. Çift nikolde ise yeşil ve kahverengi tonlarda girişim renkleri ve eğik sönme göstermeleriyle belirlenmektedirler.

Klorit: Hornblend minerallerinin aleyhine gelişmiş olan klorit kristalleri tek nikolde soluk yeşil pleokroizması ve çift nikolde lacivert tonlarında koyu girişim renkleri göstermesiyle ayırt edilmektedirler.

Opak Mineral: Kayaç içerisinde gelişigüzel bir biçimde dağılmış olarak gözlenen opak minerallerin manyetit olabileceği tahmin edilmektedir.



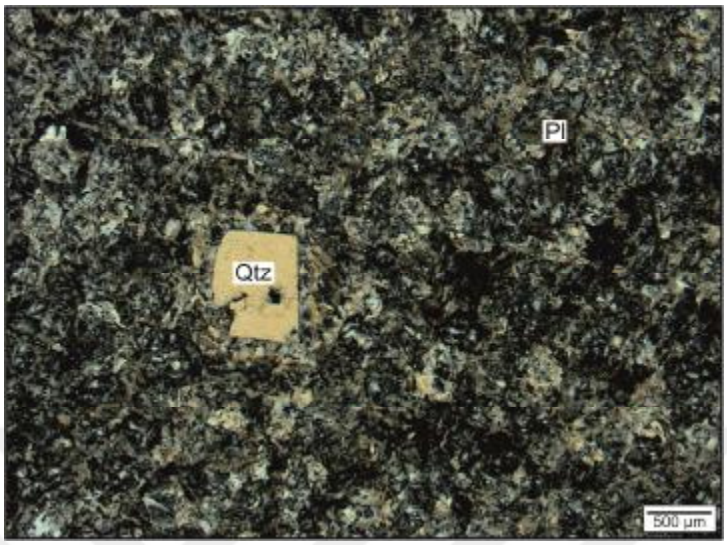
Şekil 4.37. Andezit kayacının ince kesit görünümü (Çift Nikol; Kls: Kalsit, Pl: Plajiyoklas)

GS16-13: Riyolit

Doku: Mikrogranüler Porifirik

İçindeki Mineraller:

Kuvars: Kayaç içerisinde hakim felsik minerali temsil eden kuvars mineralleri çoğunlukla porfirik halde gözlenirken kalan kısım mikrogranüler halde gözlenmektedir. Otomorf halde bulunan kuvars kristalleri tek nikolde renksiz ve berrak izlenmekte iken çift nikolde dalgalı sönme göstermekte ve birinci sıranın gri-sarı girişim renklerine sahip olmaktadırlar (Şekil 4.38).



Şekil 4.38. Riyolitlerde gözlenen otomorf kuvars kristalinin görünümü (Çift Nikol; Qtz: Kuvars)

Plajiyoklas: Kayaçta %15-20 oranında gözlenen plajiyoklas minerallerin hemen tamamı mikrolit ve mikrogranüler halde gözlenirken küçük bir kısmı fenokirstal halde izlenmektedir. İleri derecede ayrışma gözlenen plajiyoklas kristalleri kaolenleşme, serizitleşme ve epidotlaşma türünde alteraasyonlar göstermektedirler.

Alkali Felspat: İncelenen kayaçta yaklaşık olarak %15 oranında izlenen alkali feldspat türü olan sanidin minerallerinin hemen hepsi mikrogranüler halde gözlemektedirler ve pertitleşme, albitleşme türünde alterasyonlar göstermektedirler.

Hornblend: Kayaçta eser miktarda gözlenen hornblendler tek nikolde belirgin yeşil pleokroizmaları ve iki yönde gelişmiş dilinim izleri ile tanınmaktadırlar. Çift nikolde canlı girişim renkleri ve eğik sönmeleri ile dikkat çeken hornblendlerin bir kısmında kloritleşme ve opaklaşma türünde alterasyonlar gözlenmektedir.

Biyotit: Hemen hepsi kloritleşme gösteren az miktarda biyotit kristali fenokristal halde gözlenmiştir.

Epidot: Hemen tamamı ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş olarak gözlenen epidot kristalleri tek nikolde limon sarısı pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Klorit: Çoğunlukla ksenomorf halde gizlenen klorit mineralleri yeşil-lacivert girişim renkleri ve soluk yeşil pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler. Hemen tamamı biyotitlerin alterasyonu ile oluşmuş klorit mineralleri kayaç içersinde eser miktarda gözlenmektedirler.

Opak Mineraller: Küçük bir kısmı ilksel olarak oluşmuş geri kalanı ferromagnezyen mineraller aleyhine oluşmuş opak mineralleri manyetit olabilecekleri düşünülmektedir.

4.3. Jeokimya

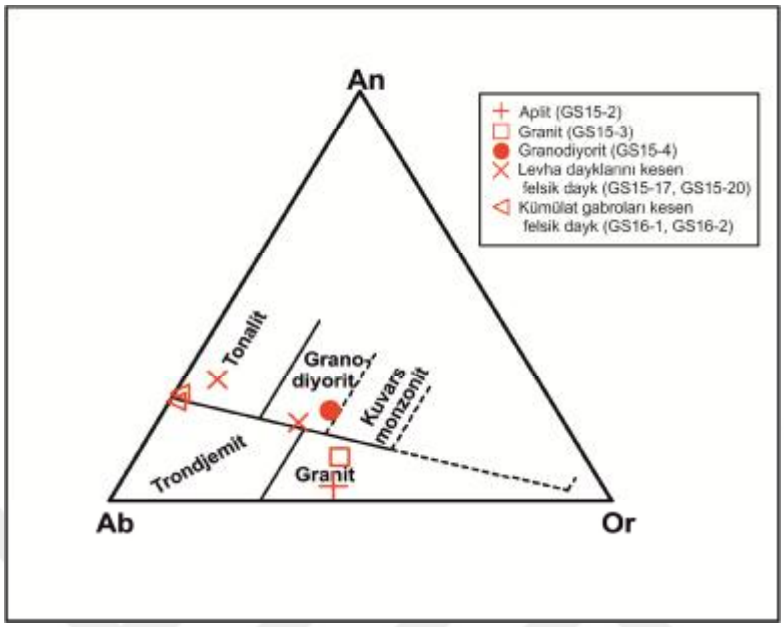
Bu bölümde yüksek lisans tezi kapsamında çalışma alanında gözlenen Esence (Göksun) granitoyidi (granit, aplit, granodiyorit ve mikrotonalit), Göksun ofiyolitine ait derinlik kayaları (kuvarslı mikrodiyorit, kümülat gabro, izotrop gabro, mikrodiyorit ve plajiyogranit) ve volkanik kayaların (dasit, riyolit, andezit ve bazalt) mekansal ve zamansal ilişkilerini daha anlaşılır bir şekilde ortaya koyabilmek amacıyla sözü edilen kayaların jeokimyasal özelliklerini irdeleyerek oluştukları jeodinamik ortamlara yönelik yaklaşımlarda bulunulacaktır.

4.3.1. Granitik Kayaların Jeokimyası

Çalışma alanında Esence (Afşin) granitoyidine ait kayalardan toplam yedi adet örnek tüm kaya jeokimya çalışması için derlenmiştir. Örneklerin ana-iz ve nadir toprak element içerikleri Çizelde 4.3 ve Çizelge 4.4'te verilmektedir. O'Connor (1965) tarafından felsik kayaların sınıflaması için geliştirilen ve kayalardaki albit (Ab)-anortit (An) - ortoklaz (Or) içeriğini gözönüne alan üçgen diyagramda; çalışma alanındaki felsik kayaların granit, granodiyorit, tonalit ve granodiyorit bileşimli oldukları görülmektedir (Şekil 4.39). Önceki bölümlerde felsik kayalar için yapılan petrografik tanımlamaların jeokimyasal sınıflama ile uyumluluk sunduğu söylenebilir.

Çizelge 4.3. Esence granitoyidlerine ait kayaların seçilmiş ana (% oksit) – iz (ppm) ve nadir toprak elementlerin (ppm) içerikleri

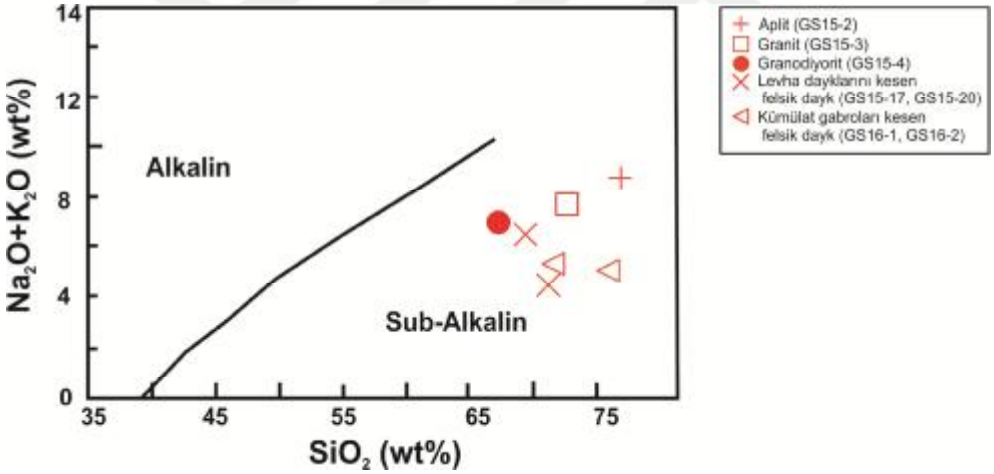
Element	GS15-2	GS15-3	GS15-4	GS15-17	GS15-20	GS16-1	GS16-2
SiO2	76.04	72.37	67.58	71.05	69.47	75.22	71.41
Al2O3	13.41	14.26	15.57	13.90	14.32	13.82	14.68
Fe2O3	0.5	1.57	3.83	2.98	3.48	1.44	1.87
MgO	0.07	0.30	1.21	0.75	0.72	0.45	0.69
CaO	0.53	1.38	3.03	3.13	2.32	2.84	3.95
Na2O	4.06	3.49	3.40	3.87	3.66	4.95	5.24
K2O	4.63	4.16	3.53	0,60	2.79	0.11	0.09
TiO2	0.04	0.14	0.35	0.35	0.41	0.16	0.3
P2O5	0.02	0.05	0.14	0.05	0.06	0.05	0.06
MnO	0.08	0.07	0.07	0.05	0.03	0.01	0.02
Cr2O3	<0.002	<0.002	0.004	<0.002	<0.002	0.003	0.004
Ba	89	511	597	180	533	80	31
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sc	2	4	7	8	8	4	16
LOI	0.6	2.1	1.1	3.2	2.6	0.9	1.6
Sum	99.99	99.97	99.92	99.94	99.96	99.96	99.95
Be	10	3	3	<1	5	<1	<1
Co	0.5	1.8	5.7	7.2	5.9	5.3	10.3
Cs	8.3	4.5	2.4	0.7	0.8	<0.1	<0.1
Ga	13.0	13.8	16.9	11.9	13.1	13.7	15.2
Hf	3.0	3.0	5.5	5.8	4.9	3.0	3.0
Nb	20.8	11.0	11.9	4.4	4.9	1.9	1.2
Rb	275.9	157.4	130.9	12.9	68.2	1.1	1.0
Sn	2	2	2	<1	<1	<1	<1
Sr	20.9	79.3	190.8	149.8	104.0	163.3	183.5
Ta	6.4	1.7	1.2	0,6	0.7	0.1	<0.1
Th	11.6	24.4	33.0	14.8	10.0	0.3	0.3
U	10.1	3.9	9.4	3.0	2.3	0.3	0.3
V	<8	12	52	48	34	16	11
W	3.2	2.2	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	0.7
Zr	32.1	76.6	183.5	168.5	140.2	98.8	98.2
Y	27.3	26.8	24.8	16.3	32.8	24.0	38.9
La	6.7	17.1	39.2	15.6	15.8	5.0	4.1
Ce	12.9	33.9	74.7	29.5	32.3	13.2	10.5
Pr	1.58	3.75	8.56	3.36	3.90	2.03	1.69
Nd	5.3	11.9	30.8	12.7	15.4	9.3	9.1
Sm	1.62	2.90	5.87	2.42	3.43	2.71	3.23
Eu	0.09	0.34	0.85	0.56	0.80	0.87	1.33
Gd	2.10	3.10	5.01	2.44	4.10	3.29	5.02
Tb	0.53	0.59	0.74	0.41	0.71	0.58	0.93
Dy	3.73	4.05	4.23	2.59	4.84	3.55	6.10
Ho	0.85	0.84	0.81	0.55	1.11	0.83	1.41
Er	2.82	2.85	2.55	1.71	3.52	2.64	4.24
Tm	0.52	0.43	0.36	0.27	0.55	0.41	0.67
Yb	4.00	2.91	2.25	1.88	3.82	3.05	4.24
Lu	0.67	0.47	0.36	0.31	0.61	0.49	0.68
TOT/C	<0.02	0.21	0.03	<0.02	0.05	<0.02	0.12



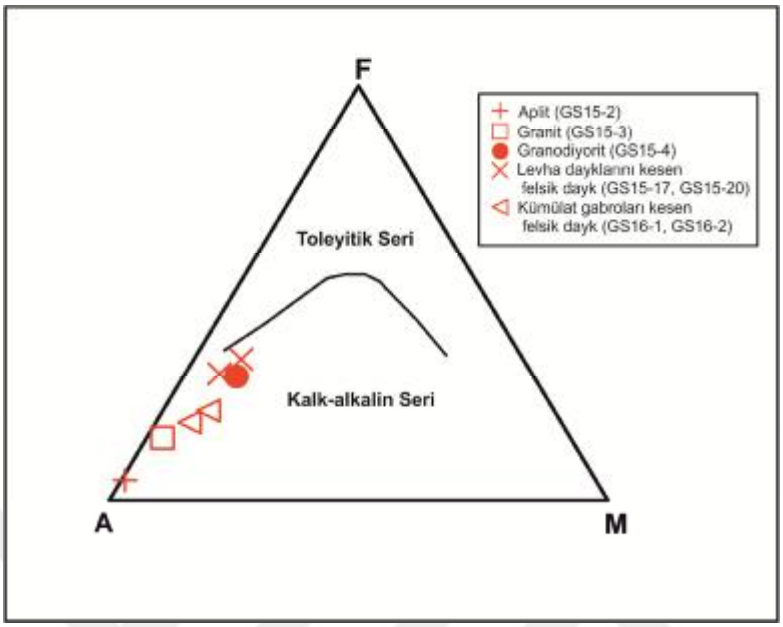
Şekil 4.39. Çalışılan bölgedeki granitik intrüzyonların kayaç adlandırma diyagramında konumları (O'Connor, 1965)

Esence (Göksun) granitoyidine ait kayaların türediği magma tipini açıklamak için Irvine ve Baragar (1971) tarafından geliştirilen toplam alkali içeriği (Na_2O+K_2O) ve silika (SiO_2) içeriği kulanılmıştır (Şekil 4.40). Esence (Afşin) granitoyidine ait örneklerin jeokimyasal özellikleri incelendiğinde toplam alkali-silika içeriklerine göre subalkalin karakterini göstermektedirler (Şekil 4.40) ve Şekil 4.41'de AFM [total alkali içeriği (Na_2O+K_2O), MgO ve toplam demir (FeO*) içeriği] üçgen diyagramında toleyitik magmadan türeyen kayaların fraksiyonel kristallenmeye bağlı olarak olivin-piroksen kristallenmesi ile MgO'ten FeO'e doğru doğrusal bir yönelim sunduğu bilinmektedir. Kalkalkalen magmalardan türeyen kayalar ise Fe-Ti'ca zengin minerallerin oluşumu (manyetit) ile alkalilere doğru bir yönelim sunmaktadır. Çalışma alanından derlenen granitik kayaların AFM diyagramında konumları incelendiğinde tüm örneklerin kalk-alkalen karakterde oldukları görülmektedir (Şekil 4.41).

Esence (Afşin) granitoyidine ait kayaların türediği magma tipini açıklamak için Irvine ve Baragar (1971) tarafından geliştirilen AFM üçgen diyagramı kullanılmıştır (Şekil 4.41). Bu diyagramda kayaların total alkali içeriği (Na_2O+K_2O), MgO ve toplam demir (FeO*) içeriği kullanılmıştır. Diyagramda toleyitik magmadan türeyen kayaların fraksiyonel kristallenmeye bağlı olarak olivin-piroksen kristallenmesi ile MgO'ten FeO'e doğru doğrusal bir yönelim sunduğu bilinmektedir. Kalkalkalen magmalardan türeyen kayalar ise Fe-Ti'ca zengin minerallerin oluşumu (manyetit) ile alkalilere doğru bir yönelim sunmaktadır. Çalışma alanından derlenen granitik kayaların AFM diyagramında konumları incelendiğinde tüm örneklerin kalk-alkalen karakterde oldukları görülmektedir (Şekil 4.41).

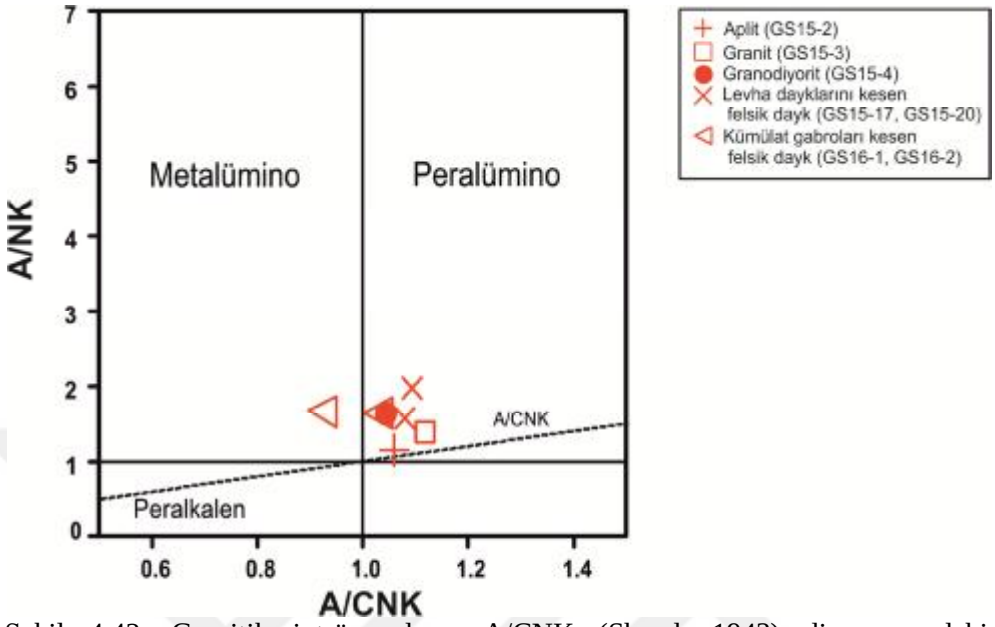


Şekil 4.40. Esence (Göksun) granitoyidlerine ait kayaların toplam alkali-silika diyagramı (Irvine ve Bragar, 1971)



Şekil 4.41. Granitik kayaların AFM diyagramındaki konumları (Irvine ve Bragar, 1971)

Çalışma alanında gözlenen granitik kayaların alkali, kalsiyum ve alüminyum mol oranları gözönüne alınarak Shand (1943) tarafından geliştirilen A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) - (A/NK) Al_2O_3/Na_2O+K_2O diyagramındaki konumları incelendiğinde; örneklerin büyük bir kısmının peralümino (molar: $Al_2O_3>CaO+Na_2O+K_2O$) ve yanlızca bir örneğin metalümino (molar: $Al_2O_3<CaO+Na_2O+K_2O$) özellik gösterdiği görülmektedir (Şekil 4.42).

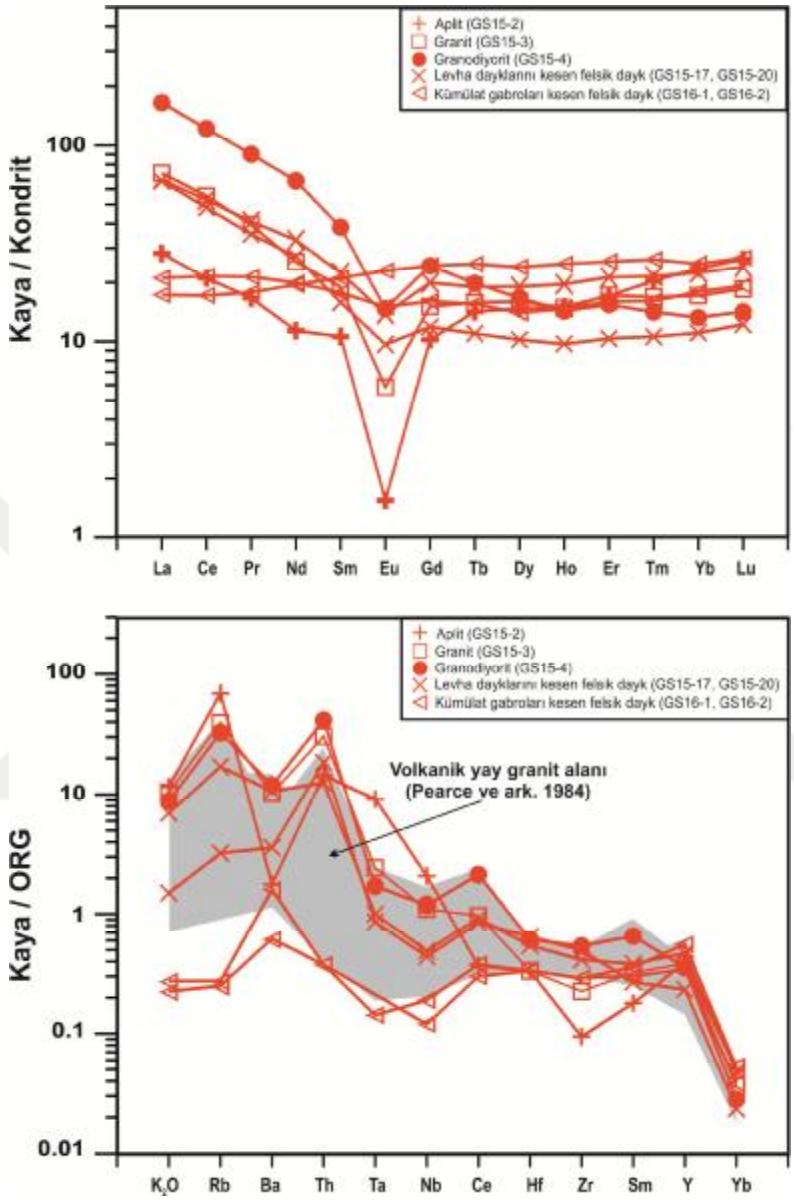


Şekil 4.42. Granitik intrüzyonların A/CNK (Shand, 1943) diyagramındaki konumları

Esence granitoyidine ait kayaların kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak element diyagramı Şekil 4.43'de verilmiştir. Granodiyorit, granit, aplit ve levha dayklarını kesen kayalarının ortak özellikleri: (a) hafif nadir toprak elementler bakımından bir zenginleşme (Granodiyorit La/Yb_N: 12.5; Granit La/Yb_N: 4.2; Aplit La/Yb_N: 1.2 ve Levha dayklarını kesen felsik dayklar La/Yb_N: 3-6), (b) Eu bakımından bariz bir negatif anomali ve (c) ağır nadir toprak elementleri bakımından ise yatay-yataya yakın bir yönelim (Granodiyorit Gd/Yb_N: 1.8; Granit Gd/Yb_N: 0.8; Aplit Gd/Yb_N: 0.4 ve Levha dayklarını kesen felsik dayklar Gd/Yb_N: 1.1-0.8) sundukları görülmektedir (Şekil 4.43). Bu diyagramda Eu bakımından bariz bir negatif anomali gözlenmesi feldispat fraksiyonlanmasına işaret etmektedir. Eu anomalileri özellikle felsik magmalarda esasen feldispatlar tarafından kontrol edilir. Uyumsuz olan Eu^{+3} nazaran, Eu^{+2} plajiyoklas ve K-feldispat ile uyumludur. Bu nedenle, feldispatın felsik eriyikten kristal fraksiyonlaşması ile uzaklaşması veya kayacın kısmi ergimesi ve ergime esnasında

feldispatın kaynaktan alıkonması, eriyik içinde negatif Eu anomalisine neden olmaktadır. Kümülat gabroları kesen felsik daykların ise yatay bir nadir toprak element deseni ve ayrıca hafif bir negatif Eu anomalisi sundukları görülmektedir (La/Yb_N: 0.7-1.2) (Şeki 4.43).

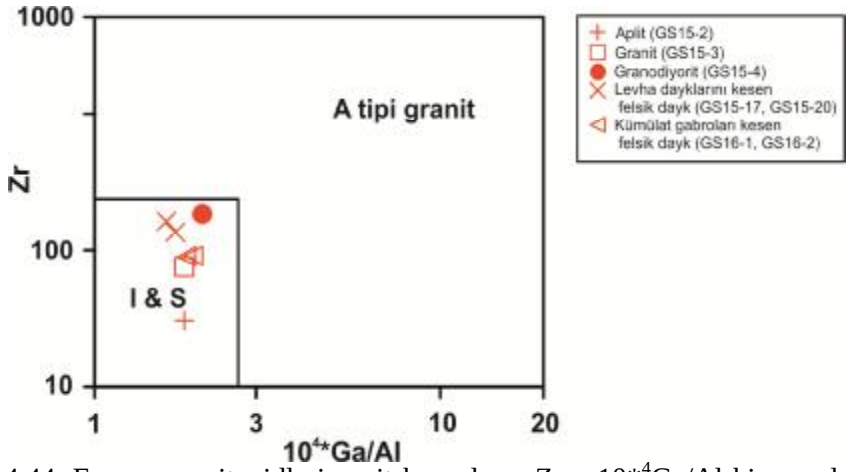
Esence granitoyidine ait kayaların okyanus ortası sırtı granitlere (ORG) göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı Şekil 4.43'de sunulmaktadır. Karşılaştırma yapmak amacıyla volkanik yay granitlerine (Pearce ve ark., 1984) ait çoklu element desenleri de diyagramda gösterilmektedir (Şekil 4.43). Granodiyorit, granit, aplit ve levha dayklarını kesen kayalarının ortak özellikleri: (a) yüksek iyon yarıçaplı (K_2O, Rb, Ba ve Th) elementleri bakımından zenginleşme, (b) Ta → Yb' doğru tüketilme sundukları ve (c) volkanik yay granitlerine (Pearce ve ark., 1984) benzer bir desen sundukları sundukları görülmektedir (Şekil 4.43). Kümülat gabroları kesen felsik daykların ise hem diğer kaya gruplarına hem de okyanus ortası sırtı granitlere göre oldukça tüketilmiş çoklu element deseni sundukları görülmektedir (La/Yb_N: 0.7-1.2) (Şekil 4.43).



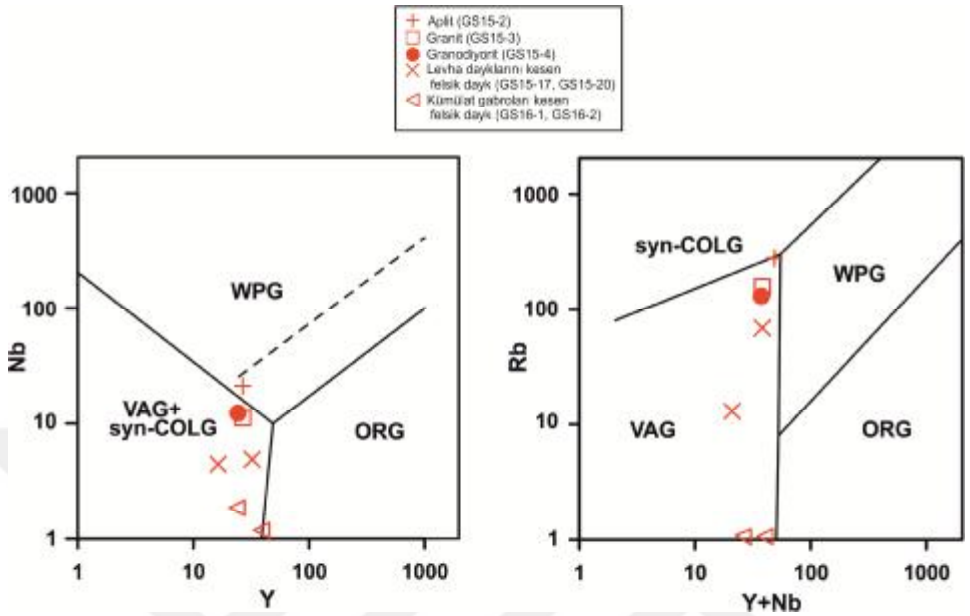
Şekil 4.43. Göksun bölgesinden elde edilen granitik intrüzyonların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak element ve okyanus ortası sırtı (ORG) göre normalize edilmiş örümcek diyagramları (Kondrit değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan ve ORG değerleri Pearce ve ark. (1984)'ten alınmıştır).

Granitik kayaların ana-iz element içeriklerinden yola çıkarak Whalen ve ark. (1987) tarafından geliştirilen çeşitli diyagramlarda orojenik kuşaklarda oluşan granitler (I, S ve M-tipi) ve A-tipi (anorojenik) granitler birbirinden ayrılabilmektedir. Zr – 10^{*4}Ga/Al diyagramında çalışma alanındaki granitoyid kayalarının hepsinin I & S tipi granit alanına düştükleri ve orojenik olaylara bağlı olarak oluştukları söylenebilir (Şekil 4.44).

Pearce ve ark. (1984) tarafından geliştirilen ve granitik kayaların oluştukları jeotektonik ortamları bulmaya yardımcı olan iz elementlere dayalı diyagramlar Şekil 4.42'de sunulmaktadır. Nb – Y diyagramında levha içi granitleri, okyanus ortası sırtı granitleri ve volkanik yay-çarpışmayla eş yaşlı granitler birbirinden ayrılabilmektedir (Şekil 4.45). Çalışma alanındaki örnekler bu diyagramda çoğunlukla volkanik yay-çarpışmayla eş yaşlı granit ortak alanına düşmektedirler (Şekil 4.45). Rb – Y+Nb diyagramında ise levha içi granitleri, okyanus ortası sırtı granitleri ve volkanik yay granitleri ve çarpışmayla eşyaşlı granitler birbirinden ayrılabilmektedir (Şekil 4.45). Çalışma alanındaki örnekler bir önceki diyagramdan farklı olarak sadece volkanik yay granitleri alanına düşmektedirler (Şekil 4.45).

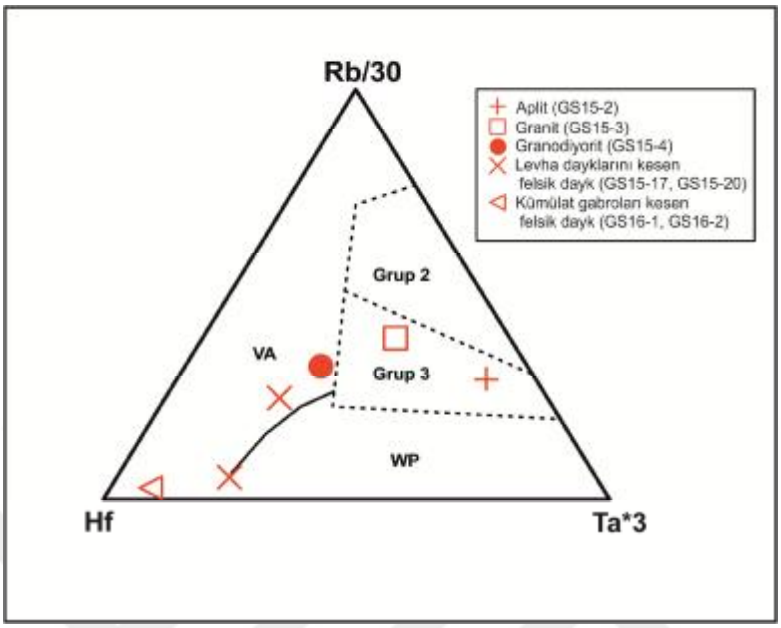


Şekil 4.44. Esence granitoyidlerine ait kayaçların Zr – 10^{*4}Ga/Al kimyasal ayrım diyagramı (Whalen ve ark., 1987)



Şekil 4.45. Esence granitoyidlerine ait kayaçların Rb-Y+Nb ve Nb-Y tektonomagmatik ayrım diyagramı WPG (levha içi granitleri), VAG+syn-COLG (volkanik yay çarpışmayla eş yaşlı granitler), ORG (okyanus ortası sırtı granitleri), VAG (volkanik yay graniti) (Pearce ve ark., 1984)

Volkanik yay granitlerini çarpışma zonu granitlerinden ayırmak için Harris (1986) tarafından geliştirilen Rb/30-Hf-Ta*3 üçgen diyagramı VA (volkanik yay), WP (kıta içi), Grup 2 (çarpışmayla eş yaşlı granitler) ve Grup 3 (çarpışma sonrası granitler) alanlarını birbirinden ayırmaktadır (Şekil 4.46). Çalışma bölgesinden derlenen kayaların hemen hepsinin volkanik yay graniti (VA) alanına iki örneğin (granit ve aplit) ise çarpışma sonrası granit alanına (Grup 3) düştükleri görülmektedir (Şekil 4.46). Grup-3 alanına düşen granitlerin de kalk-alkalen özellikte olduğu ve yitim ortamında çarpışmanın ileri safhalarında oluştuğu belirtilmektedir (Harris ve ark., 1986). Dolayısıyla çalışma alanındaki granitoyid kayaların yitim zonunda aktif kıta kenarında oluşan granitik kayalara benzerlik sunduğu görülmektedir.



Şekil 4.46. Rb/30-Hf-Ta*3 üçlü diyagramında granitik kayaların konumları VA (volkanik yay), WP (kıta içi), Grup 2 (çarpışmayla eş yaşlı granitler) ve Grup 3 (çarpışma sonrası granitler) (Harris, 1986)

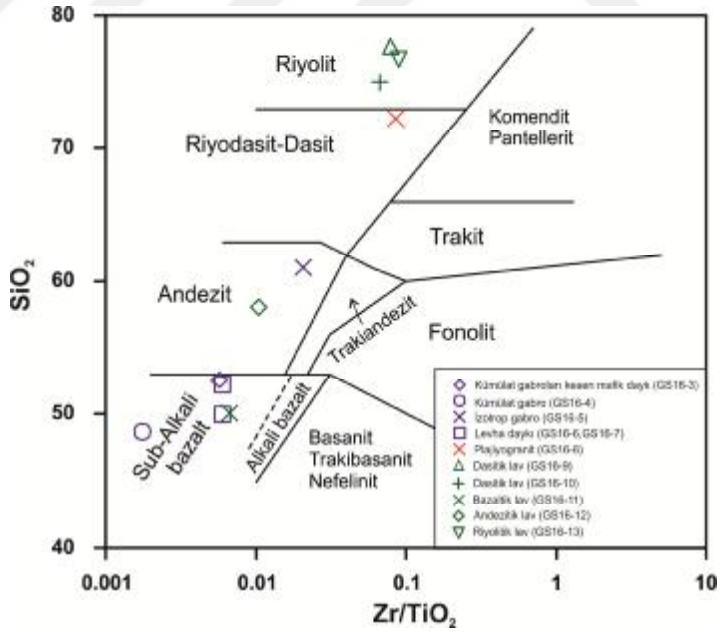
4.3.2. Göksun Ofiyoliti ve Volkanik Kayaların Jeokimyası

Göksun ofiyolitine ait kümülat gabro, izotrop gabro, levha daykları, plajiyogranit ve volkaniklere ait toplam onbir adet kayanın ana, iz ve nadir toprak element içerikleri Çizelge 4.5'te verilmektedir.

Çizelge 4.4. Göksun ofiyoliti ve volkanik kayaların seçilmiş ana (% oksit) - iz (ppm) ve nadir toprak elementlerin (ppm) içerikleri

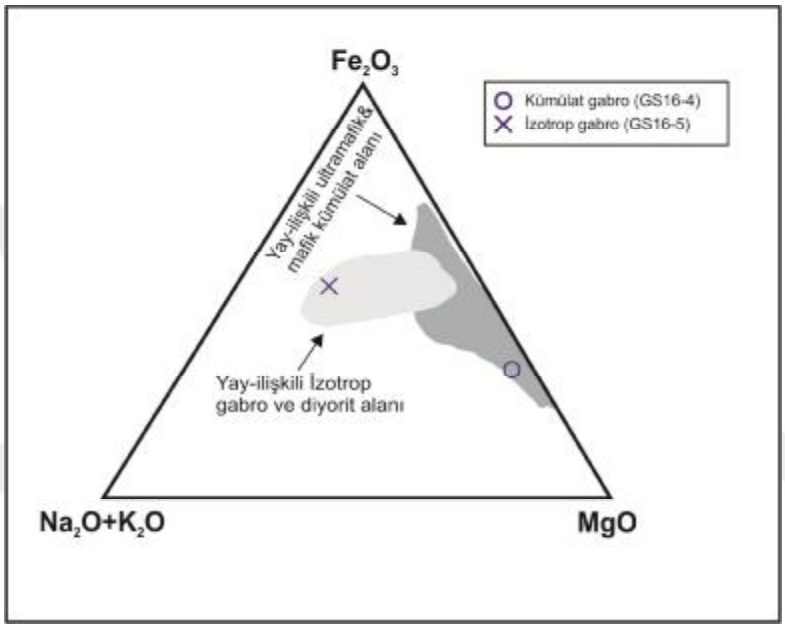
	Göksun Ofiyoliti						Göksun Volkanikleri				
Element	GS16-3	GS16-4	GS16-5	GS16-6	GS16-7	GS16-8	GS16-9	GS16-10	GS16-11	GS16-12	GS16-13
SiO2	52,58	48,68	61,03	52,23	50,03	72,54	77,60	74,98	50,11	58,10	76,86
Al2O3	17,25	14,72	15,30	14,62	15,54	13,07	12,42	12,72	15,84	16,09	12,28
Fe2O3	8,51	5,47	8,83	11,45	10,11	4,30	1,75	2,59	11,75	8,37	1,81
MgO	5,12	11,44	1,98	4,48	7,49	0,26	0,52	0,27	7,14	2,69	0,47
CaO	8,38	16,36	4,48	11,35	11,43	3,41	0,27	1,08	5,00	5,39	1,48
Na2O	3,92	1,04	5,20	0,02	2,67	5,03	6,28	5,80	4,07	4,60	4,90
K2O	0,15	0,02	0,15	<0.01	0,09	0,07	0,03	0,18	0,02	0,11	0,45
TiO2	0,70	0,24	1,03	1,56	1,09	0,35	0,15	0,26	1,64	1,09	0,16
P2O5	0,05	<0.01	0,31	0,11	0,07	0,07	0,04	0,04	0,14	0,21	0,03
MnO	0,14	0,11	0,17	0,14	0,13	0,02	0,03	0,05	0,13	0,14	0,05
Cr2O3	0.008	0.036	0.003	0.006	0.016	0.005	0.003	0.003	<0.002	<0.002	0.004
Ba	54,00	30,00	49,00	2,00	14,00	24,00	11,00	20,00	8,00	29,00	32,00
Ni	24,00	77,00	<20	<20	53,00	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sc	35,00	51,00	17,00	32,00	39,00	13,00	5,00	10,00	33,00	26,00	8,00
LOI	3,00	1,60	1,40	3,90	1,10	0,80	0,90	2,00	3,90	3,10	1,50
Sum	99,84	99,75	99,90	99,81	99,80	99,93	99,97	99,97	99,78	99,85	99,96
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	25,5	33,3	9,4	31,5	39,1	4,9	3,8	3,1	33,1	15,6	3,1
Cs	0,6	<0.1	0,2	<0.1	0,3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,1	0,3
Ga	15,5	9,5	20,7	18,4	14,6	18,5	6,4	12,2	19,1	16,5	9,7
Hf	1,3	0,2	6	2,7	1,8	8	3,8	5,4	3,1	3,2	4,6
Nb	0,2	<0.1	2,4	0,9	0,5	3,2	0,8	1	0,9	2,4	0,7
Rb	2,9	<0.1	1,1	<0.1	1,2	0,5	<0.1	1,8	<0.1	1,2	4,8
Sn	<1	<1	1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	182,3	107	153,9	278,2	153,4	153,2	50,6	61,2	140,4	220,2	131,9
Ta	<0.1	<0.1	0,2	0,1	<0.1	0,2	0,1	0,1	<0.1	0,2	<0.1
Th	<0.2	<0.2	0,9	0,3	<0.2	0,9	1	0,9	0,2	1,5	1
U	0,1	<0.1	0,3	<0.1	<0.1	0,3	0,6	0,5	0,1	0,5	0,4
V	251	163	45	381	281	19	11	12	371	236	11
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1,1	<0.5	<0.5	<0.5
Zr	39,7	4,2	214	93,7	64,8	300,3	118,9	172,8	110,1	114,2	142,5
Y	19,2	6,8	69,1	32,3	25,2	81,3	34	51,4	34,8	31	42,5
La	1,70	0,30	10,40	3,80	2,50	7,70	7,90	8,40	4,50	10,40	8,10
Ce	4,90	1,00	31,30	11,50	8,40	25,00	26,40	22,70	13,40	24,20	21,80
Pr	0,86	0,18	4,79	1,88	1,33	4,40	3,15	3,39	2,25	3,30	3,13
Nd	4,70	1,20	24,30	10,30	7,10	24,70	14,10	16,80	11,60	15,30	15,20
Sm	1,68	0,57	7,74	3,44	2,55	8,17	3,62	4,79	3,77	3,98	4,15
Eu	0,65	0,30	2,07	1,15	1,01	1,99	0,60	1,10	1,44	1,31	0,89
Gd	2,67	0,98	10,12	4,52	3,65	10,99	4,04	6,28	5,29	4,94	5,36
Tb	0,49	0,18	1,81	0,80	0,65	2,01	0,74	1,13	0,91	0,81	0,96
Dy	3,43	1,25	11,76	5,31	4,31	13,37	5,14	7,58	6,16	5,14	6,55
Ho	0,74	0,25	2,49	1,11	0,94	2,87	1,11	1,75	1,29	1,11	1,47
Er	2,26	0,76	7,25	3,33	2,74	8,78	3,57	5,30	3,67	3,37	4,73
Tm	0,34	0,11	1,12	0,50	0,40	1,35	0,58	0,88	0,53	0,50	0,78
Yb	2,28	0,69	7,12	3,28	2,52	8,58	4,15	6,04	3,44	3,42	5,09
Lu	0,34	0,11	1,06	0,51	0,41	1,37	0,68	0,91	0,54	0,56	0,84
TOT/C	0,05	0,04	<0.02	0,08	<0.02	<0.02	<0.02	0,16	0,02	0,13	0,11
TOT/S	<0.02	0,07	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0,03	<0.02	<0.02

Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkaniklerine ait kayalar, Winchester ve Floyd (1977) tarafından geliştirilen SiO_2 - Zr/TiO_2 oranlarına dayalı kaya sınıflama diyagramında değerlendirilmiştir. Bu diyagramda; ofiyolitik istifin izotrop gabro bölümüne ait olan kaya andezit (diyorit), levha dayklarına ait olan kayalar, kümülat gabrolar ve kümülat gabroları kesen mafik dayka ait kaya ise subalkali-bazalt (kuvarslı mikrodiyorit ve gabro) ve levha dayklarını kesen plajiyogranitik intrüzyonun ise riyodasit-dasit bileşimli oldukları görülmektedir (Şekil 4.47). Ofiyolitik istifin üzerine gelen volkaniklerine ait kaya birimlerinin ise: felsik lav, dasitik lav ve riyolitik lava ait kayaların riyolit (dasit ve riyolit) bileşimli oldukları; andezitik lav olarak tanımlanan kaya biriminin andezit bileşimli olduğu ve bazaltik lava ait kaya biriminin ise subalkali-bazalt (bazalt) oldukları görülmektedir (Şekil 4.47). Önceki bölümlerde Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkanik kayaları için yapılan petrografik tanımlamaların jeokimyasal sınıflama ile uyumluluk sunduğu söylenebilir.



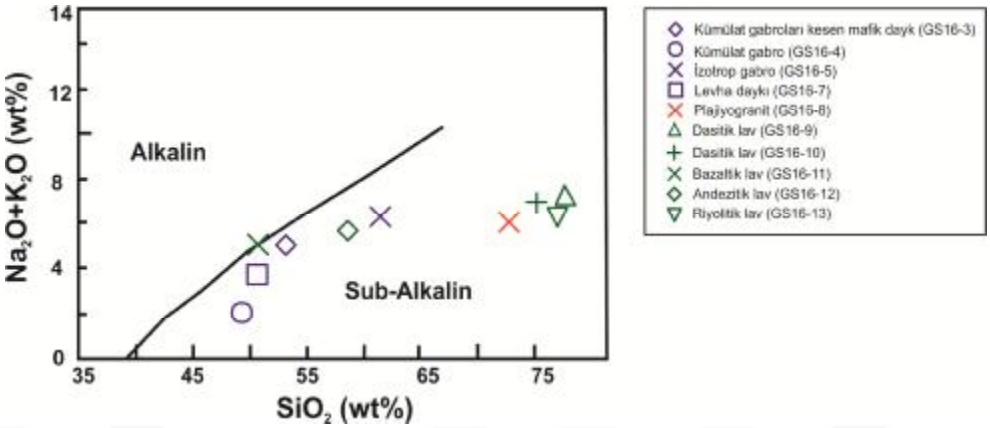
Şekil 4.47. Göksun ofiyoliti ve volkanik kayaların SiO_2 ile Zr/TiO_2 oranlarına göre sınıflandırılması (Winchester ve Floyd, 1977)

Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitine ait kaya birimlerinin Beard (1986) tarafından geliştirilen ve kümülat gabro ve izotrop gabroların ayrıldığı AFM üçgen diyagramına göre; izotrop gabroya (Gabro) ait örneğin yay-ilişkili izotrop gabro ve diyorit alanına düştüğü ve kümülat gabro (Gabro) örneğinin ise yay-ilişkili ultramafik&mafik kümülat alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.48).



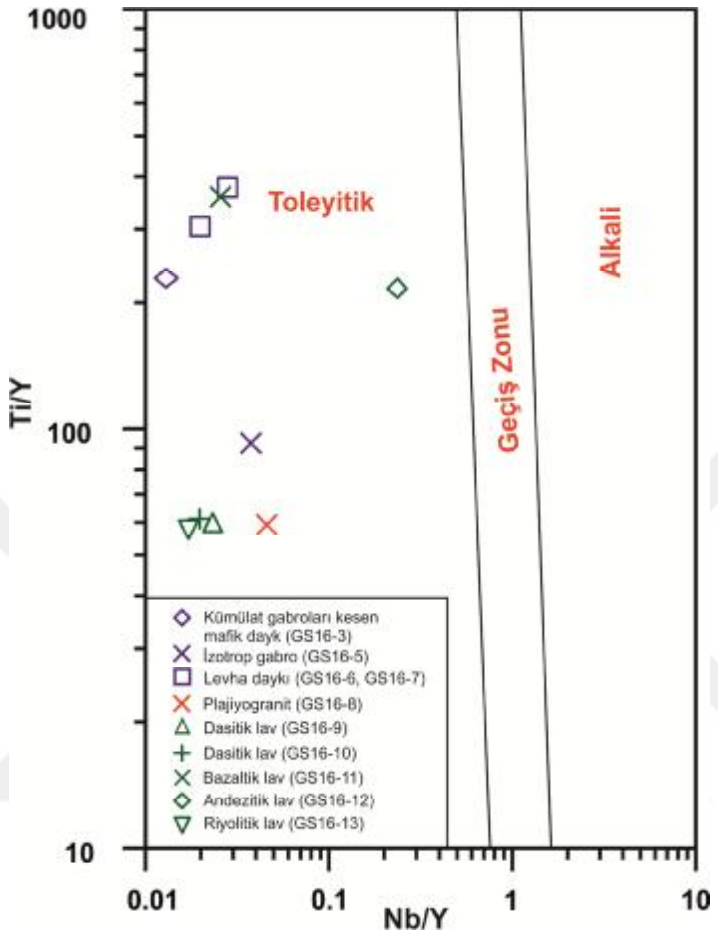
Şekil 4.48. Göksun ofiyolitine ait kümülat gabro ve diyoritlere ait kaya birimlerinin AFM diyagramındaki konumları ve alanları (Beard, 1986)

Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkanik kaya birimlerine ait örneklerin türediği magma tipini açıklamak için Irvine ve Baragar (1971) tarafından geliştirilen toplam alkali içeriği (Na_2O+K_2O) ve silika (SiO_2) içeriği kulanılmıştır (Şekil 4.40). Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkanik kaya birimlerinin jeokimyasal özellikleri incelendiğinde toplam alkali-silika içeriklerine göre subalkalin karakterli oldukları görülmektedir (Şekil 4.49).



Şekil 4.49. Göksun ofiyoliti ve volkanik kaya birimlerine ait toplam alkali-silika diyagramı (Irvine ve Baragar 1971)

Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkanik kayaların Nb/Y – Ti/Y oranlarına göre Winchester ve Floyd (1977) tarafından geliştirilen diyagramda toleyitik, geçiş zonu ve alkali zon olamak üzere üç bölüme ayırmışlardır. Bu diyagramda; Göksun bölgesindeki ofiyolitlerin Nb – Y oranları mafik daykın 0.01; izotrop gabro 0.03; plajiyogranit 0.03; levha daykları 0.01 ve 0.03 arasında değiştiği volkanik kaya birimlerinin ise 0.01 ile 0.07 aralığında değişim göstermekle birlikte bütün kaya birimlerinin toleyitik bir magmadan türedikleri anlaşılmaktadır (Şekil 4.50).

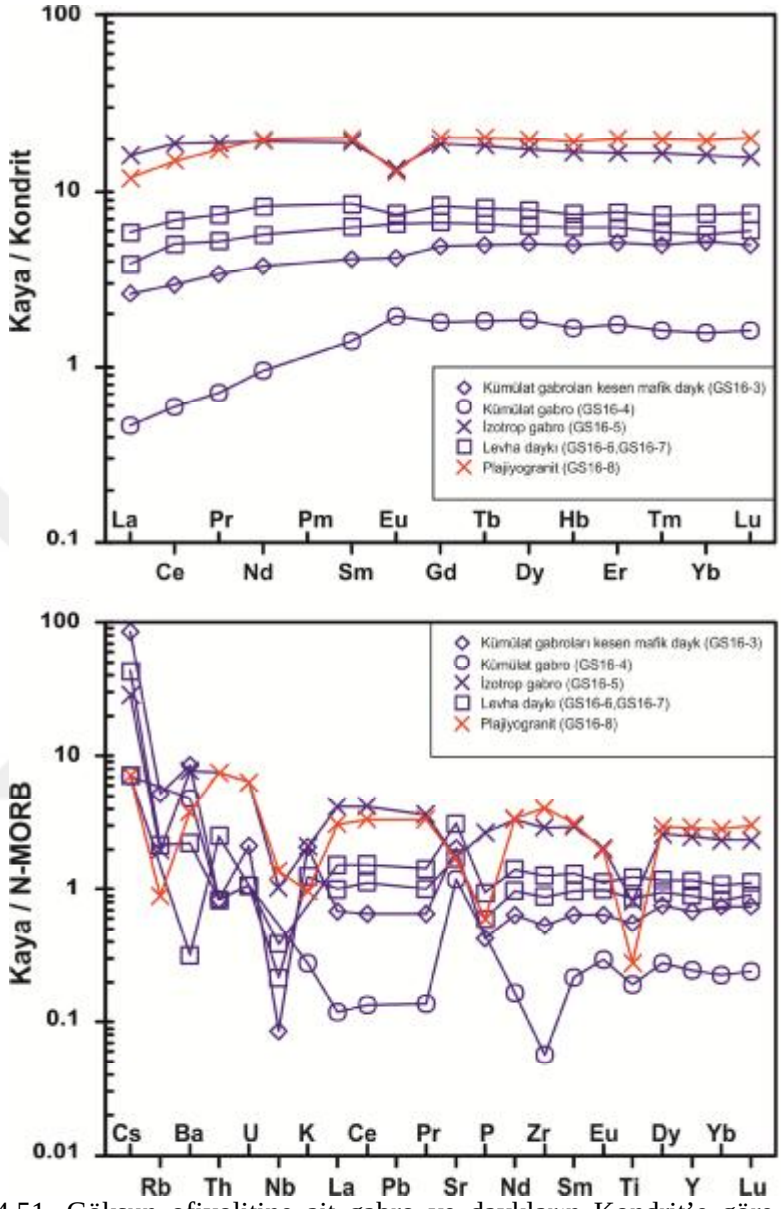


Şekil 4.50. Göksun ofiyoliti ve volkaniklerinin Nb/Y - Ti/Y değişim diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977'den alınmıştır)

Göksun ofiyolitine ait kümülat-izotrop gabro, levha-mafik dayk kayalarının kondrit'e göre normalize edilimiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı Şekil 4.51'de verilmiştir. Bölgeden derlenen örnekler değişik oranlarda (a) tüketilme sunmaktadırlar ve hafif nadir toprak elementleri bakımından az oranda tüketilme göstermekte, genellikle yataya yakın bir desen sunmaktadırlar (İzotrop gabro La/Yb_N: 1.46; plajiyogranit La/Yb_N: 0.89; Levha daykları La/Yb_N: 1.15 ile 0.99; Kümülat gabroları kesen mafik dayk La/Yb_N: 0.74; Kümülat gabro La/Yb_N: 0.43) (b) İzotrop gabro ve plajiyogranit belirgin negatif Eu anaomalisi sunmakta ve bu

anomali feldispat fraksiyonlanmasına işaret etmektedir (c) ağır nadir toprak elementleri bakımından ise yatay-yataya yakın bir desen (İzotrop gabro Gd/Yb_N: 1.42; Plajiyogranit Gd/Yb_N: 1.28; Levha daykları Gd/Yb_N: 1.37-1.44; Kümülat gabroları kesen mafik dayk Gd/Yb_N: 1.17; Kümülat gabro Gd/Yb_N: 1.42) sundukları görülmektedir (Şekil 4.51).

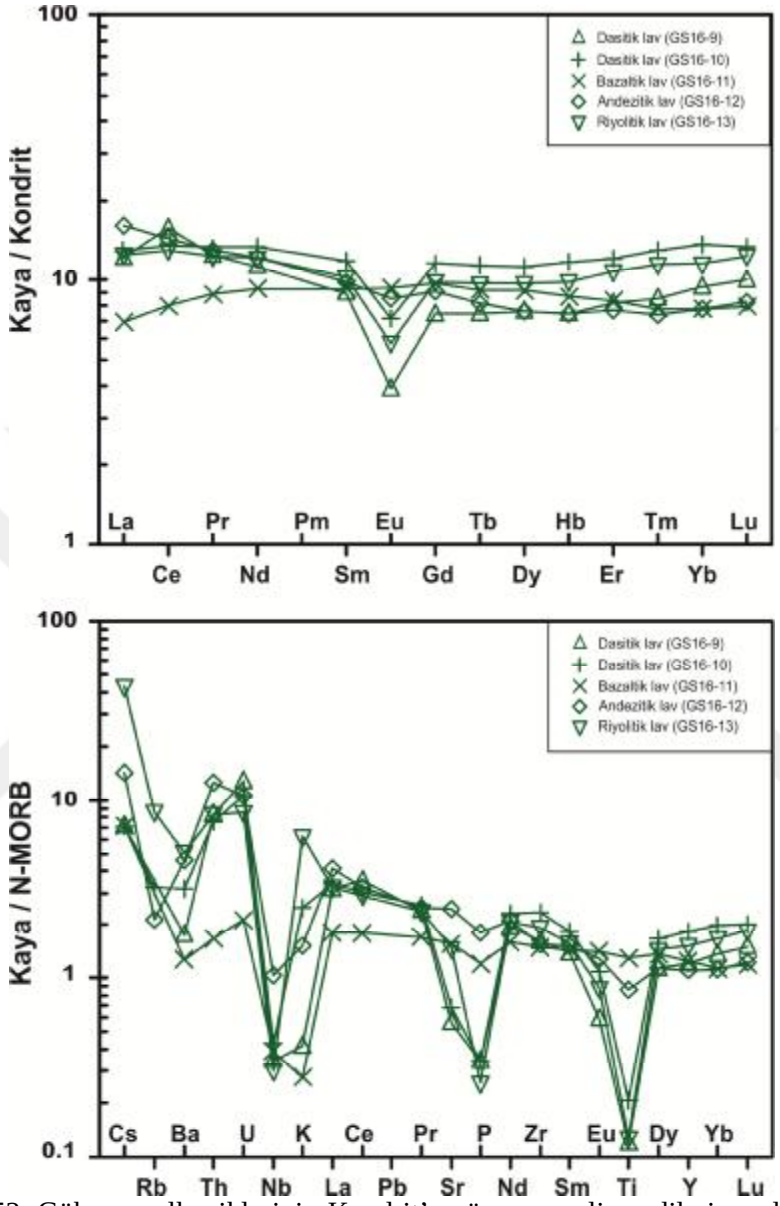
Göksun ofiyolitinden elde edilen kayaların N-MORB'a normalize edilmiş çoklu element diyagramı Şekil 4.51'de verilmiştir. Bu kayaların bazı yüksek iyon yarıçapına sahip (LIL) elementlerce (Rb, Sr, Ba ve Th) zenginleşme gösterdikleri ve kalıcılığı yüksek elementlerce (HFS) fakirleşme sundukları gözlenmiştir (Nb,Ti).



Şekil 4.51. Göksun ofiyolitine ait gabro ve daykların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak element ve N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı (Kondrit ve N-MORB değerleri Sun and McDonough, 1989'dan elde edilmiştir)

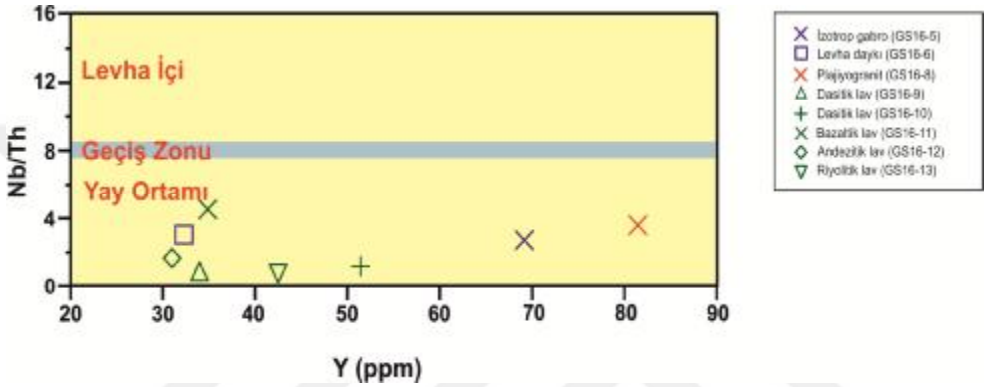
Göksun volkaniklerine ait (felsik lav, dasitik lav, andezitik lav ve riyolitik lav) kayaların kondrit'e göre normalize edilimiş nadir toprak element (REE) diyagramları Şekil 4.52'de verilmiştir. Felsik lav, dasitik lav, andezitik lav ve riyolitik lav kayalarının ortak özellikleri: (a) hafif nadir toprak elementleri bakımından bir zenginleşme (Felsik lav La/Yb_N: 1.9; Dasitik lav La/Yb_N: 1.39; Bazaltik lav La/Yb_N: 1.31; Andezitik lav 3.04; Riyolitik lav La/Yb_N: 1.59), (b) Eu bakımından bariz bir negatif anomali ve (c) ağır nadir toprak elementleri bakımından ise yatay-yataya yakın bir desen (Felsik lav Gd/Yb_N: 0.97; Dasitik lav Gd/Yb_N: 1.04; Bazik lav Gd/Yb_N: 1.54; Andezitik lav Gd/Yb_N: 1.44; Riyolitik lav Gd/Yb_N: 1.05) sundukları görülmektedir (Şekil 4.52). Diyagramda Eu bakımından bariz bir negatif anomali gözlenmesi feldispat fraksiyonlanmasına işaret etmektedir.

Göksun (Kahramanmaraş) volkaniklerine ait kayaların okyanus ortası sırtı granitlere (ORG) göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı Şekil 4.52'de sunulmaktadır. Göksun volkanik kaya (felsik lav, dasitik lav, bazaltik lav, andezitik lav, riyolitik lav) birimlerinin ortak özellikleri; Ba, Nb, P, Ti elementleri bakımından negatif bir anomali ve Rb, U, K bakımından pozitif bir anomali gösterdikleri görülmektedir (Şekil 4.52).



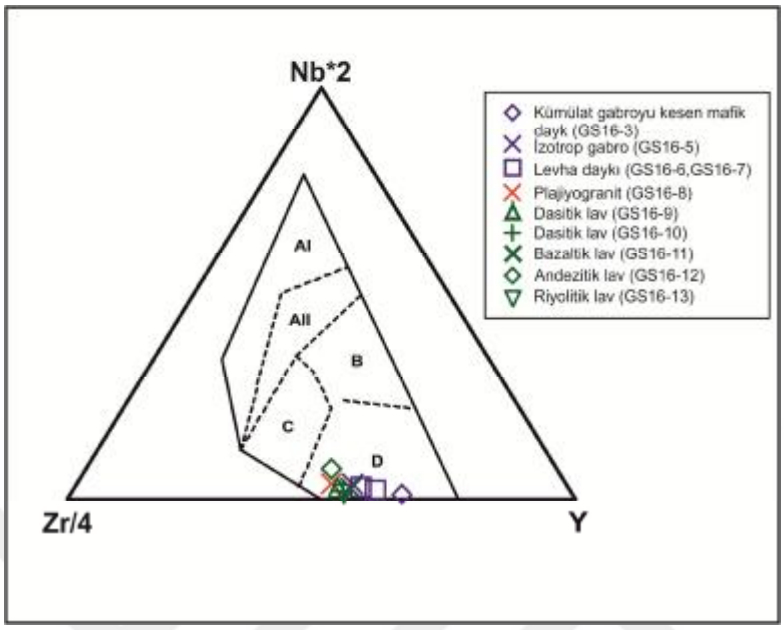
Şekil 4.52. Göksun volkaniklerinin Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak element ve N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramı (Kondrit ve N-MORB değerleri Sun and McDonough, 1989'dan elde edilmiştir)

Göksun ofiyoliti ve volkanik kayaların Y içeriklerinin Nb/Th oranına göre değişimini gösteren Jenner ve ark. tarafından 1991'de geliştirilen diyagramda yay ortamı ve yay dışı ortamı birbirinden ayırmaktadır (Şekil 4.53). Nb/Th - Y diyagramına göre Göksun ofiyoliti ve volkaniklerinin okyanus içi dalma-batma ortamında oluştuğunu göstermektedir (Şekil 4.53).



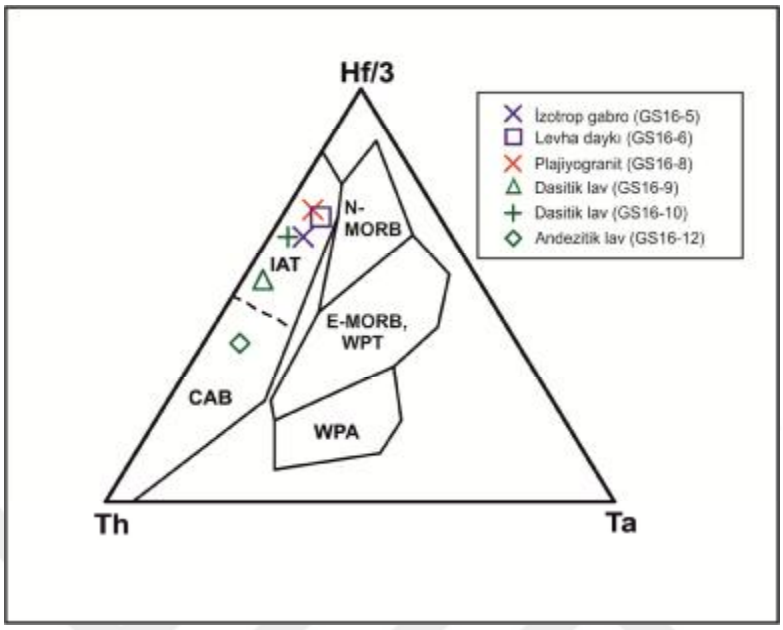
Şekil 4.53. Göksun ofiyoliti ve volkanik kayaların Nb/Th oranının Y içeriğine göre değişim diyagramı (Jenner ve ark. 1991)

Meschede (1986) tarafından geliştirilen Nb*2 - Zr/4 - Y tektonomagmatik ayrım diyagramına göre Göksun ofiyoliti ve volkanik kayaları; kıta içi alkali bazaltları (AI), kıta içi toleyitleri (AII), okyanus ortası sırtı bazaltları (B,D), volkanik yay bazaltları (C,D) alanlarına ayırmıştır. Göksun ofiyoliti ve volkaniklerine ait kayaların tamamının D alanına düştüğü ve bu kaya gruplarının volkanik yay bazaltları ile aynı tektonik ortamda oluştuğunu göstermektedir (Şekil 4.54). Bu sonuçta Göksun ofiyoliti ve volkaniklerinin okyanus içi dalma-batma zonunda oluştuğuna dair bir işaret sunmaktadır.



Şekil 4.54. Göksun ofiyoliti ve volkaniklerinin 2Nb-Zr/4-Y tektonomagmatik ayrım diyagramı AI (kıta içi alkali bazaltları), AII (kıta içi toleyitleri), B,D (okyanus ortası sırtı bazaltları), C,D (volkanik yay bazaltları) (Meschede, 1986)

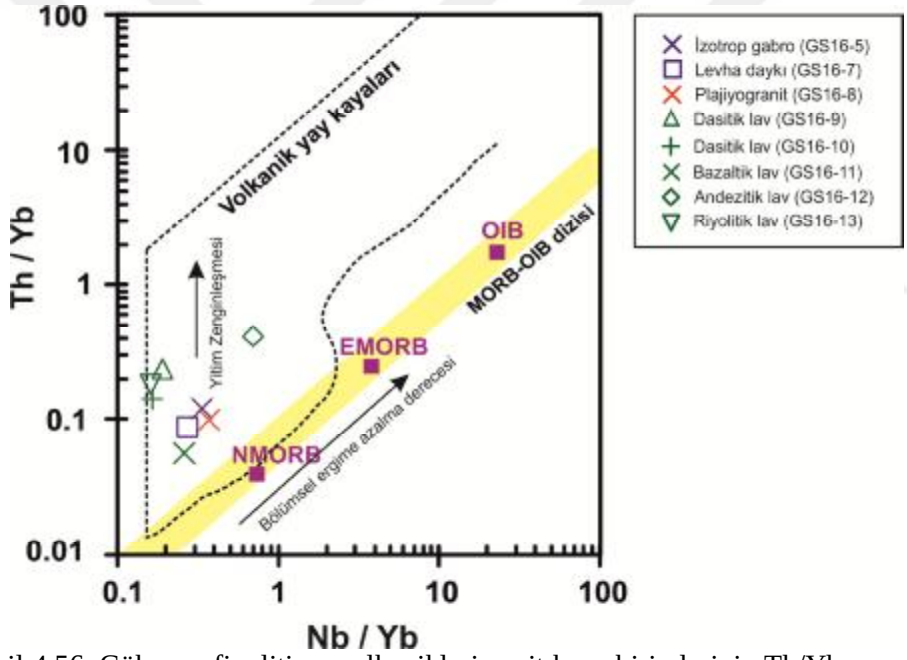
Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkanik kayaların Wood, 1980 tarafından geliştirilen tektonomagmatik Hf/3 - Th - Ta üçgen ayrım diyagramında; okyanus ortası sırtı bazaltları (N-MORB), zenginleştirilmiş okyanus ortası sırtı bazaltları+toleyitik levha içi bazaltları (E-MORB, WPT), kıta içi bazaltları (WPA), volkanik ada yayı bazaltları → kalk-alkali bazaltları (CAB) ve ada yayı toleyitleri (IAT) olmak üzere dört farklı bölgeye ayırmıştır (Şekil 4.55). Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkaniklerine ait kayaların tamamının volkanik ada yayı bazaltları → ada yayı toleyitleri ve kalk alkali bazaltları alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.55). Sonuç olarak Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkanik birimlere ait kayaların okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluştuğuna işaret etmektedir (Şekil 4.55).



Şekil 4.55. Göksun ofiyoliti ve volkaniklerinin Hf/3 – Th – Ta tektonomagmatik ayrım diyagramı IAT (ada yayı toleyiti), CAB (kalk-alkali bazaltları), WPA (kıta içi bazaltları), N-MORB (okyanus ortası sırtı bazaltları), E-MORB, WPT (zenginleştirilmiş okyanus ortası sırtı bazaltları+toleyitik levha içi bazaltları) (Wood, 1980)

Tüketilmiş manto (MORB) ile zenginleştirilmiş mantoyu (levha içi) birbirinden ayırmak için Pearce (2008) tarafından geliştirilen Th/Yb oranının Nb/Yb oranına göre değişimini gösteren diyagramda; kıta içi bazaltı (N-MORB), zenginleştirilmiş kıta içi bazaltı (E-MORB), okyanus ada bazaltı (OIB) gibi olağan mantodan türemiş ve genel olarak diyagramda manto eğilimi olarak belirlenmiş diyagonal hat üzerinde bulunan kayaçları, yitim etkisiyle zenginleşmiş mantodan türemiş veya yükselimi sırasında kabuk tarafından kirlenmiş magmalardan oluşan kayaçlardan ayırır (Şekil 4.56). Bu ayrım, gerek yitim metasomatizmasının gerekse kabuksal kirlenmenin Th konsantrasyonunu ve dolasıyı ile Th/Yb oranını Nb/Yb oranına göre arttırması temeline dayanmaktadır. Gözlenen bu sapma, kaynak bölgesinde yitimle ilgili bir metasomatizma ile açıklanabileceği gibi, manto türevli ergiyiklere önemli ölçüde kabuksal ergiyik katılımına da işaret edebilir (Güçtekin

ve ark., 2004). Th/Yb – Nb/Yb diyagramında dalan levhadan ayrılan sıvılar/eriyikler gibi yitim ile kimyasal bileşenlerin eklenmesiyle manto kaynağında Th/Yb oranında bir artışa neden olmaktadır. Şekildeki okun gösterdiği gibi dalan levhadan ayrılan sıvılar/eriyikler gibi dalma-batma bileşenlerinin ilavesiyle manto kaynağındaki Th/Yb oranında bir artışa neden olmaktadır (Parlak ve ark., 2013). Bu diyagramda Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkaniklerine ait kaya birimlerinin tamamının volkanik yay kayaları alanına düştüğü görülmekte ve bu durumda Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkaniklerine ait kaya birimlerinin okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluştuğuna işaret etmektedir (Şekil 4.56).



Şekil 4.56. Göksun ofiyoliti ve volkaniklerine ait kaya birimlerinin Th/Yb oranının Nb/Yb oranına göre değişim diyagramı (Pearce,2008)

4.4. Jeokronoloji

Yüksek lisans tezi kapsamında yapılan jeokronolojik çalışmalar Göksun ofiyolitine ait okyanus kabuk kayaları (kümülat gabro, izotrop gabro, levha daykları, plajiyogranit ve volkanikler) ve Esence granitoyidine ait felsik kayaları (granit, granodiyorit, aplit) içermektedir. Ofiyolitik kayalardan onbir ve granitik kayalardan yedi adet olmak üzere toplamda onsekiz adet kaya örneği U-Pb yaşlandırması için kullanılmıştır (Çizelge 4.7). Laboratuvar çalışmaları sonucunda ofiyolitik kayalardan yedi ve granitik kayalardan yedi adet örnekte zirkon/titanit mineral fazları elde edilerek U-Pb yaşlandırmasına tabi tutulmuştur.

4.4.1. Esence (Göksun) Granitoyidi

Esence granitoyidine ait farklı fasiyesleri temsil eden kayalardan altı adet zirkon U-Pb (GS15-2, GS15-3, GS15-4, GS15-17, GS15-20, GS16-1) ve bir adet titanit U-Pb (GS16-2) yaşlandırması gerçekleştirilmiştir.

4.4.1.1. GS15-2 Aplitik Dayk

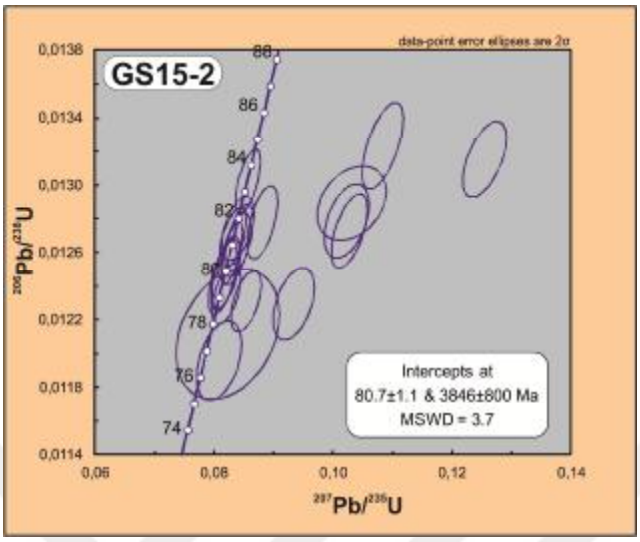
Aplitik dayk örneği Deveboynu köyü çıkışında Kargabükü köyü yolu üzerinde granitik kayaları kesmektedir. Bu örnekte toplam yirmi adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 42-100 µm arasında değişmektedir. Kristallerinin uzunluk/genişlik oranları maximum ve minimum değerleri için 3:1, 1:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller yer yer kırıklı olmakla birlikte uzun prizmatik şekillidirler (Şekil 4.57). Transparan ve renksiz olarak görünmektedirler. Zonlanma net olarak görülmekle birlikte genel olarak salınımlı (oscillatory) zonlanma görülmektedir (Şekil 4.57). Th/U değerleri 0.12 – 1.01 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar 76.6±1.2 My ile 84.7±1.3 My arasında değişmektedir. Bu örnekteki 13 adet zirkondan 80.7±1.1 My alt kesişim yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.58).

Çizelge 4.5. U-Pb jeokronolojisi için kullanılan örnekler ve elde edilen yaş verileri

			Konkordiya		Alt Kesişim		TuffZirc	
Örnek	**Birim**	**Kaya Adı**	**Yaşı [My]**	**± 1s**	**Yaşı [My]**	**± 1s**	**Yaşı [My]**	**± 1s**
GS15-2	Esence granitoyidi	Aplit			80.7	1.1		
GS15-3	Esence granitoyidi	Granit			80.4	0.8		
GS15-4	Esence granitoyidi	Granodiyorit					77.3	+0.7 / -1.1
GS15-17	Esence granitoyidi	Tonalit			78.1	0.7		
GS15-20	Esence granitoyidi	Granodiyorit	78.7	0.2				
GS16-1	Esence granitoyidi	Ofiyolitik kümülat gabroları kesen mikrotonalit daykı	85.0	1.7				
GS16-2	Esence granitoyidi	Ofiyolitik kümülat gabroları kesen mikrotonalit daykı			84.3	2.2		
GS16-3	Göksun ofiyoliti	Ofiyolitik kümülat gabroları kesen mafik dayk					89.3	+3.6 / -4.6
GS16-4	Göksun ofiyoliti	Kümülat gabro						
GS16-5	Göksun ofiyoliti	İzotrop gabro	88.2	0.4				
GS16-6	Göksun ofiyoliti	Levha daykı						
GS16-7	Göksun ofiyoliti	Levha daykı						
GS16-8	Göksun ofiyoliti	Plajiyogranit			87.9	1.2		
GS16-9	Göksun ofiyoliti	Volkaniklere ait dasitik lav						
GS16-10	Göksun ofiyoliti	Volkaniklere ait dasitik lav	82.6	0.6				
GS16-11	Göksun ofiyoliti	Volkaniklere ait bazik lav						
GS16-12	Göksun ofiyoliti	Volkaniklere ait andezitik lav						
GS16-13	Göksun ofiyoliti	Volkaniklere ait riyolitik lav	83.5	1.3				



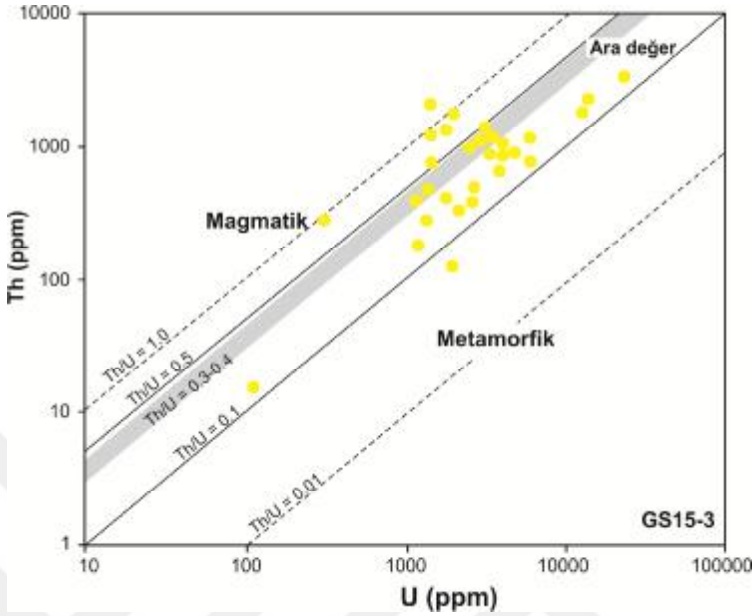
Şekil 4.57. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-2 nolu aplit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüleri ve U-Pb yaşları



Şekil 4.58. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-2 nolu aplit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb alt kesişim yaş diyagramı

4.4.1.2. GS15-3 Granit

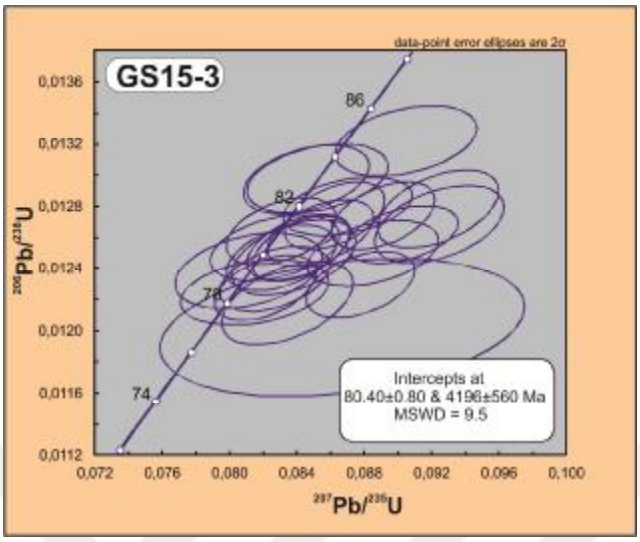
Deveboynu köyü çıkışında Kargabükü köyü yolu üzerinde aplitik dayklar tarafından kesilen granit örneğidir. Bu örnekte toplam otuz adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 30-145 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları maximum ve minimum değerleri için 5:1, 1:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller yer yer kırıklı olmakla birlikte uzun prizmatik şekillidirler (Şekil 4.60). Transparan ve renksiz olarak görünmektedirler. Zonlanma net olarak görülmektedir. Th/U değerleri 0.08 – 1.16 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Şekil 4.59). Elde edilen yaşlar 77±2.3 My ile 87.2±1.1 My arasında değişmektedir. Bu örnekteki 30 adet zirkondan 80.4±0.8 My alt kesişim yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.61).



Şekil 4.59. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-3 nolu granit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı (Teipel ve ark., 2004'ten alınmıştır)



Şekil 4.60. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-3 nolu granit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları

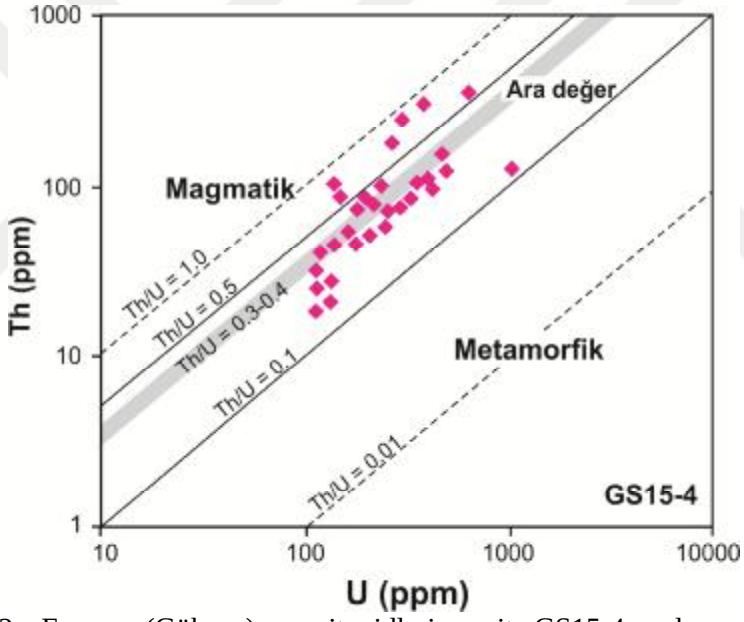


Şekil 4.61. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-3 nolu granit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb alt kesişim yaş diyagramı

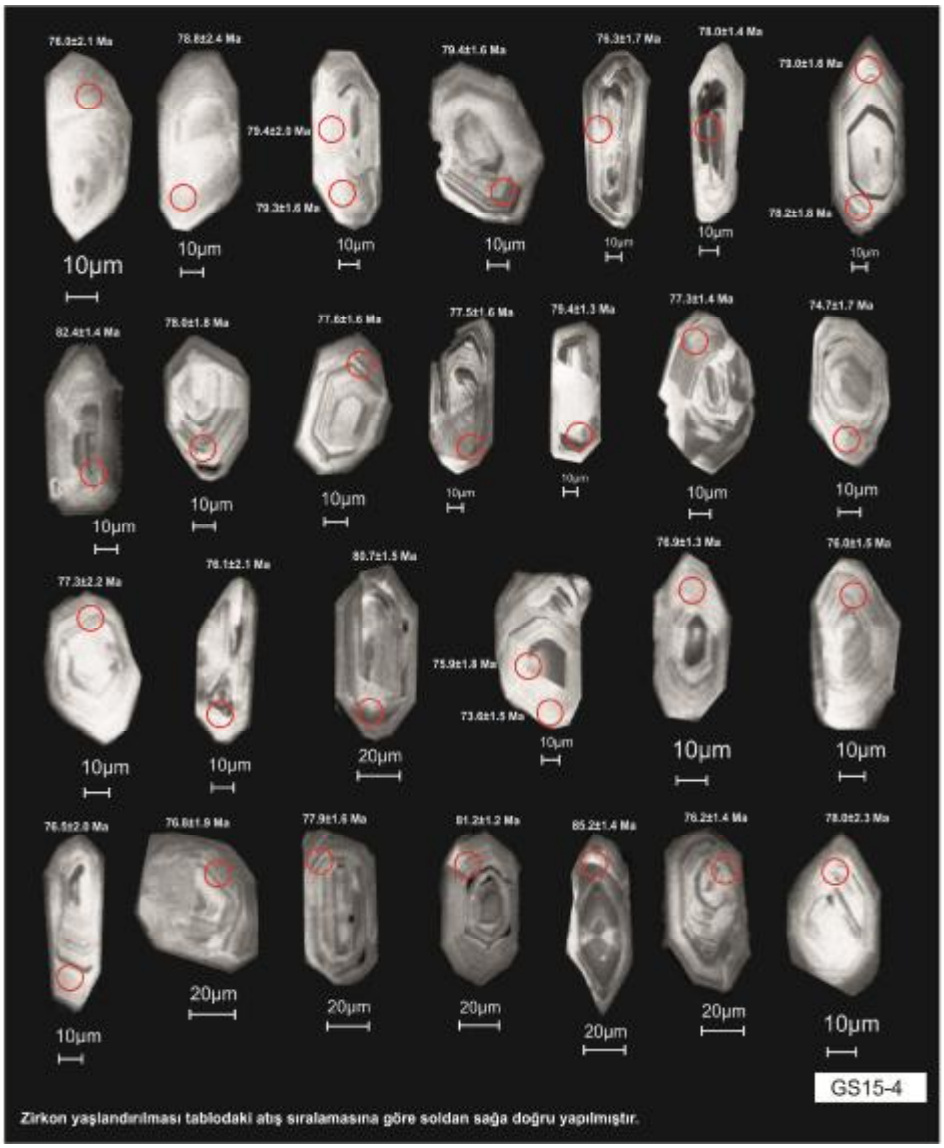
4.4.1.3. GS15-4 Granodiyorit

Granodiyorit örneği Deveboynu köyünden Aşağı Kargabükü köyü yolu üzerinde olup oldukça sert-sağlam bir yapıya sahiptir. Bu örnekte toplam otuz adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 62-124 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları maximum ve minimum değerleri için 4:1, 1:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller yer yer kısa-küt, ince uzun prizmatik şekillidirler (Şekil 4.63). Transparan ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerin hemen hepsinde belirgin bir zonlanma görülmektedir. Genel olarak salınımlı (oscillatory) zonlanma, ışıldamayan (non-luminescent) zonlanma, solgun salınımlı (faded oscillatory) - kısmi yeniden kristellenmeli (partly recrystallized) olarak görülmektedirler (Şekil 4.63). Th/U değerleri 0.197 – 0.764 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Şekil 4.62) (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar 73.6±1.5 My ile 85.2±1.4 My arasında değişmektedir. Bu örnekteki 30 adet zirkondan 77.30+0.7/-1.1 My "TuffZirc" yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.64). TuffZirc yaş düzeltmesi, özellikle Fanerozoyik yaşlı tüflerin yaşlandırması sırasında zirkonlardaki ksenokristallerin varlığı veya Pb kaybı nedeniyle ortaya çıkan ve

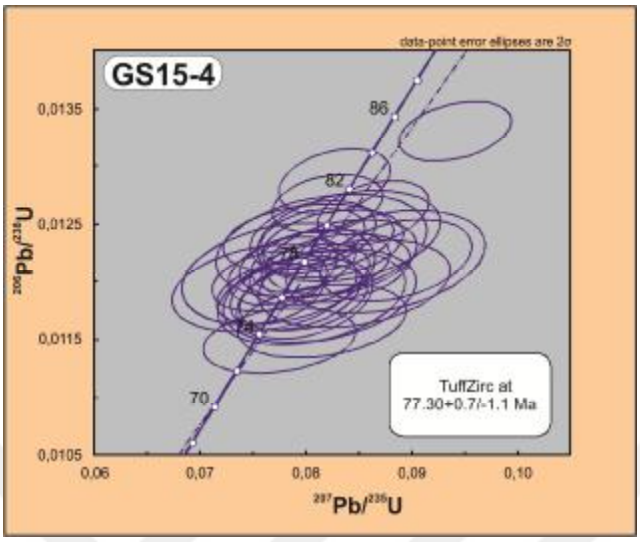
bilim insanının objektiflikten uzak yaş hesaplamaya yönelten problemler nedeniyle Ludwig ve Mundil (2002) tarafından geliştirilmiştir. Ana populasyonu oluşturan zirkonlardan hafifçe yaşlı olan ksenokristallerin varlığı ve zirkonlardan çok hafif kurşun kaybı olması durumunda bu problemlerin bertaraf edilmesi oldukça zor olup yaş hesaplamasında subjektif yorumlamaların olması kaçınılmaz bir hale gelmektedir. Ludwig ve Mundil (2002)'in geliştirdiği Pb kaybı ve kalıntı zirkon çekirdeklerinin bertaraf eden algoritmaya göre; tek bir kristal ya da daha az sayıdaki numuneler üzerinde en az oniki adet konkordan 206Pb/238U yaş elde edilen numuneler "Tuffzirc" hesaplamaları için uygundur.



Şekil 4.62. Esence (Göksun) granitoyidlerine ait GS15-4 nolu granodiyorit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı (Teipel ve ark., 2004'ten alınmıştır)



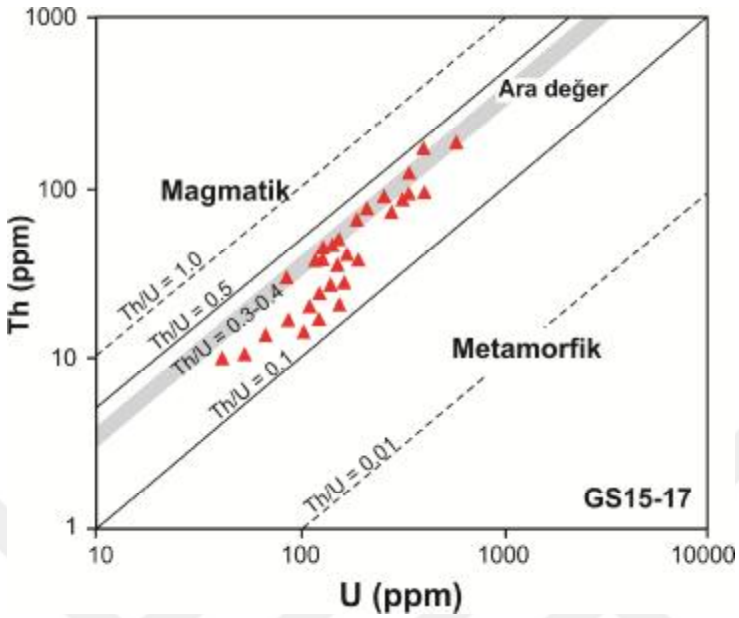
Şekil 4.63. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-4 nolu granodiyorit örneğinden elde zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları



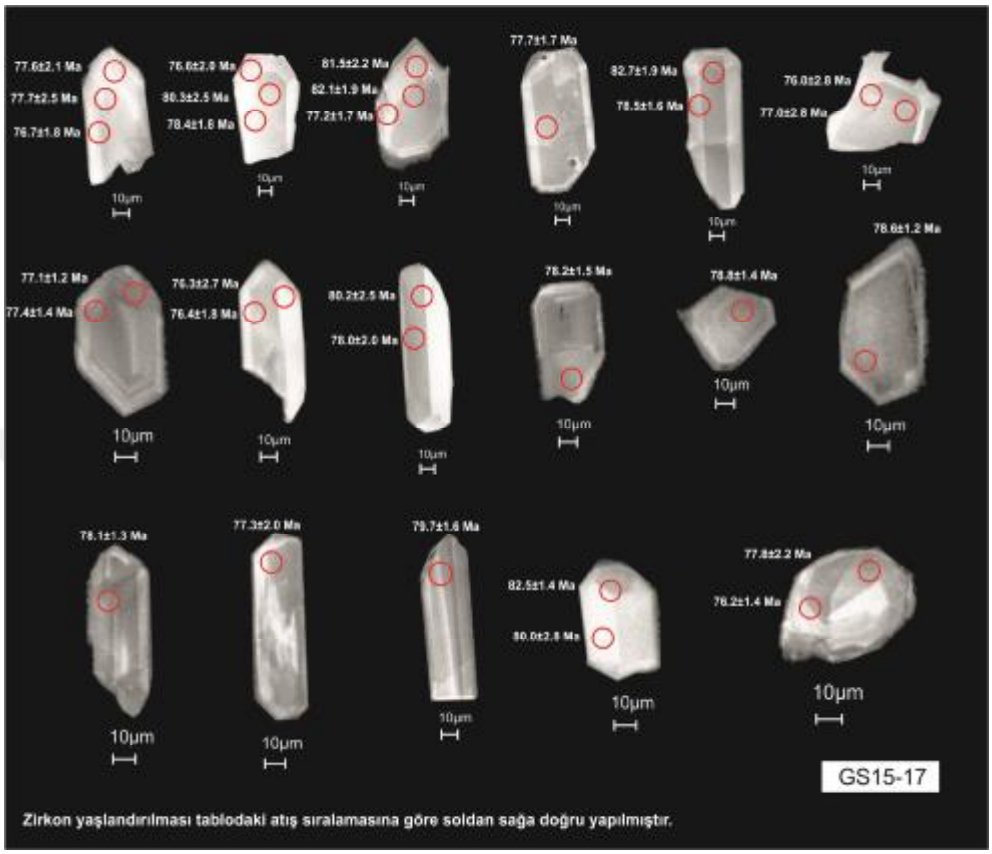
Şekil 4.64. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-4 nolu granodiyorit örneğinden elde edilen Tuffzirc U-Pb yaş diyagramı

4.4.1.4. GS15-17 Tonalit

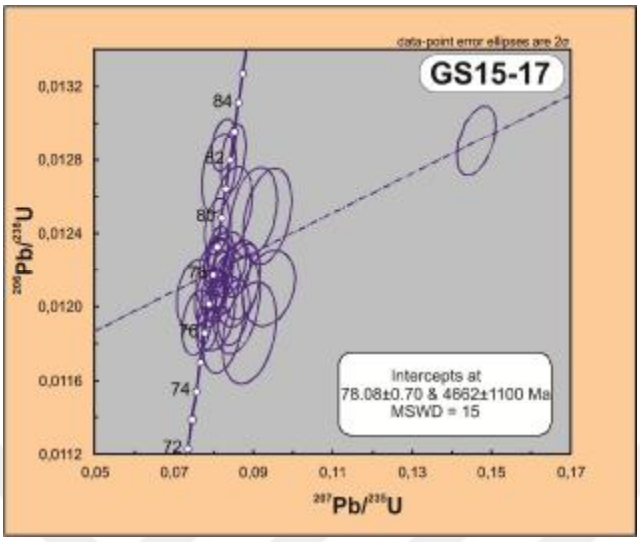
Esence-Çardak köyleri arasındaki yol güzergahından alınan tonalit örneğidir. Bu örnekte toplam otuz adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 25-92 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları maximum ve minimum değerleri için 4:1, 1:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller yer yer kırklı olmakla birlikte uzun prizmatik şekillidirler (Şekil 4.66). Transparan ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerdeki zonlanma yer yer belirgin olmakla birlikte bir kısmında da net bir zonlanma görülmemektedir. Genel olarak solgun salınımlı (faded oscillatory) zonlanma ve kısmi yeniden kristallenme (partly recrystallized) zonlanma olarak görülmektedirler (Şekil 4.66). Th/U değerleri 0.134-0.398 arasında olup, genellikle magmatik zirkonlar için alt sınır olarak kabul edilen ara değerde görülmektedirler (Şekil 4.65) (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar 76.0±2.8 My ile 82.7±1.9 My arasında değişmektedir. Bu örnekteki 30 adet zirkondan 78.1±0.7 My alt kesişim yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.67).



Şekil 4.65. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-17 nolu tonalit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı (Teipel ve ark., 2004'ten alınmıştır)



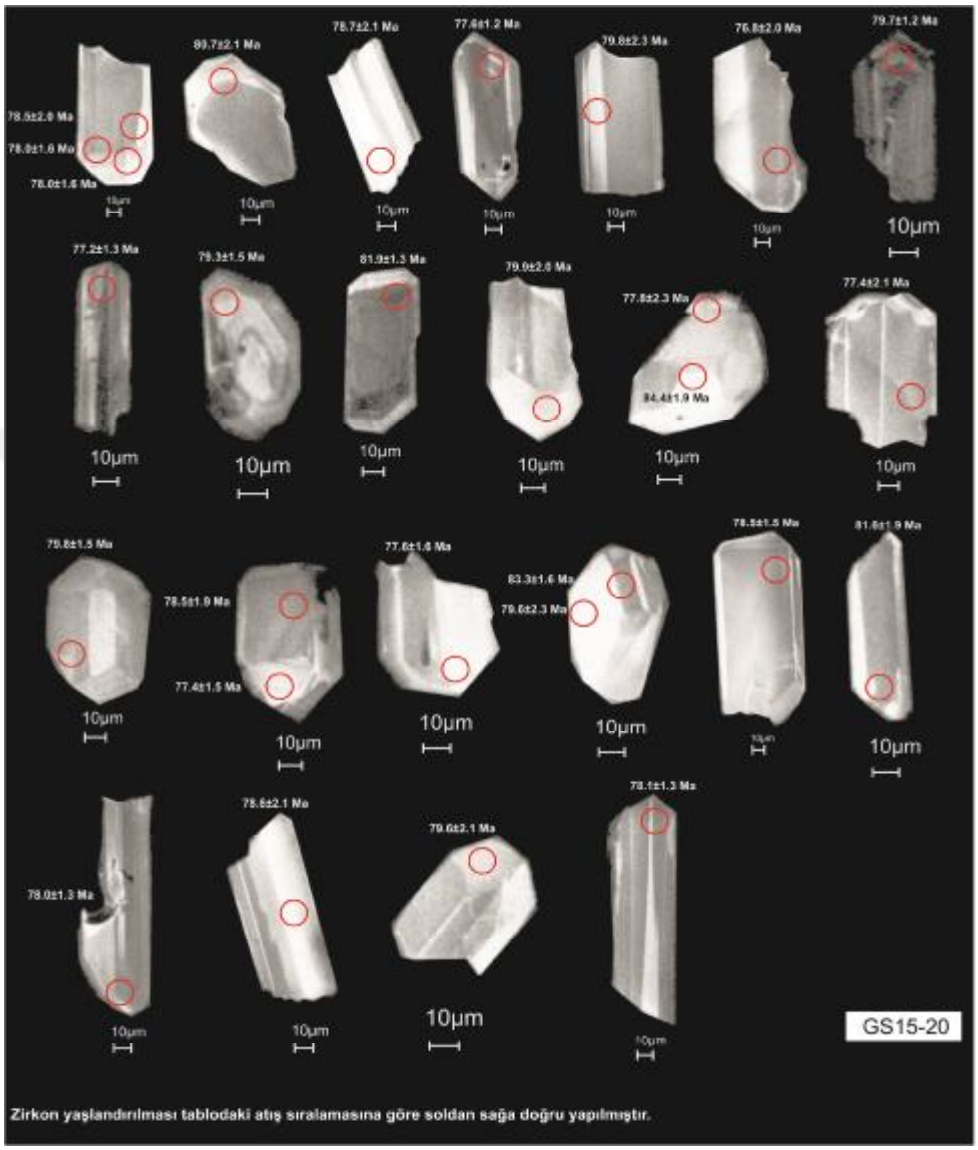
Şekil 4.66. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-17 nolu tonalit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları



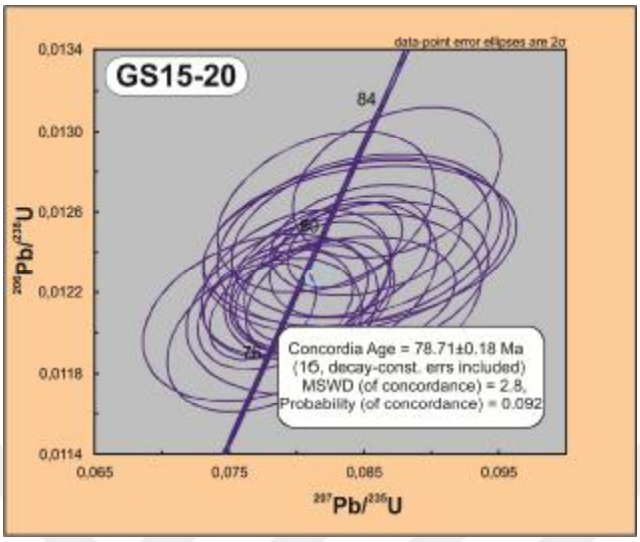
Şekil 4.67. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-17 nolu tonalit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb alt kesişim yaş diyagramı

4.4.1.5. GS15-20 Granodiyorit

Esence-Çardak köyleri arasındaki yol güzergahından alınan granodiyorit örneğinden toplam yirmi sekiz adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 40-180 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları maximum ve minimum değerleri için 3:1, 1:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller yer yer kırıklı olmakla birlikte uzun prizmatik şekillidirler (Şekil 4.68). Transparan ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerdeki zonlanma yer yer belirgin olmakla birlikte bir kısmında da net bir zonlanma görülmemektedir. Genel olarak salınımlı (oscillatory) zonlanma, yüksek CL iç (high CL iner) zonlanma ve yeniden kristallenme (recrystallized) zonlanması olarak görülmektedirler (Şekil 4.68). Th/U değerleri 0.168-0.586 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar 76.8±2.0 My ile 84.4±1.9 My arasında değişmektedir. Bu örnekteki 22 adet zirkondan 78.71±0.18 My konkordiya yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.69).



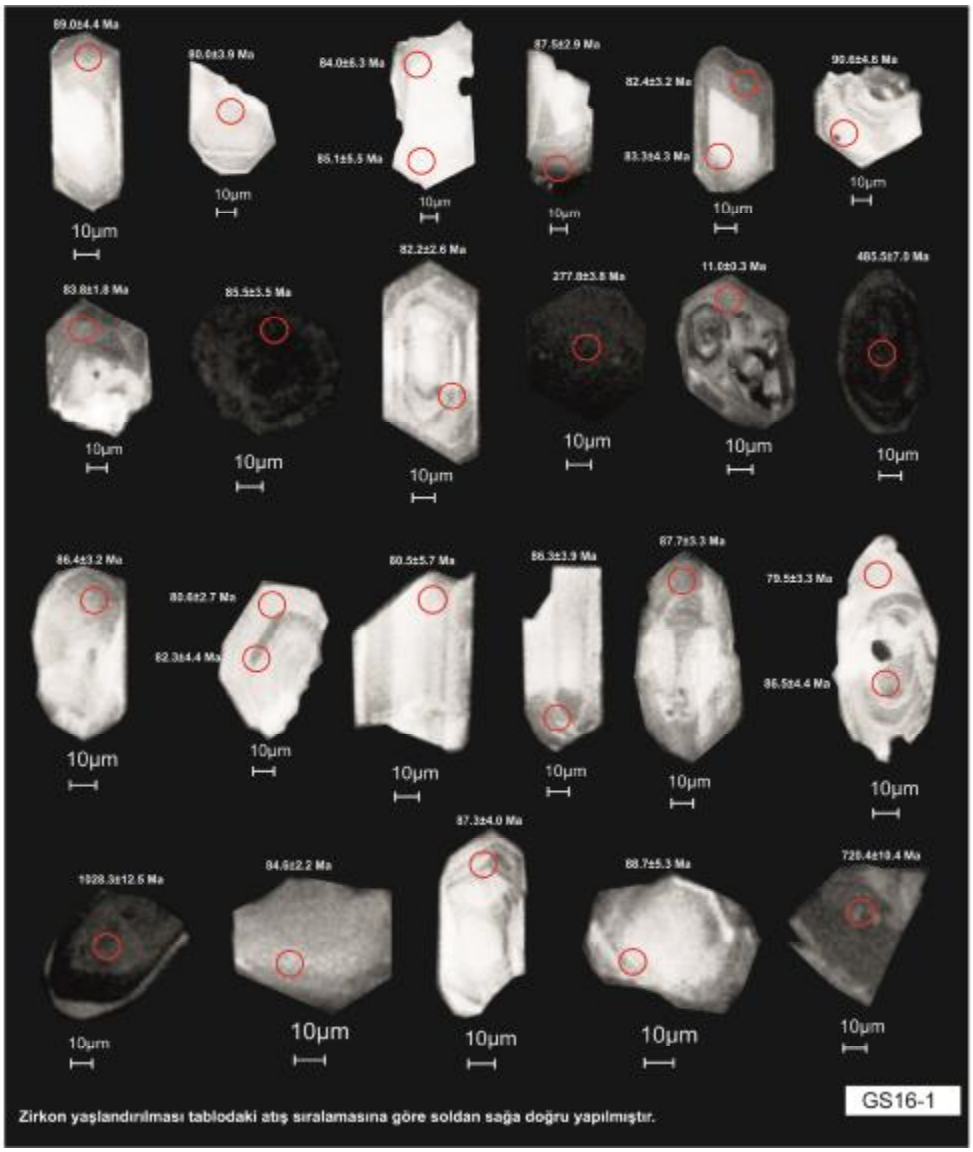
Şekil 4.68. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-20 nolu granodiyorit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları



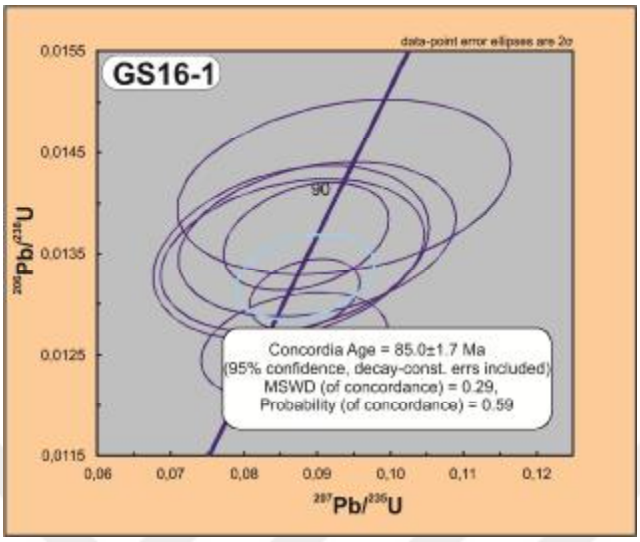
Şekil 4.69. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS15-20 nolu granodiyorit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb konkordiya yaş diyagramı

4.4.1.6. GS16-1 Mikrotonalit

Fındık-Deveboynu arasında yer alan Adatepe baraj gövdesinin sol yamacından derlenen mikrotonalit örneğinde toplam yirmi yedi adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 24-62 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları maximum ve minimum değerleri için 3:1, 1:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller yer yer kırklı olmakla birlikte uzun prizmatik şekillidirler (Şekil 4.70). Transparan ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerdeki zonlanma yer yer belirgin olmakla birlikte bir kısmında da net bir zonlanma görülmemektedir. Genel olarak yapısız iç (structureless iner) zonlanma, solgun salınımlı (faded oscillatory) zonlanma ve kısmi yeniden kristallenme (partly recrystallized) olarak görülmektedirler (Şekil 4.70). Th/U değerleri 0.136-1.047 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar 11.0±0.3 My ile 1028.3±12.5 My arasında değişmektedir. Bu örnekteki 7 adet zirkondan 85.0±1.7 My konkordiya yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.71).



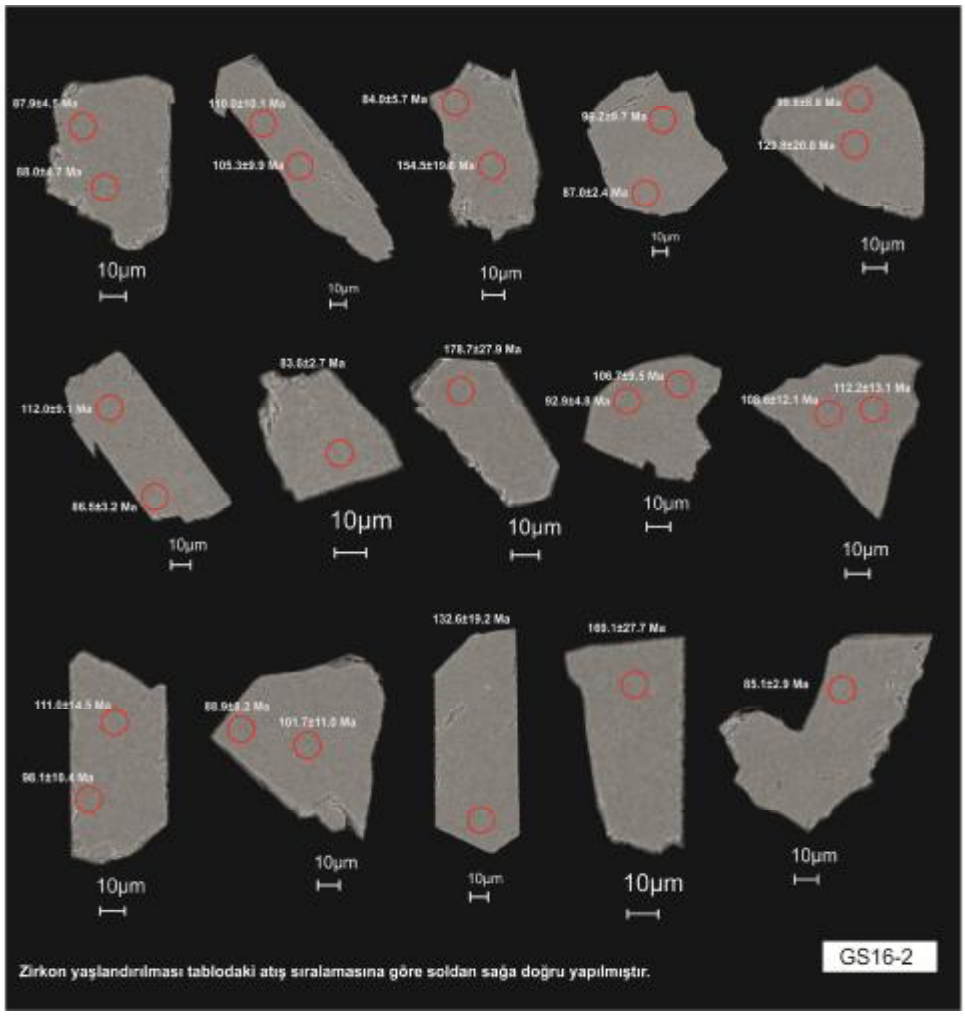
Şekil 4.70. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS16-1 nolu mikrotonalit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) zirkon görüntüsü ve U-Pb yaşları



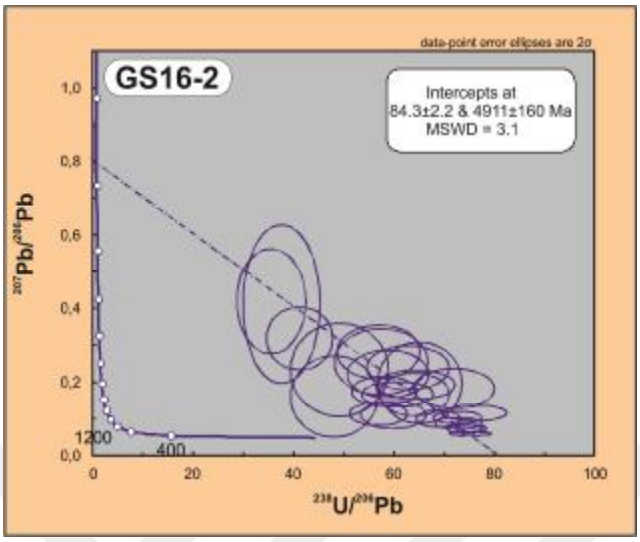
Şekil 4.71. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS16-1 nolu mikrotonalit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb konkordiya yaş diyagramı

4.4.1.7. GS16-2 Mikrotonalit

Fındık-Deveboynu arasında yer alan Adatepe baraj gövdesinin sol yamacından derlenen mikrotonalit örneğinde toplam onbeş adet titanit kristali analiz edilmiştir. Titanit kristallerinin boyutları 40-180 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları maximum ve minimum değerleri için 4:1, 1:1 olarak gözlenmiştir (Şekil 4.72). Onbeş adet titanit minerali üzerinde yirmibeş noktadan elde edilen yaşlar 83.6±2.7 My ile 178.7±27.9 My arasında değişmektedir. Bu örnekteki onbeş adet titanitten 84.3±2.2 My alt kesişim yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.73).



Şekil 4.72. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS16-2 nolu mikrotonalit örneğinden elde edilen titanitlerin geri-saçılımlı (back scattered) görüntüsü ve U-Pb yaşları



Şekil 4.73. Esence (Göksun) granitoyidine ait GS16-2 nolu mikrotonalit örneğinden elde edilen titanit U-Pb alt kesişim yaş diyagramı

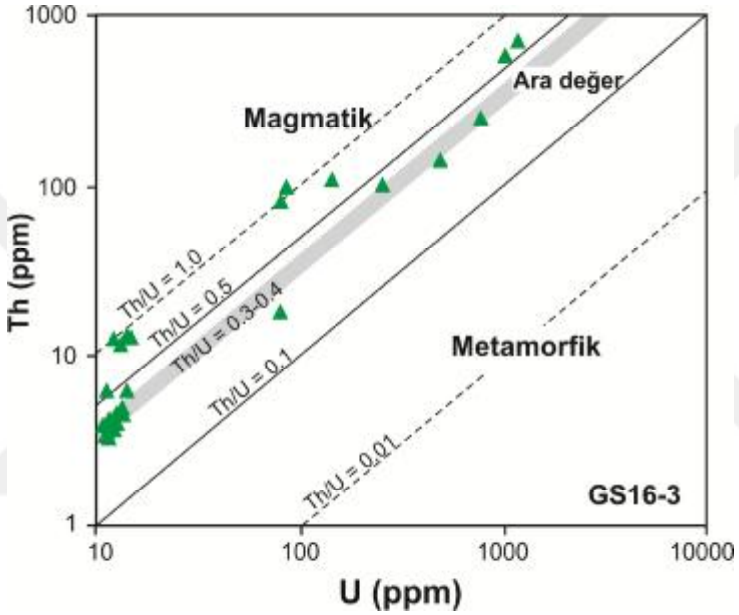
4.4.2. Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkanikleri

Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkaniklerine ait farklı fasiyesleri temsil eden kayalardan toplamda beş adet [ofiyolitlere ait üç adet zirkon U-Pb (GS16-3, GS16-5, GS15-8) ve volkaniklere ait iki adet zirkon U-Pb (GS16-10, GS16-13)] yaşlandırması gerçekleştirilmiştir.

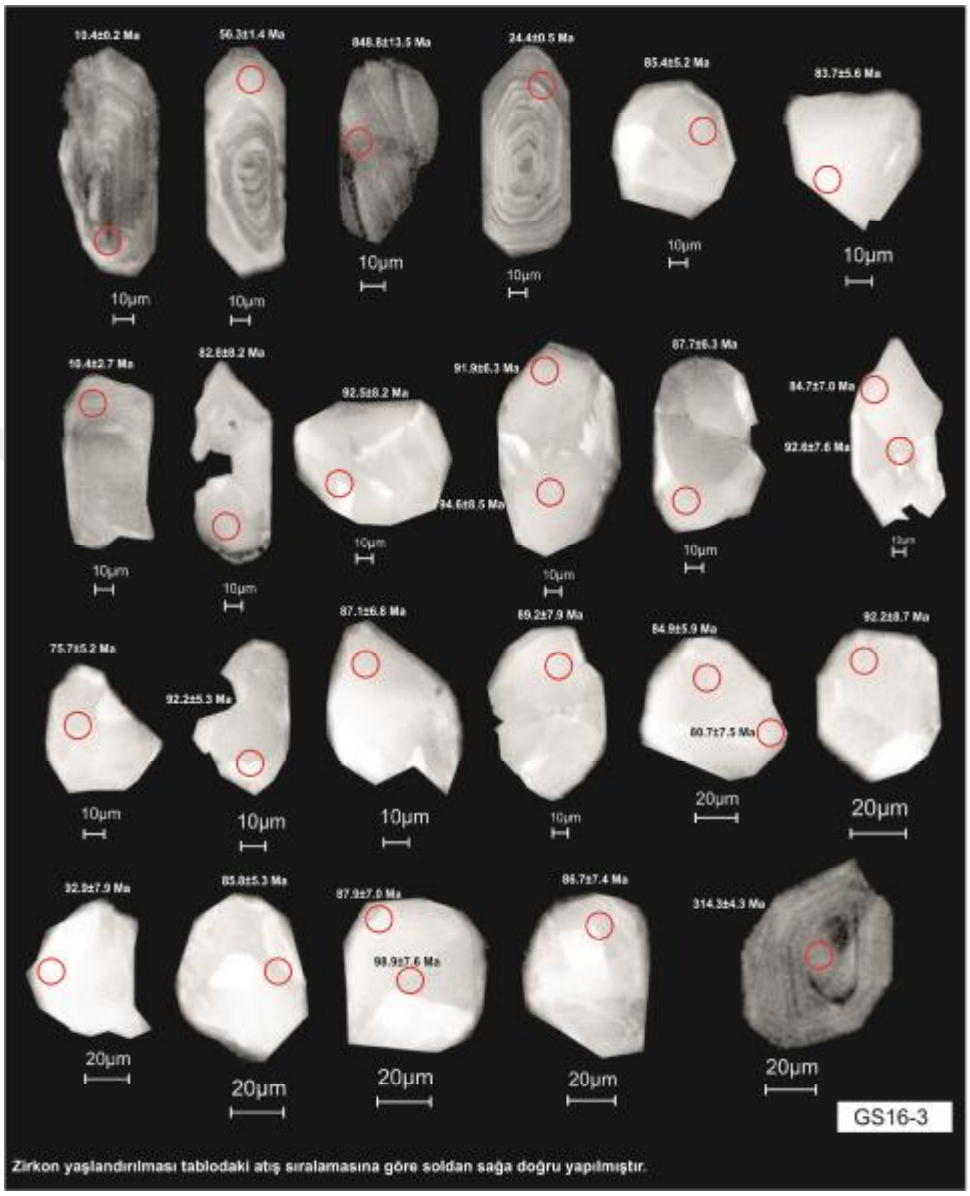
4.4.2.1. GS16-3 Kuvarslı mikrodiyorit

Kuvarslı mikrodiyorit örneği, Fındık-Deveboynu arasında yer alan Adatepe baraj gövdesinin sol yamacında kümülat kayaları kesmektedir. Bu örnekte toplam yirmi yedi adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 50-180 µm arasında değişmektedir. Kristallerinin uzunluk/genişlik oranları maximum ve minimum değerleri için 4:1, 1:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller yer yer kırklı olmakla birlikte uzun prizmatik şekillidirler (Şekil 4.75). Transparan ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerin bazılarında zonlanma net olarak görülürken bazılarında belirgin bir zonlanma görülmemektedir. Genel olarak salınımlı (oscillatory) zonlanma, solgun salınımlı (faded oscillatory) zonlanma/ kısmen

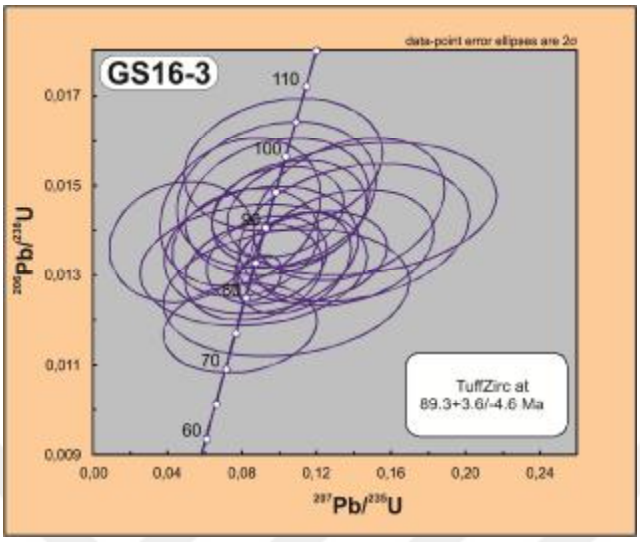
yeniden kristallenme (partly recrystallized) görülmektedir (Şekil 4.75). Th/U değerleri 0.217 – 0.762 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Şekil 4.74) (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar 10.4±0.2 My ile 848.8±13.5 My arasında değişmektedir. Bu örnekteki 27 adet zirkondan 89.3+3.6/-4.6 My TuffZirc yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.76).



Şekil 4.74. Göksun ofiyolitine ait GS16-3 nolu kuvarslı mikrodiyorit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı (Teipel ve ark., 2004'ten alınmıştır)



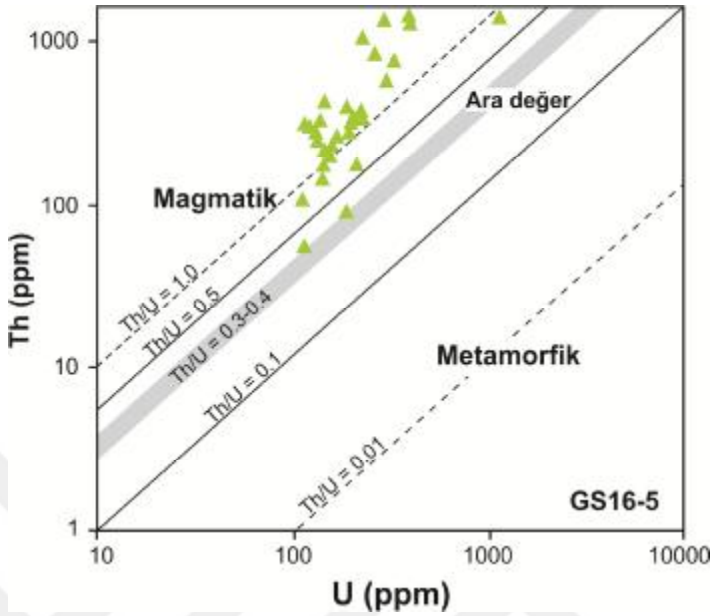
Şekil 4.75. Göksun ofiyolitine ait GS16-3 nolu kuvarslı mikrodiyorit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları



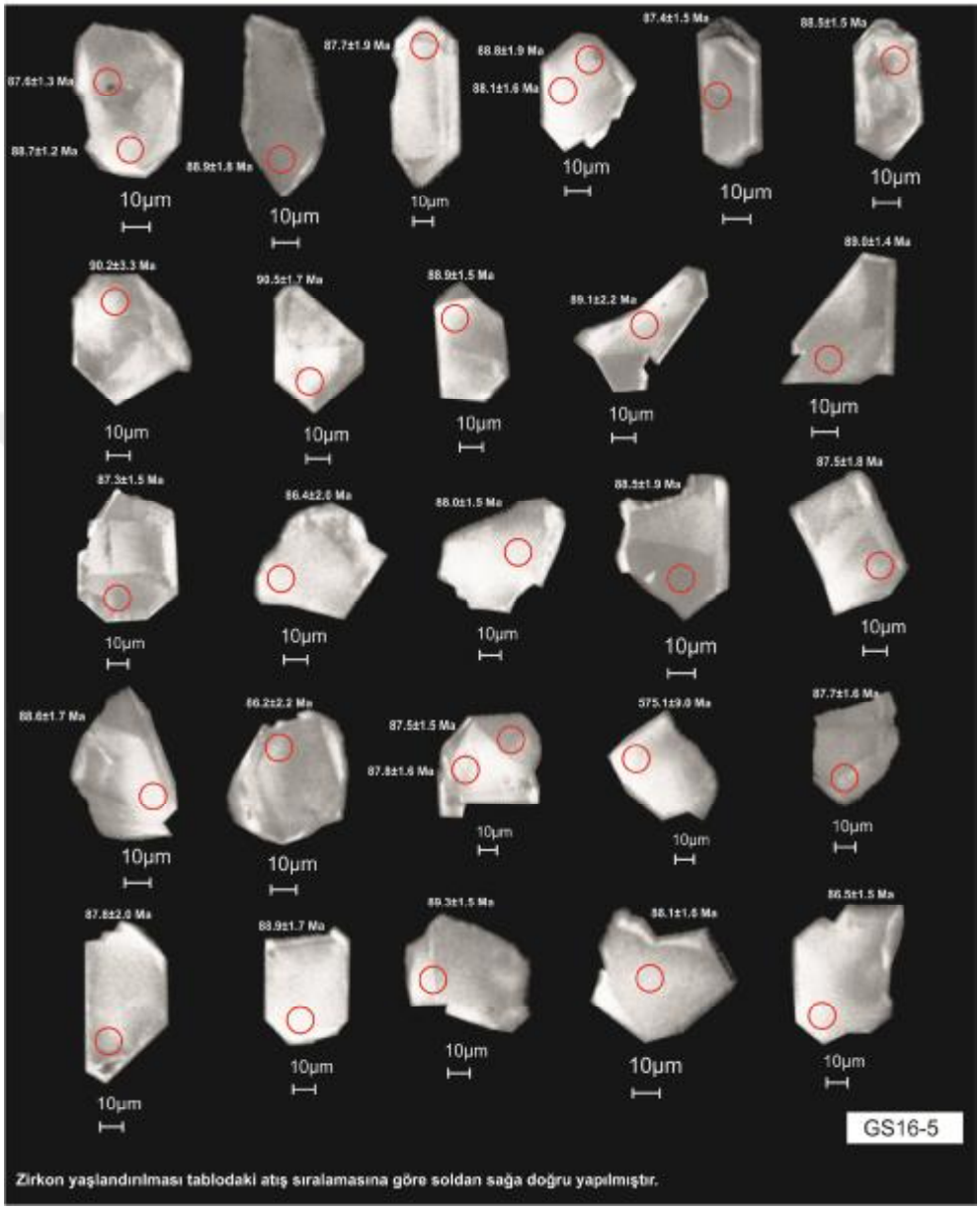
Şekil 4.76. Göksun ofiyolitine ait GS16-3 nolu kuvarslı mikrodiyorit örneğinden elde edilen Tuffzirc U-Pb yaş diyagramı

4.4.2.3. GS16-5 İzotrop Gabro

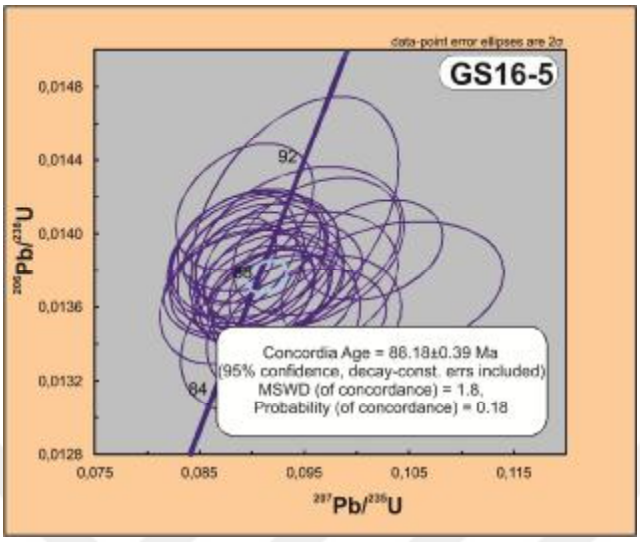
Kamışçıkköy batısındaki göletin sol yamacında Göksun ofiyolitine ait izotrop gabro örneğinden toplam otuz adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 30-60 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları maximum ve minimum değerleri için 3:1, 1:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller yer yer kırklı olmakla birlikte kısa-küt ve ince uzun kristal şekillidirler (Şekil 4.78). Transparan ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerdeki zonlanma yer yer belirgin olmakla birlikte hemen hepsinde net bir zonlanma görülmemektedir. Genel olarak kalıntı salınımlı (relic oscillatory) zonlanma, yüksek CL iç (high CL iner) zonlanma ve solgun salınımlı (faded oscillatory) zonlanması olarak görülmektedirler (Şekil 4.78). Th/U değerleri 0.428-3.51 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Şekil 4.77) (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar 86.2±2.2 My ile 575.1±9.0 My arasında değişmektedir. Bu örnekteki 29 adet zirkondan 88.18±0.39 My konkordiya yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.79).



Şekil 4.77. Göksun ofiyolitine ait GS16-5 nolu izotrop gabro örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı (Teipel ve ark., 2004)



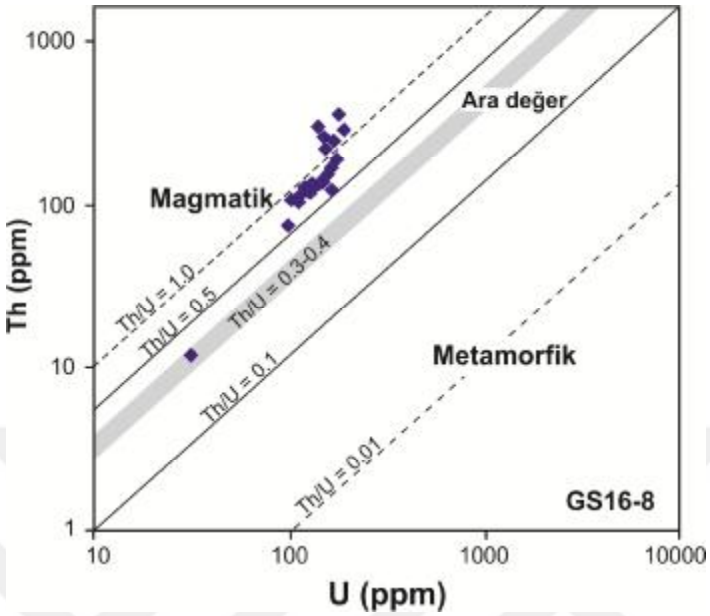
Şekil 4.78. Göksun ofiyolitine ait GS16-5 nolu izotrop gabro örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları



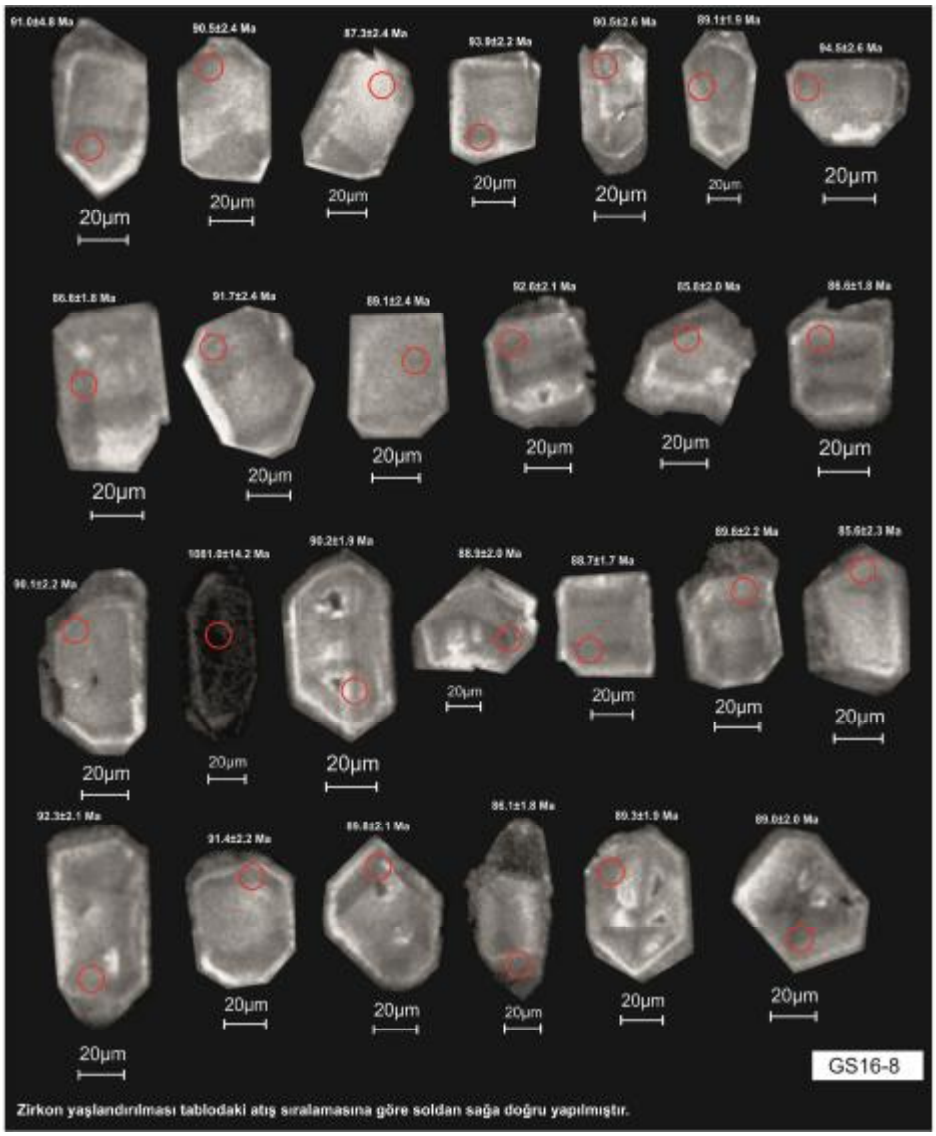
Şekil 4.79. Göksun ofiyolitine ait GS16-5 nolu izotrop gabro örneğinden elde edilen zirkon U-Pb konkordiya yaş diyagramı

4.2.2.5. GS16-8 Plajiyogranit

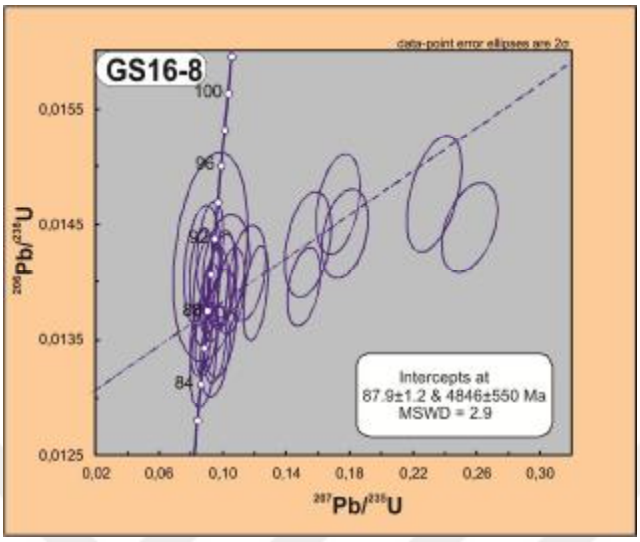
Kamışçıkköy batısındaki göletin sol yamacında levha daykları ile plaiyogranit geçişinin gözlendiği plajiyogranit örneğinden toplam yirmi altı adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 46-183 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları maximum ve minimum değerleri için 2:1, 1:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller yer yer kırklı olmakla birlikte kısa-küt ve ince uzun kristal şekillidirler (Şekil 4.81). Transparan ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerde belirgin bir zonlanma görülmemektedir. Genel olarak salınımlı (oscillatory) zonlanma, yapısız iç (structureless iner) zonlanması olarak görülmektedirler (Şekil 4.81). Th/U değerleri 0.315-1.921 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Şekil 4.80) (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar 85.6±2.3 My ile 1081±14.2 My arasında değişmektedir. Bu örnekteki 25 adet zirkondan 87.9±1.2 My alt kesişim yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.82).



Şekil 4.80. Göksun ofiyolitine ait GS16-8 nolu plajiyogranit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı (Teipel ve ark., 2004)



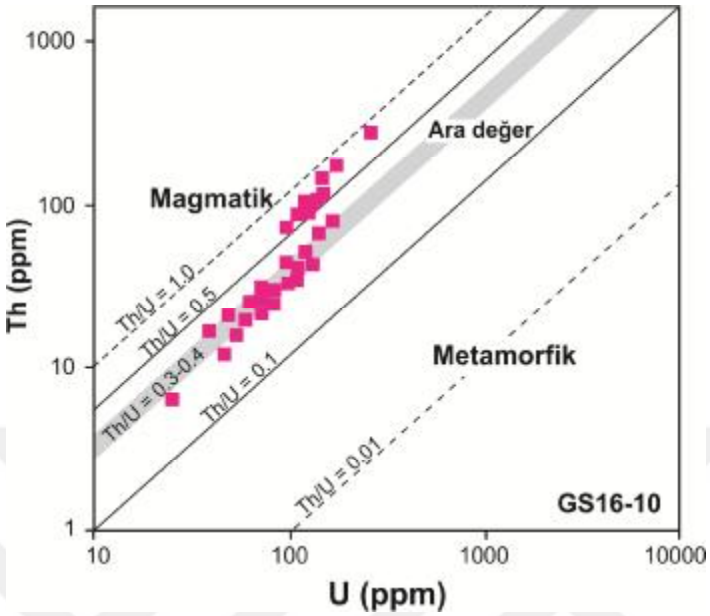
Şekil 4.81. Göksun ofiyolitine ait GS16-8 nolu plajiyogranit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları



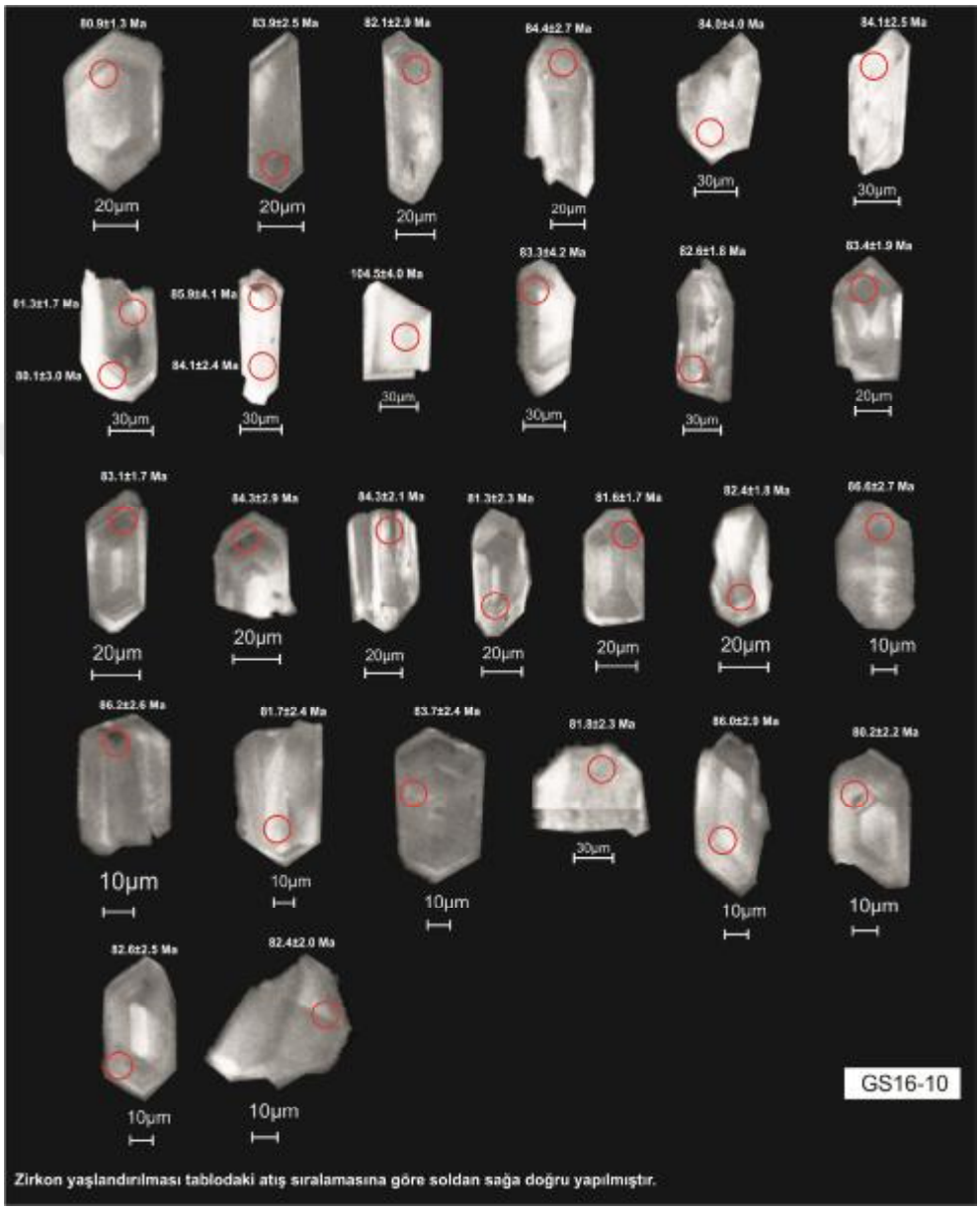
Şekil 4.82. Göksun ofiyolitine ait GS16-8 nolu plajiyogranit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb alt kesişim yaş diyagramı

4.4.2.7. GS16-10 Dasit

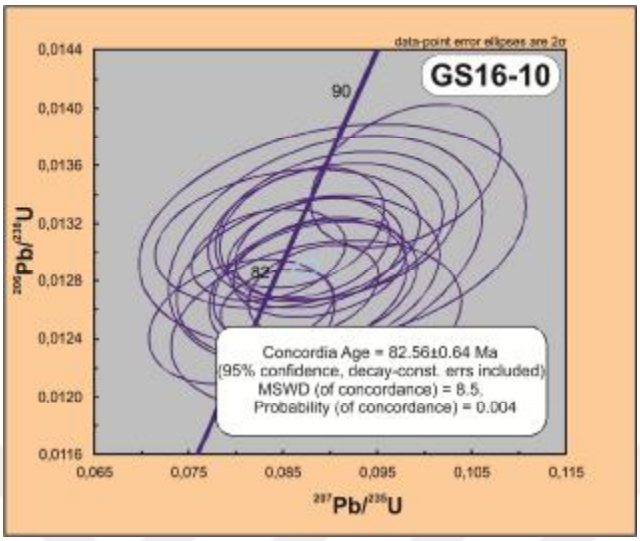
Yazıdere köyünün 1-1.5 km güneyinde Ceyhan nehri kenarında mafik ve felsik volkanik kayaların gözlendiği bölgedeki dasit örneğinden toplam otuz adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 32-90 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları maximum ve minimum değerleri için 3:1, 1:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller yer yer kırklı olmakla birlikte kısa-küt ve ince uzun prizmatik şekillidirler (Şekil 4.84). Transparan ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerde belirgin bir zonlanma gözlenmektedir. Genel olarak salınımlı (oscillatory) zonlanma, solgun salınımlı (faded oscillatory) zonlanması, yapısız iç (structureless iner) zonlanma, yüksek CL (high CL) zonlanması olarak görülmektedirler (Şekil 4.84). Th/U değerleri 0.229-0.747 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Şekil 4.83) (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar 80.1±3.0 My ile 104.5±4.0 My arasında değişmektedir. Bu örnekteki 19 adet zirkondan 82.6±0.6 My konkordiya yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.85).



Şekil 4.83. Göksun ofiyolitinin volkaniklerine ait GS16-10 nolu dasit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı (Teipel ve ark., 2004'ten alınmıştır)



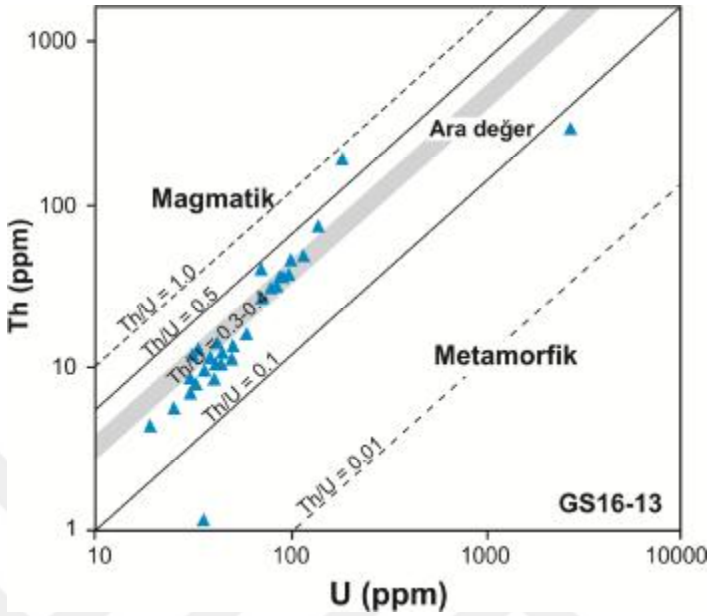
Şekil 4.84. Göksun ofiyolitinin volkaniklerine ait GS16-10 nolu dasit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları



Şekil 4.85. Göksun ofiyolitinin volkaniklerine ait GS16-10 nolu dasit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb konkordiya yaş diyagramı

4.4.2.8. GS16-13 Riyolit

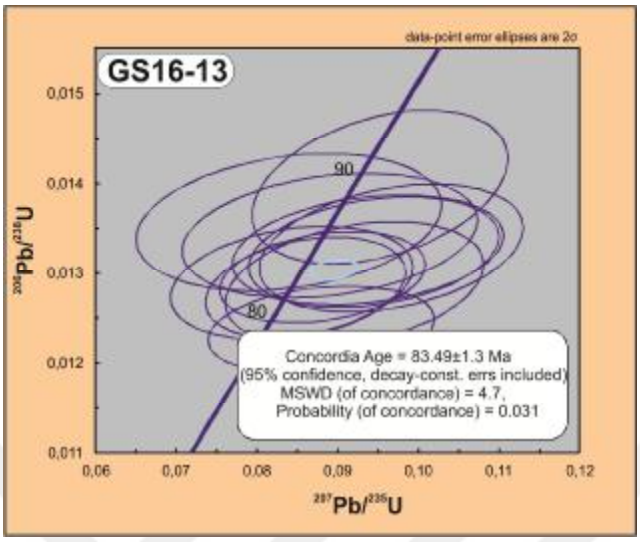
Yazıdere köyünün 1-1.5 km güneyinde Ceyhan nehri kenarında mafik ve felsik volkanik kayaların gözlendiği bölgedeki riyolit örneğinden toplam otuz adet zirkon kristali analiz edilmiştir. Zirkon kristallerinin boyutları 42-130 µm arasında değişmektedir. Kristallerin uzunluk/genişlik oranları maximum ve minimum değerleri için 4:1, 1:1 olarak gözlenmiştir. Kristaller yer yer kırklı olmakla birlikte kısa-küt ve ince uzun prizmatik şekillidirler (Şekil 4.87). Transparan ve renksiz olarak görünmektedirler. Kristallerde belirgin bir zonlanma gözlenmektedir. Genel olarak solgun salınımlı (faded oscillatory) zonlanması, yapısız iç (structureless iner) zonlanma, yüksek CL (high CL) zonlanması, ışıldamayan (non-luminescent) zonlanma olarak görülmektedirler (Şekil 4.87). Th/U değerleri 0.004-0.54 arasında olup, magmatik kökenlidirler (Şekil 4.86) (Teipel ve ark., 2004). Elde edilen yaşlar 79.3±2.5 My ile 804.5±12.6 My arasında değişmektedir. Bu örnekteki 11 adet zirkondan 83.5±1.3 My konkordiya yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.88).



Şekil 4.86. Göksun ofiyolitinin volkaniklerine ait GS16-13 nolu riyolit örneğinden elde edilen zirkonların kökenine yönelik Th-U diyagramı (Teipel ve ark., 2004'ten alınmıştır)



Şekil 4.87. Göksun ofiyolitinin volkaniklerine ait GS16-13 nolu riyolit örneğinden elde edilen zirkonların katodolüminesans (CL) görüntüsü ve U-Pb yaşları



Şekil 4.88. Göksun ofiyolitinin volkaniklerine ait GS16-13 nolu riyolit örneğinden elde edilen zirkon U-Pb konkordiya yaş diyagramı

5. TARTIŞMA

Güneydoğu Anadolu bölgesinde yüzlekler sunan ofiyolitler, güneyde Arap platformu ve kuzeyde Toros platformu arasında kıta-kıta çarpışması ürünü olarak Bitlis-Zagros kenet zonu boyunca gözlenmektedirler. Güneydoğu Anadoludaki Geç Kretase yaşlı ofiyolitik birimler kuzeyde tektonik dokanakla Toros karbonat platformunun altında yer almakta ve Kahramanmaraş'ın kuzeyinde Göksun, Malatya bölgesinde İspendere ve Elazığ bölgesinde ise Kömürhan-Guleman ofiyolitleri ile temsil edilmektedirler (Parlak ve ark., 2004, 2009, 2013; Rızaoğlu ve ark., 2006). Toros platformu ve ofiyolitik birimler Geç Kretase yaşlı I tipi kalk-alkalen jeokimyasal özellik sunan Baskil (Elazığ) ve Esence (Göksun-Kahramanmaraş) granitoyidleri tarafından kesilmişlerdir (Parlak, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2009; Karaoğlan ve ark., 2016). Bu ofiyolitler tabanda ise Orta Eosen yaşlı Maden Kompleksi üzerinde tektonik dokanakla yer almaktadırlar (Parlak ve ark., 2009). Yine kuzey kuşak içerisinde yüzeyleyen ve diğer ofiyolitlerle benzer bir tektonostratigrafik ilişki sunan Berit (Kahramanmaraş) metaofiyoliti ise Erken Eosen (50-52 My) döneminde Berit okyanusal baseninde kuzeye dalımlı bir magmatik yayın kökünde granülit fasiyesinde yüksek sıcaklık-yüksek basınç (YS/YB) metamorfizmasına uğramış ve sonrasında Toros karbonat platformu ile birlikte Erken-Orta Eosen döneminde Maden yay-ardı baseninin açılmasına bağlı olarak Doğanşehir (Malatya) granitoyidi tarafından kesilmiştir (Karaoğlan ve ark., 2013, 2016). Güney kuşakta yer alan Geç Kretase yaşlı ofiyolitler ise tektonik dokanakla Arap kıta kenarına bindirmiş olup; Hatay'da Kızıldağ, Adıyaman'da Koçali, Osmaniye kuzeyinde Amanos, Kahramanmaraş güneyinde Meydan, Suriye kuzeyinde Baer-Bassit ve Güney Kıbrıs'ta Troodos ofiyolitleri ile temsil edilmektedir. Araştırmacılar tarafından yapılan pek çok çalışma hem Güney kuşak hem de Kuzey kuşakta gözlenen ofiyolitlerin okyanus içi yitim zonu üzerinde (supra-subduction zone/SSZ) oluştuğuna işaret etmektedir (Bağcı ve ark., 2005, 2008; Nurlu ve ark., 2016; Parlak ve ark., 2004, 2009, 2013; Rızaoğlu ve ark.,

2006; Karaoğlan ve ark., 2012, 2013). Her iki kuşakta yüzeyleyen ofiyolitler okyanus içi yitim zonunda oluşmasına rağmen petrografik ve petrolojik özellikleri, tektonik ilişki, ofiyolit iç yapısı bakımıdan farklılıklar sunmaktadırlar. Bu farklılıklar şöyle sıralanabilir:

a. Kuzey kuşaktaki ofiyolitler tavan dokanağında tektonik olarak metamorfik Toros (Malatya-Keban) platformu tarafından üzerlenirken, taban dokanağında ise Orta Eosen yaşlı Maden Kompleksine bindirmektedirler. Ayrıca, kuzey kuşaktaki ofiyolitler Toros platformu ile beraber Eosen ve Geç Kretase yaşlı I tipi kalk-alkalen yay granitoyidleri (Esence ve Baskil) tarafından kesilmişlerdir (Parlak, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2009; Karaoğlan ve ark., 2016; Nurlu ve ark., 2016). Güney kuşakta yer alan Kızıldağ (Hatay), Koçali (Adıyaman) ve Baer-Bassit (Suriye) ofiyolitleri ise direk olarak Arap platformu üzerinde tektonik dokanakla yer almaktadırlar. Bölgede ofiyolitleri ve Arap platformunu kesen granitik sokulumlar görülmemektedir (Selçuk, 1981; Robertson, 1986a; Al-Riyami ve ark., 2002; Yıldırım, 2017).
b. Kuzey kuşakta yer alan ofiyolitlerin güneyinde geniş yüzlekler sunan Bitlis metamorfik masifi yüksek basınç – düşük sıcaklık (YB/DS) metamorfizmasının izlerini taşımaktadır. Kesandere (Bitlis) eklojitik kayaları Geç Kretase (84.4±0.9 – 82.4±0.9 My) döneminde 19-24 kbar basınç ve 480-540^{0}C sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirmiştir (Oberhansli ve ark., 2013). Ayrıca glokofanca zengin mavişist kayaları da Geç Kretase (Ar-Ar: 79-74 My)'de 10-11 kbar ve 350-400^{0}C'de YB/DS metamorfizmasına maruz kalmıştır (Oberhansli ve ark., 2012). Bu veriler Bitlis metamorfiklerinin Geç Kretase'de okyanus içi yitime uğradığını ve YB/DS metamorfizması geçirdiğini göstermektedir. Bu nedenle Bitlis metamorfik masifinin kuzeyinde (Bitlis/Pütürge mikro kıtası –Toros platformu) ve güneyinde (Bitlis/Pütürge mikro kıtası –

Arap platformu) iki farklı okyanusal basen (Berit okyanusu ve Güney Neotetis okyanusu) gelişiminin olabileceği araştırmacılar tarafından önerilmiştir (Robertson ve ark., 2012, 2013; Karaoğlan ve ark., 2016).

c. Kuzeyde yer alan Berit okyanusunun kapanma yaşı olarak Geç Eosen önerilmektedir (Robertson ve ark., 2012; Karaoğlan ve ark., 2016). Daha güneydeki Güney Neotetis okyanusunun kapanma yaşı ise Orta-Geç Miyosen olarak önerilmektedir (Yılmaz, 1993; Robertson ve ark., 2012).

d. Güney kuşakta yer alan Kızıldağ (Hatay) ve Troodos (Güney Kıbrıs) ofiyolitlerinde düşük-potasyumlu (K) toleyitler ve boninitlerle (yüksek Mg'li andezitler) temsil edilen iki tür volkanik kaya grubu gözlenmektedir (Malpas ve Langdon, 1984; Bağcı ve ark., 2008). Özellikle boninitik kayaların varlığı yay-önü tektonik ortamı işaret etmektedir. Kuzey kuşakta yer alan ofiyolitlerin üzerinde bir yay volkanizması gelişmiş olup, bazalt-bazaltik andezit-andezit-dasit-riyolit gibi bazikten asidiğe doğru magma ürünü kayaçlar ofiyolitik istifin volkanik kaya grubunu oluşturmaktadır (Parlak ve ark., 2004; Rızaoğlu ve ark., 2006).

e. Kuzey kuşaktaki ofiyolitlere ait kayalar petrolojik açıdan daha evrimleşmiş plütonik ve volkanik kayalar (mezokratik-lökokratik) ile temsil edilirken (Parlak ve ark., 2004, 2009, 2013; Rızaoğlu ve ark., 2006), güney kuşaktaki ofiyolitlere ait kayalar ise daha bazik plütonik ve volkanik kayalar ile temsil edilmektedirler (Lytwyn ve Casey, 1983; Bağcı ve ark., 2005, 2008).

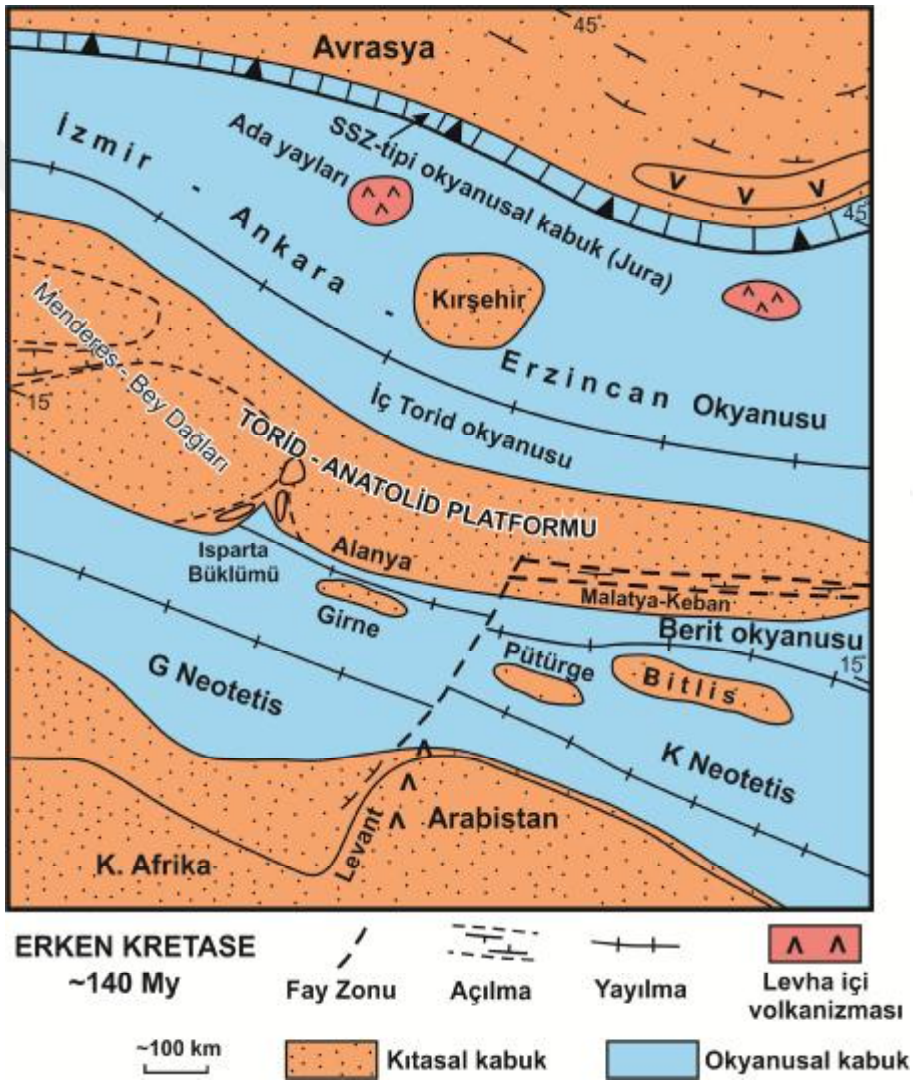
f. Kuzey kuşakta ve güney kuşakta yüzeyleyen ofiyolitler oluşum (kristallenme) yaşları bakımından farklılıklar sunmaktadır. Kuzey kuşakta yer alan Kömürhan (Elazığ) ve İspendere (Malatya) ofiyolitlerine ait gabroyik kümülat kayaçların zirkon U-Pb yaşları sırasıyla 87.2±3.1 My ve 84.5±3.9 My (Karaoğlan ve ark., 2012)'dir. Ancak, güney kuşakta yer alan Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait

plajiyogranit ve gabro kayaları sırasıyla 91.7±1.9 My ve 91.6±3.8 My zirkon U-Pb yaşlarına sahiptir (Karaoğlan ve ark., 2013). Kızıldağ ofiyoliti ile benzerlik sunan Troodos (Güney Kıbrıs) ofiyolitine ait plajiyogranitik kayalarda da benzer zirkon U-Pb (91.6±1.4 My ve 91.1±1.3 My) yaşları elde edilmiştir (Mukasa ve Ludden, 1987; Konstantinou ve ark., 2007).

g. Her iki kuşakta gözlenen ofiyolitlere ait benzer yaş farklılıkları Sm-Nd izokron yaşlarında da görülmektedir. Kuzey kuşakta yer alan İspendere (Malatya) ofiyolitine ait gabro kayası 84.5±3.9 My, güney kuşakta yer alan Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait kümülat gabro kayaları ise 110±11 My ve 95.3±6.9 My Sm-Nd izokron yaşları vermiştir (Karaoğlan ve ark., 2012, 2013).
h. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında gözlenen Göksun (Kahramanmaraş) ve Kömürhan (Elazığ) ofiyolitleri üzerinde gelişim sunan volkanik yay birimlerine ait riyolitik kayaçlarda zirkon U-Pb yöntemi ile sırasıyla 83.1±2.2 My ve 74.6±4.4 My kristallenme yaşları elde edilmiştir (Karaoğlan ve ark., 2013).
i. Güneydoğu Anadolu'da Kahramanmaraş doğusunda yer alan Helete bölgesinde ofiyolitik ve volkanik kayaları kesen granitik intrüzyonlar üzerine yapılan zirkon U-Pb yaş tayinleri ile 92.9 ± 2.2 – 83.1 ± 1.5 My yaşları elde edilmiştir. Bu yaş verileri kuzey kuşakta yer alan Baskil ve Esence granitoyidleri ile benzerlikler sunmaktadır (Nurlu ve ark, 2016).

Yukarıda özetlenen petrografik, petrolojik, jeokronolojik ve tektonik, veriler Bitlis-Pütürge metamorfiklerinin kuzeyinde ve güneyinde yer alan ofiyolitlerin farklı okyanusal basenlerde (Güney Neotetis ve Berit) Geç Kretase – Miyosen döneminde gelişim gösterdiklerini desteklemektedir. Robertson ve ark. (2012, 2013) tarafından önerilen model Güney Neotetis okyanusal baseninin; "Berit okyanusu" ve "Güney Neotetis okyanusu" olmak üzere iki koldan

oluşmaktadır (Şekil 5.1). Berit okyanusunun Paleosen-Erken Eosen döneminde Toros platformu ile Bitlis-Pütürge metamorfiklerinin çarpışması sonucu tamamen kapandığı ve Güney Neotetis okyanusal baseninin ise Oligo-Miyosen döneminde Toros platformu ile Arap platformunun çarpışması ile kapandığı ileri sürülmektedir (Okay ve ark., 2010; Karaoğlan ve ark., 2016).



Şekil 5.1. Doğu Akdeniz bölgesinin Erken Kretase paleocoğrafyası (Robertson ve ark., 2012)

Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının kuzey kesimini oluşturan metamorfik Toros platformu (Malatya-Keban) ile ilişkili olan okyanus içi yitim zonu üstünde oluşan ofiyolitlerin And-tipi aktif kıta kenarında I-tipi granitoyid kütleleri tarafından kesilmesi bir çok araştırıcının ilgisini çekmiştir. Göksun (Kahramanmaraş) bölgesinde tektonik bir pencere içerisinde granit-ofiyolit-platform ilişkisi oldukça iyi yüzlekler sunmaktadır. Karaoğlan ve ark., 2016 tarafından bölgedeki Esence granitoyidine ait üç adet örnekte (FK-20, FK-21 ve FK-22) zirkon U-Pb yöntemi ile 83.9±2.6 My – 81.2±1.4 My kristallenme yaş aralığı elde edilmiştir. ^{40}Ar-^{39}Ar yöntemi ile iki örnekte (FK21 ve FK-22) 85.3±7.4 My amfibol izokron yaşı, 80.1±1.0 ve 79.5±0.4 My biyotit izokron ve plato yaşları ve 74.11±0.29 My ve 72.8±2.0 My K-Feldispat plato ve izokron yaşları elde edilmiştir. Apatit Fizyon İzi (AFİ) yöntemi ile üç örnekte (FK-21, FK-32 ve FK08-45) 32.59±2.03 My, 29.31±1.97 My ve 29.13±1.87 My yaşları elde edilmiştir. Elde edilen ^{40}Ar-^{39}Ar yaşları granitik kütlenin farklı mineral fazlarına ait soğuma yaşlarını (amfibol: 510±25^{o}C; biyotit: 300±50^{o}C ve K-feldispat:150-350^{o}C) ifade etmektedir (Harrison, 1981, 1985; Lovera ve ark., 1989). Aynı şekilde AFİ yaşları da granitik kütlenin 110±10^{o}C'deki soğuma yaşlarını ifade etmektedir (Gleadow ve Duddy, 1981). Elde edilen kristallenme ve soğuma yaşlarından hareketle Esence granitoyidinin ~84 My'da kristallenmesinden sonra (850-900^{o}C; Cherniak ve Watson, 2001) 250-200^{o}C'lere kadar soğuması ~10 My almıştır (Karaoğlan ve ark., 2016). Esence granitoyidinin And-tipi aktif kıta kenarında 2-4 km derinliğe yerleşmesi - yükselmesi Oligosen döneminde, yüzeylemesinin ise Orta-Geç Miyosen döneminde olduğu ileri sürülmektedir (Karaoğlan ve ark., 2016). Karaoğlan ve ark. (2013) tarafından volkaniklere ait riyolitlerden elde edilen zirkonlardan 83.1±2.2 My kristallenme yaşı elde edilmiştir. Esence granitoyidi ve ofiyolite ait volkaniklerden elde edilen zirkon U-Pb yaşları ile; toleyitik magmadan türeyen okyanusal kabuk ve onu üzerleyen volkanik yay birimlerinin oluşumundan hemen sonra (~83 My) Toros aktif kıta kenarının altına tektonik olarak daldığı ve sonrasında kalkalkalen granitoyid intrüzyonuna maruz kaldığı öne sürülmüştür

(Karaoğlan ve ark., 2013).

Esence granitoyidinin kristallenme, soğuma ve yüzeylemesi ile ilişkili detaylı thermokronolojik çalışmalar mevcut olmasına rağmen, bölgede geniş yüzlekler sunan Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitini oluşturan okyanusal kabuk kayalarının (a) kristallenme yaşı, (b) kristallenme zaman aralığı, (c) volkanik istifin zamansal gelişimi ve (d) Esence granitoyidi ile olan zamansal/mekansal ilişkisi tam olarak anlaşılabilmiş değildir.

Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkaniklerine ait farklı litodem birimlerini temsil eden kayalardan toplamda beş adet [ofiyolitlere ait üç adet zirkon U-Pb (GS16-3, GS16-5, GS15-8) ve volkaniklere ait iki adet zirkon U-Pb (GS16-10, GS16-13)] yaşlandırması gerçekleştirilmiştir. Fındık-Deveboynu (Göksun) köyleri arasında yer alan Adatepe baraj gövdesinin sol yamacında kümülat kayaları kesen tekil kuvarslı-mikrodiyorit daykından 89.3+3.6/-4.6 My TuffZirc yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi tekil dayk kayacının kristallenme (850-900 ^{o}C) yaşı olarak değerlendirilebilir (Cherniak ve Watson, 2001). Kamışçıkköy (Göksun) batısındaki göletin sol yamacında levha daykları ile ilksel dokanak ilişkisine sahip izotrop gabro örneğinden 88.18±0.39 My zirkon U-Pb konkordiya yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi izotrop gabro kayacının kristallenme (850-900 ^{o}C) yaşı olarak değerlendirilebilir (Cherniak ve Watson, 2001). Kamışçıkköy (Göksun) batısındaki göletin sağ yamacında levha dayklarını kesen plajiyogranit örneğinden 87.9±1.2 My zirkon U-Pb alt kesişim yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi, plajiyogranit kayacının oluşumundan sonra tektonik hareketler sonucu meydana gelen ve kayaç içerisindeki zirkon minerallerinin kristal kafesinden Pb* kaybının olmasına neden olayın sona ermesinin zamanlaması olarak değerlendirilebilir. Göksun ofiyoliti üzerine gelen Ceyhan nehri kenarındaki volkanik istif içerisindeki dasit kayacından elde edilen 82.6±0.6 My zirkon U-Pb konkordiya yaşı, bu kayacın kristallenme (850-900 ^{o}C) yaşı olarak değerlendirilebilir (Cherniak ve Watson, 2001). Yine aynı bölgede dasitik volkanikler üzerine gelen riyolitik lav akıntısından elde edilen 83.5±1.3 My zirkon U-Pb konkordiya yaşı, bu volkanik kayacın kristallenme (850-

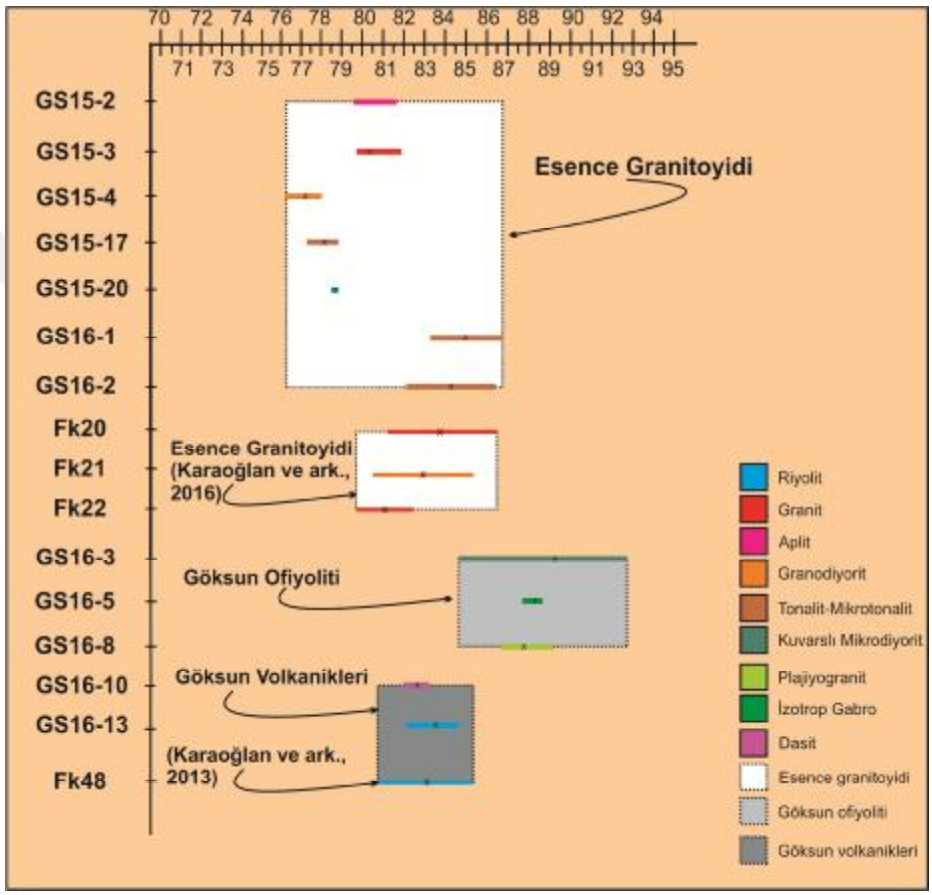
900 ^{o}C) yaşı olarak değerlendirilebilir (Cherniak ve Watson, 2001). Birbirleri ile kökensel (toleyitik magma) ilişkili olan ofiyolit ve ensimatik yay volkaniklerinin zamansal bir farklılık sundukları görülmektedir (Şekil5.2). Elde edilen veriler, kabuk oluşumu ve ensimatik ada yayı volkanizmasının toplam zamanlamasının ~5-6 My olduğunu göstermektedir. Göksun ofiyolitinden elde edilen zamansal gelişim Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti ile benzerlik sunmaktadır (Karaoğlan ve ark., 2013).

Esence granitoyidine ait farklı litodem birimlerini (granit, aplit, granodiyorit, tonalit ve mikrotonalit) temsil eden kayalardan altı adet zirkon U-Pb (GS15-2, GS15-3, GS15-4, GS15-17, GS15-20, GS16-1) ve bir adet titanit U-Pb (GS16-2) yaşlandırması gerçekleştirilmiştir. Deveboynu (Göksun) köyü çıkışında Kargabükü köyü yolu üzerinde aplitik dayklar tarafından kesilen granit kayacından 80.4±0.8 My zirkon U-Pb alt kesişim yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi, granitik kayacın kristallenmesinden sonra tektonik hareketler sonucu meydana gelen ve kayaç içerisindeki zirkon minerallerinin kristal kafesinden Pb* kaybının olmasına neden olayın sona ermesinin zamanlaması olarak değerlendirilebilir. Aynı bölgede granitleri kesen aplitik dayk örneğinden 80.7±1.1 My zirkon U-Pb alt kesişim yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi, içerisine sokulum yaptığı granitlerle benzer şekilde kayacın kristallenmesinden sonra tektonik hareketler sonucu meydana gelen ve kayaç içerisindeki zirkon minerallerinin kristal kafesinden Pb* kaybının olmasına neden olayın sona ermesinin zamanlaması olarak değerlendirilebilir. Aşağı Kargabükü (Göksun) köyü yolu üzerinde yüzlekler sunan granodiyorit kayacından 77.30+0.7/-1.1 My TuffZirc yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi, granodiyorit kayacının kristallenme yaşı olarak değerlendirilebilir. Esence-Çardak (Göksun) köyleri arasındaki yol güzergahında levha dayklarını kesen tonalit kayacından 78.1±0.7 My zirkon U-Pb alt kesişim yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi, tonalit kayacının sokulum (kristallenme) yaptıktan sonra tektonik hareketler sonucu meydana gelen ve kayaç içerisindeki zirkon minerallerinin kristal kafesinden Pb* kaybının olmasına neden olayın sona ermesinin zamanlaması olarak değerlendirilebilir. Esence-Çardak (Göksun) köyleri arasındaki yol güzergahında

levha dayklarını kesen granodiyorit örneğinden 78.71±0.18 My zirkon U-Pb konkordiya yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi granodiyorit kayacının kristallenme (850-900 ^{o}C) yaşı olarak değerlendirilebilir (Cherniak ve Watson, 2001). Fındık-Deveboynu (Göksun) arasında yer alan Adatepe baraj gövdesinin sol yamacında kümülat kayaları kesen mikrotonalit daykından 85.0±1.7 My zirkon U-Pb konkordiya yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi mikrotonalit daykının kristallenme (850-900 ^{o}C) yaşı olarak değerlendirilebilir (Cherniak ve Watson, 2001). Aynı bölgede, kümülatları kesen mikrotonalit daykından 84.3±2.2 My titanit (sfen) U-Pb alt kesişim yaşı elde edilmiştir. Bu yaş verisi mikrotonalit daykının kristallenmesinden sonra 550-650 ^{o}C (Cherniak, 1993)'lere kadar soğuması ve sonrasında tektonik hareketler sonucu meydana gelen ve kayaç içerisindeki titanit minerallerinin kristal kafesinden Pb* kaybının olmasına neden olayın sona ermesinin zamanlaması olarak değerlendirilebilir. Yüksek lisans tez çalışması kapsamında Esence (Göksun) granitoyidine ait derinlik ve yarıderinlik kayaçlarında gerçekleştirilen zirkon/titanit U-Pb yaşlarının 85-77 My arasında değiştiği görülmektedir. Elde edilen yaşların, Karaoğlan ve ark. (2016) tarafından Esence (Göksun) granitoyidine ait zirkon U-Pb kristallenme yaşlarını da (83.9±2.6 My – 81.2±1.4 My) kapsayacak şekilde geniş bir aralıkta yayıldığı görülmektedir.

Esence (Göksun) granitoyidi, Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ve volkaniklerde bu çalışma kapsamında ve daha önce gerçekleştirilen (Karaoğlan ve ark., 2016) U-Pb yaş verilerinin karşılaştırması Şekil 5.2'de sunulmaktadır. Göksun ofiyolitine ait gabroyik ve plajiyogranitik kayalardan ~88 My zirkon U-Pb kristallenme yaşı elde edilmiştir (Şekil 5.2). Ofiyolitin üzerine gelen volkaniklerin ise kristallenme yaşı ~82-83 My olarak tespit edilmiştir (Şekil 5.2). Esence (Göksun) granitoyidi ise 85-77 My zaman aralığında kristallenmiştir (Şekil 5.2). Karşılaştırması yapılan zirkon U-Pb yaş verilerine göre; (a) Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitine ait okyanusal kabuğun çalışma alanında en yaşlı magmatik kayaçları oluşturduğu, (b) volkanik istifin okyanusal kabuk üzerinde geliştiği ve (c) bölgedeki granitoyidlerin en genç magmatik birimleri oluşturduğu

görülmektedir. Ancak, bölgede granitoyid intrüzyonunun başlangıç yaşı ile volkanik istifin oluşum yaşının birbiri ile örtüştüğü de açıkça görülmektedir (Şekil 5.2).



Şekil 5.2. Esence granitoyidi ve Göksun ofiyolitine ait zirkon/titanit U-Pb yaş verilerinin karşılaştırılması

Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitine ait kabuksal kayaçların (kümülat gabro, izotrop gabro, levha daykı, izole dayk ve plajiyogranit) ana, iz ve nadir toprak element içeriklerine göre oluşturulan jeokimyasal diyagramlarda; bu kayaçların toleyitik magmadan türedikleri, okyanus içi yitim zonu tektonik ortamında oluştukları görülmektedir. Kuşak boyunca İspendere ve Kömürhan

ofiyolitlerinin de benzer özellikler sunduğu araştırıcılar tarafından belirtilmektedir (Parlak ve ark., 2004, 2009, 2013; Rızaoğlu ve ark., 2006; Robertson ve ark., 2007). Ofiyolit üzerine gelen volkanik kayaçların (bazalt-andezit-dasit-riyolit) da benzer jeokimyasal davranış sergiledikleri ve okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştukları tespit edilmiştir. Benzer volkanikler kuşak boyunca bir çok bölgede araştırılmıştır (Parlak ve ark., 2009, 2013; Rızaoğlu ve ark., 2006). Bölgede ofiyolitleri, volkanikleri ve Toros platformunu kesen Esence (Göksun) granitoyidinin ise petrografik ve jeokimyasal özellikleri bakımından tipik I-tipi, kalkalkalen magmadan türeyen volkanik yay granitlerine benzediği ve Toros aktif kıta kenarında oluştuğu ileri sürülmektedir. Bölgede metamorfik Toros platformunu kesen ve benzer jeokimyasal özellikler sergileyen Geç Kretase (Parlak, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2009; Karaoğlan ve ark., 2016) ve Eosen (Karaoğlan ve ark., 2013, 2016) yaşlı granitler yaygın olarak yüzlekler sunmaktadır.

Arazi ilişkileri, jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmalar; (a) Göksun ofiyolitini oluşturan okyanusal kabuk ve üzerleyen volkaniklerin okyanus içi yitim zonu üzerinde Geç Kretase (~5-6 My)'de oluştuğunu, (b) sonrasında Toros aktif kıta kenarının güneye doğru hareketi nedeniyle ofiyolit ve yay volkaniklerini tektonik olarak üzerlediğini (Yılmaz, 1993; Yılmaz ve ark., 1993) ve (c) sonrasında Göksun ofiyoliti, volkanikler ve Toros aktif kıta kenarının birlikte Esence granitoyidi tarafından kesildiğini göstermektedir (Perinçek ve Kozlu, 1984). Bölgede geniş yüzlekler sunan granitoyidler ve volkanikler kökensel açıdan farklı olmasına rağmen, bu iki birimin gelişiminin ilk evreleri zamansal olarak birbirini üzerlemektedir (Karaoğlan ve ark., 2013). Bölgede bu birimlerin gelişiminin sonlanması Geç Kampaniyen-Mastrihtiyen yaşlı sığ denizel kireçtaşlarının bu birimleri uyumsuz olarak örtmesi ile belirlenmektedir (Perinçek ve Kozlu, 1984; Robertson ve ark., 2007).

6. SONUÇLAR

Tez çalışması kapsamında Göksun (Kahramanmaraş) ofiyolitine ait okyanusal kabuk kayaları (mafik kümülatlar, izotrop gabro, levha daykları, plajiyogranit ve volkanikler), bölgede Göksun ofiyoliti ve Malatya-Keban platformunu kesen Esence granitoyidine ait kayalar üzerinde gerçekleştirilen arazi ve laboratuvar çalışmaları ışığında elde edilen sonuçlar aşağıda sunulmaktadır.

1. Çalışma alanında geniş yüzeyler sunan Göksun ofiyoliti, kuzeyden ve güneyden Malatya metamorfiklerine ait naplarla sınırlanan ~D-B uzanımlı bir tektonik pencere içerisinde tabandan tavana doğru eksiksiz bir okyanusal litosfer kalıntılarını içermekte olup taban dokanağında Orta Eosen yaşlı Maden Kompleksi üzerine bindirmiş olarak gözlenmektedir.
2. Göksun ofiyolitine ait derinlik (izotrop gabro) ve yarı derinlik (levha daykları) kayalarında gerçekleştirilen petrografik çalışmalarda kuvarslı diyorit ve kuvarslı mikrodiyorit kayaları tespit edilmiştir. Volkaniklerde gerçekleştirilen petrografik çalışmalar da ise bazalt, andezit, dasit ve riyolit kayaları tanımlanmıştır. Göksun ofiyoliti petrografik özellikleri bakımından okyanus içi yay (ensimatik) ortamını işaret etmektedir.
3. Göksun ofiyolitine ait kabuksal kayalarda gerçekleştirilen tüm kaya ana-iz element jeokimyası çalışmaları, petrografik özellikleri ile de uyumluluk sunarak, bu kayaların güneyde Bitlis-Pütürge mikro kıtası ve kuzeyde ise Toros platformu (Malatya-Keban) ile sınırlanan Güney Neotetis okyanusal baseninde okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştukları ve toleyitik bir magmadan türedikleri daha önceki çalışmalarla da uyumlu olarak ortaya konmuştur.
4. Bölgede Göksun ofiyoliti ve Malatya-Keban platformunu kesen Esence granitoyidine ait kayalar petrografik olarak granodiyorit, granit, aplit, tonalit ve mikrotonalitler ile temsil edilmektedir. Granitoyid kayaları

üzerine gerçekleştirilen tüm kaya ana-iz element jeokimyası, bu kayaların volkanik yay ortamında kalk-alkalen magmadan türeyen I-tipi granit özelliğine sahip olduklarını işaret etmektedir.

5. Göksun ofiyolitine ait kabuksal kayalardan elde edilen zirkon mineral fazlarında gerçekleştirilen LA-SF-ICP-MS U-Pb yaşlandırması ile derinlik kayalarında ~89 – 88 My ve volkaniklerde ise ~84 – 82 My yaş aralıkları elde edilmiştir. Birbirleri ile kökensel ilişkili olan bu iki tektono-magmatik birimin ensimatik yay ortamında zamansal bir farklılık sundukları görülmektedir. Bu veriler Berit okyanusal baseninde yitimle ilişkili kabuk oluşumu ve ensimatik ada yayı volkanizmasının zamanlamasının ~5-6 My olduğuna işaret etmektedir.
6. Esence granitoyidine ait kayalardan elde edilen zirkon mineral fazlarında LA-SF-ICP-MS U-Pb yaşlandırması gerçekleştirilmiştir. Granitler ve bunlar içindeki aplitik dayklarda ~80 My; granodiyoritlerde ~77 My; levha dayklarını kesen granodiyoritlerde ~78-79 My; kümülat gabroları kesen tonalitlerde ise ~85 – 84 My yaşlar elde edilmiştir. Bölgede ofiyolitleri ve Toros platformunu keser vaziyette arazi ilişkisi sunan ve volkanik yay ortamında oluşan granitoyid kayalarının zamansal olarak ofiyolitik kayalardan daha genç olmakla birlikte geçişli bir özellik sunduğu görülmektedir.
7. LA-SF-ICP-MS U-Pb yaşlandırması yapılan gerek Göksun ofiyolitine gerekse Esence granitoyidine ait örneklerde alt kesişim yaşlarının elde edilmesi, zirkonların kristal kafes yapısından Pb kaybı nedeniyle jeolojik olarak önemli bir olayı işaret etmektedir. Elde edilen alt kesişim yaşları zirkondan Pb kaybının başlangıç zamanlamasını değil, aksine Pb kaybının sona erdiği zamanlamayı işaret etmektedir.
8. Güney Neotetis okyanusunun Geç Kretase'den itibaren kapanmaya başlaması ile Toros aktif kıta kenarının (Malatya-Keban platformu) güneye doğru tektonik olarak bölgedeki ofiyolitleri üzerlediği bilinmektedir. LA-

SF-ICP-MS U-Pb yaşlandırması yapılan magmatik kayalardaki zirkonlarda gözlenen Pb kaybının sözü edilen tektonik hareketler ilgili olduğu söylenebilir.

7. KAYNAKLAR

Aktaş, G., Robertson, A.H.F. 1984. The Maden Complex, SE Turkey: evolution of a Neotethyan continental margin. In:, Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (eds). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17, 375-402.

Alabaster, T., Pearce, J., and Malpas, J., 1982. Volcanic stratigraphy and petrogenesis of the oman ophiolitic complex: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 81, p. 198-183.

Al-Riyami, K. & Robertson, A.H.F., 2002. Mesozoic sedimantery and Magmatic evolution of the Arabian continental magrin, northern syria: evidence from the Baer-Bassit Melange. Geological Magazine 139, 395-420.

Al-Riyami, K., Robertson, A.H.F., & Danelian, T., 2002. Radiolarian biochronology of Mesozoic deep-water successions in NW Syria and Cyprus: implications for South-Tethyan evolution. Terra Noova 14, 271-280.

Bağcı, U., Parlak, O. and Höck, V., 2008. Geochemistry and tectonic environment of diverse magma generations forming the crustal units of the Kızıldağ (Hatay) ophiolite southern Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 17, 43–71.

Bağcı, U., Parlak, O., and Höck, V., 2005. Whole-Rock Mineral Chemistry of Cumulates from the Kızıldağ (Hatay) Ophiolite (Turkey): Clues for Multiple Magma Generation During Crustal Accretion in the Southern Neotethyan Ocean. Mineralogical Magazine, 69(1): 53-76.

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.

Bebien, J., Shallo, M., Manika, K. & Gega, D., 1998. The Shebenik Massif (Albania): a link between MOR-and SSZ –type ophiolities? Ofioliti, 23, 7-15.

Bortolotti, V., Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G. & Saccani, E., 2002. Interaction between mid-ocean ridge and subducion magmatism in Albanian ophiolities. Journal of Geology, 110561-576.

Casey, J. F. & Dewey, J. F. 1984. Initiation of subduction zones along transform and accereting plate boundaries, triple-junction evolution, and forearc spreading centers-implications for ophiolitic geology and obduction. In: Gass, I.G., Lıppard S. J. & Shelton, A. W. (eds) Ophiolities and Oceanic Lithosphere. Geological Society, London, Special Publications, 13, 269-290.

Cherniak, D.J., 1993. Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. Chem. Geol., 110: 177-194.

Cherniak, D. J. and Watson, E. B., 2001. Pb Diffusion in zircon. Chem.Geol. 172, 5–24.

Coleman, R. G., 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges: Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 1212-1222.

Coleman, R. G., 1977. Ophiolities: Ancient Oceanic Lithosphere. Springer, Berlin.

Collins, A. and Robertson, A.H.F., 1998. Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. Journal of Geological Society 155, 759–772.

Çelik Ö. F., Marzoli, A., Marschik, R., Chiaradia, M., Neubauer, F. & Öz, I., 2011. Early-Middle Jurassic itra-oceanic subduction in the İzmir-Ankara-Erzincan Ocean, Northern Turkey. Tectonophysics, 509 (1-2), 120-134.

Çoğulu, E., Delaloye, M., Vuagnat, M., and Wagner, J.J., 1976. Some geochemical, geochronological and petrophysical data on the ophiolitic massif from Kızıl Dagh, Hatay. C.R. Soc. Phys. Hist. Nat., Geneve, 10, 141-150.

Delaloye, M., Souza, H. de, Wagner, J.-J., and Hedley, I., 1980. Isotopic ages on ophiolites from the eastern Mediterranean. In: Ophiolites, Proc. Int. Ophiol. Symposium, 292-295.

Dewey, J.F. and Bird, J.M., 1970, Mountain belts and the new global tectonics: J. Geophysical Research (75) p. 2625-2647.

Dilek, Y., & Flower, M. F. J., 2003. Arc-trench rollback and forearc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. In: Dilek, Y. & Robinson, P. T. (eds). Ophiolites in Earth History. Geological Society, London, Special Publications, 218, 43–68.

Dilek Y., Furnes, H. and Shallo, M., 2008. Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSz evolution of a marginal basin oceanic crust. Lithos 100, 174-209. Doi: 10. 1016/J. Lithos, 2007.06.026.

Dilek Y., Thy, P., Hacker, B., and Grundvig, S., 1999. Structure and Petrology of Tauride Ophiolites and Mafic Dike Intrusions (Turkey): Implications for the Neotethyan Ocean. GSA Bulletin, 111(8): 1192-1216.

Dilek ve ark., 2005 Dilek, Y., Shallo, M., Furnes, H., 2005. Rift-drift, seafloor spreading, and subduction tectonics of Albanian ophiolites. International Geology Review 47, 147–176. doi:10.2747/0020-6814.47.2.147.

Dilek, Y., Thy, P., 2009. Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) ophiolite: model for multi-stage early arc–forearc magmatism in Tethyan subduction factories. Lithos 113, 68–87 (this issue).

Dilek, Y., and Furnes, H., 2009. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. Lithos, 113: 1–20.

Dilek, Y. and Thy, P., 2006. Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara melange, central Turkey. Island Arc v. 15,1, 44–57

Dunkl, I., Mikes, T., Simon, K., and von Eynatten, H., 2008, Brief introduction to the Windows program Pepita: data visualization, and reduction, outlier rejection, calculation of trace element ratios and concentrations from LA-ICP-MS data, *in* Sylvester, P. ed., Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues, Quebec City, Canada: Mineralogical Association of Canada, p. 334-340.

Flower, M.F.J., 2003. Ophiolites, historical contingency, and the Wilson Cycle. In: Dilek, Y., Newcomb, S. (Eds.), Geological Society of America—Spec. Publ. Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought vol. 373, pp. 111–136.

Floyd, P.A., Göncüoğlu, M.C., Winchester, J.A. and Yalınız, M.K., 2000. Geochemical Character and Tectonic Environment of Neotethyan Ophiolitic Fragments and Metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. Special Publications, vol. 173. Geological Society, London, pp. 183–202.

Frei, D., and Gerdes, A., 2009, Precise and accurate in situ U-Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS, Chemical Geology, v. 261 (3-4), p. 261-270.

Gass, I. G., 1968. Is the Troodos masif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? Nature, 221, 926-930.

Genç, Ş. C., Yiğitbaş, E. ve Yılmaz, Y., 1993. Berit Metaofiyolitinin Jeolojisi. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, 37-52.

Geyh, M.A. and Schleıcher, H., 1990. Absolute Age Determination. 503 pp., Heidelberg, Springer.

Güçtekin, A., Köprübaşı, N., Aldanmaz, E., 2004. Karabiga (Çanakkale) granitoyidinin jeokimyası. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 29: 29-38.

Harris, N. B. W., Pearce, J. A., and Tindle, A. G., 1986. Geochemical Characteristics of Collision-Zone Magmatism, Coward M.P, Ries A.C (eds.). Collision Tectonics Geological Society of London Special Publication, 19:67-81.

Hawkins, J. W., Bloomer, S.H., Evans, C.A and Melchior, J.T.,1984. Evolution of intra-oceanic arc-trench systems, Tectonophysics, 102, 174-205.

Hebert, R. and Laurent, R., 1990. Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: New constraints for genesis of arc-related ophiolites. In: Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A., Xenophontos, C., (Eds.), Proceedins of Troodos Ophiolite Symposium, Geological Survey, Cyprus. pp. 149-163.

Hoeck, V., Koller, F., Meisel, T., Onuzl, K. & Kneringer, E., 2002. The Jurassic South Albanian ophiolites: MOR-vs. SSZ-type ophiolites, Lithos, 65, 143-164.

Irvine T. N., and Baragar, W. R. A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Can, J. Earth Sci., 8:523-48.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., and Belousova, E.A., 2004, The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology, Chemical Geology, v. 211, p. 47-69.

Jenner, G. A., Dunning, G. R., Malpas, J., Brown, M., and Brace, T., 1991. Bay of Islands and Little Port Complexes, Revisited: Age, Geochemical and Isotopic Evidence Confirm Suprasubduction Zon Origin. Canadian Journal of Earth Sciences, 28: 1635-1652.

Juteau, T., 1980. Ophiolites of Turkey. Ofioliti, 2: 199-205.

Karaoğlan F., Parlak, O., Klötzli, U., Thöni, M., Koller, F., 2012. U-Pb and Sm-Nd Geochronology of the Ophiolites from the SE Turkey: Implications fort he Neotethyan Evolution. Geodinamica Acta, vol. 25, pp. 146-161.

Karaoğlan, F., 2012. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağındaki Ofiyolitik ve Granitik Kayaçların Jeokronolojisi. Doktora Tezi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.

Karaoğlan, F., Parlak, O., Hejl, E., Neubauer, F., Klötzli, U., 2016. The temporal evolution of the active magrin along the Southeast Anatolian Orogenic Belt (SE Turkey): Evidence from U-Pb, Ar-Ar and fission track chronology. Gondwana Research, vol. 33, pp. 190-208.

Karaoğlan, F., Parlak, O., Klötzli, U., Koller, F., Rızaoğlu, T., 2013 (b). Age and duration of intra-oceanic arc volcanism built an a suprasubduction zone type oceanic crust in southern Neotethys, SE Anatolia, Geoscience Frontiers, vol. 4, pp. 399-408.

Karaoğlan, F., Parlak, O., Klötzli, U., Thöni, M., Koller, F., 2013 (a). U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Kızıldağ (Hatay, Turkey) ophiolite: implications fort he timing and duration of suprasubduction zone type oceanic crust formation in the southern Neotethys, Geological Magazine, 150 (2): 283-299.

Karaoğlan, F., Parlak, O., Klötzli, U., Thöni, M., Koller, F., 2012. U-Pb and Sm-Nd Geochronology of the Ophiolites from the SE Turkey: Implications for the Neotethyan Evolution, Geodinamica Acta, vol. 25, pp. 146-161.

Kuşçu, I., Gencalıoğlu-Kuşçu, G., Tosdal, R. M., Ulrich, T. D., and Freidman, R., 2010. Magmatism in the southeastern Anatolian orogenic belt: transition from arc to post-collisional setting in an evolving orogen. In: Sosson, M., Kaymakcı, N., Stephenson, R. A., Bergerat, F. & Starostenko, V. (eds) Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geological Society, London, Special Publications, 340, 437–460.

Koglin, N., 2008. Geochemistry, Petrogenesis and Tectonic setting of ophiolites and Mafic-Ultramafic Complexes in the Northeastern Aegean Region: New Trace-element Isotopic and Age Constraints, PHD Thesis.

Koglin, N., Kostopoulos, D., Reichmann, T., 2009. Geochemistry, Petrogenesis and Tectonic setting of the Samotbraki Mafic suite, NE Greece: Trace-element, isotopic and zircon age constraints. Tectonophysics, 473, 53-68. Doi: 10.1016/J. tecto. 2008. 10. 028.

Konstantinou A., Wırth, K. R., Vervoort, J., 2007. U-Pb Isotopic Dating of Troodos Plagiogranite, Cyprus By LA-ICP-MS. In 2007 GSA Denver Annual Meeting (28-31 October 2007) Paper No. 143-16.

Leich, E. C., 1984. Island arc elements and arc-related ophiolites, Tectonophysics 106, 177–203.

Liati, A., Gebauer, D. and Fanning, C.M., 2004. The age of ophiolitic rocks of the Hellenides (Vourinos, Pindos, Crete): first U-Pb ion microprobe (SHRIMP) zircon ages. Chemical Geology 207: 171-188.

Lytwyn, J.N. and Casey, J.F., 1993. The geochemistry and petrogenesis of volcanics and sheeted dikes from the Hatay (Kızıldağ) ophiolite, southern Turkey: possible formation with the Troodos ophiolite, Cyprus, along forearc spreading centers. Tectonophysics 232, 237–272.

Meschede, M. A., 1986. Method of Discriminating between Different Types of Mid Ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiites with The Nb-Zr-Y Diagram. Chemical Geology, 56: 207-218.

Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and Magmatic Rocks: An Introduction to Igneous Petrology. London, New York: Longman.

Moores E. M. and Vine, F. J., 1971. Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evoluation and implications: Royal Society of London Philosophical Transactions series A, v. 208, 443-466.

Moores, E. M., 1970. Ultramafics and orogeny, with models for the U.S. Cordillera and the Tethys: Nature, v. 228, p. 837-843.

Mukassa, S.B., & Ludden, J.N., 1987. Uranium-lead ages of plagiogranites from the Troodos ophiolite, Cyprus and their tectonic significance. Geology, 825-828.

Müller, D., Rock, N. M. S., Groves, D. I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. Mineral Petrol 46:259–289.

Nurlu, N., Parlak, O., Robertson, A.H.F., Quadt, A.V., 2016. Implications of Late Cretaceous U–Pb zircon ages of granitic intrusions cutting ophiolitic and volcanogenic rocks for the assembly of the Tauride allochthon in SE Anatolia (Helete area, Kahramanmaraş Region, SE Turkey). Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch) 105:283-314 pp. DOI 10.1007/s00531-015-1211-1.

O'Connor, J. T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. US Geological Survey, Professional Papers 525-B, 79-84.

Özgül, N., 1981. Torosların Bazı Temel Jeoloji Özellikleri. Türk. Jeol. Kurumu

Paces, J.B., and Miller, J.D., 1993, Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights into physical, petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system, Journal of Geophysical Research, v. 98, p. 13997-14013.

Parlak, O., 1996. Geochemistry and Geochronology of the Mersin Ophiolite within the Eastern Mediterranean Tectonic Frame (Southern Turkey). Doktora Tezi, Universite De Geneve, Terre & Environnement 6.

Parlak, O., Delaloye, M., and Bingöl, E., 1996. Mineral Chemistry of Ultramafic and Mafic Cumulates as an Indicator of the Arc-Related Origin of the Mersin Ophiolite (Southern Turkey),.Geol. Rundsch, 85(4): 647-661.

Parlak, O., Höck, V., Delaloye, M., 2000. Suprasubduction Zone Origin of the Pozantı-Karsantı Ophiolite (Southern Turkey) Deduced from Whole Rock and Mineral Chemistry of The Gabbroic Cumulates. In: Bozkurt, E., Winchester, J. A., Piper, J. D. A (eds.), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geol. Soc. London, Special Publication, 173: 219-234.

Parlak, O., Höck, V. and Delaloye, M., 2002. The suprasubduction zone Pozantı-Karsantı ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates. Lithos 65, 205-224.

Parlak, O., Karaoğlan, F., Rızaoğlu, T., Nurlu, N., Bağcı, U., Höck, V., Önal, A., Kürüm, S., Topak, Y., 2013. Petrology of the İspendere ophiolite from the Southeast Anatolia: implications for the Late Mesozoic evolution of the southern Neotethyan ocean. In: Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., (eds) Geological development of Anatolia and the easternmost Mediterranean refion. Geology Society, London, Special Publication 372:219-249.

Parlak, O., 2006. Geodynamic significance of granitoid magmatism in the southeast Anatolian orogen: geochemical and geochronogical evidence from Göksun-Afşin (Kahramanmaraş, Turkey) region, International Journal of Earth Sciences, 95:609-627.

Parlak, O., Höck, V., Kozlu, H. and Delaloye, M., 2004. Oceanic Crust Generation in an Island Arc Tectonic Setting, SE Anatolian Orogenic Belt (Turkey). Gelogical Magazine, 141: 583-603.

Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlan, F., Höck, V., 2009. Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey, Tectonophysics, 473: 173-187.

Pearce, J. A., 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams, In: Wyman, D.A. (ed.), Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12: 79-113.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W., and Tindle, A. G., 1984b. Trace Element Discrimination Diagram For The Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. Journ.of Petrol, 25:956-983.

Pearce, J. A., Lippard, S. J., and Roberts, S., 1984a. 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: 77-94.

Pearce, J.A., 2008. Geochemical finger printing of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos 100, 14–48.

Perinçek, D., Kozlu, H., 1984. Stratigraphy and Structural Relations of the Units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir Region (Eastern Taurus), Proceedings of International Symposium, Geology of Taurus Belt, MTA, Ankara-Turkey,181-198.

Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V., İşler, F., 2006. Nature and significance of Late Cretaceous ophiolitic rocks and their relation to the Baskil granitic intrusions of the Elazığ region, SE Turkey, The Geological Society of London, 260: 327-350.

Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V., Koller, F., Hames, E, W., Billor, Z., 2009. Andean- type active magrin formation in the eastern Taurides: Geochemical and geochronogical evidence from the Baskil granitoid (Elazığ, SE TURKEY), Tectonophysics, 473: 188-207.

Rızaoğlu, T., Parlak, O., İşler, F., 2005. Esence Granitoyidinin (Göksun-Kahramanmaraş) Jeokimyası, GD Türkiye, Earth Sciences (Yer Bilimleri), 26(1): 1-13.

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., Shallo, M., 2000. Mesozoic–Tertiary evolution of Albania in its regional Eastern-Mediterranean context. Tectonophysics 316, 197–254.

Robertson, A. H. F., Parlak, O., Rızaoğlu, T., Ünlügenç, U. C., İnan, N., Taşlı, K., Ustaömer, T., 2007. Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazığ region, SE Turkey), Geological Society, London, 272: 231-270.

Robertson, A. H. F., Parlak, O., Ustaömer, T., 2012. Overview of the Paleozoic-Neogene evolution of Neotethys in the Eastern Mediterranean region (Southern Turkey, Cyprus, Syria). Petroleum Geoscience, 18:381-404.

Robertson, A. H. F., Parlak, O., Ustaömer, T., 2013. Late Palaeozoic–Early Cenozoic tectonic development of Southern Turkey and the easternmost Mediterranean region: evidence from the inter-relations of continental and oceanic units. Geological Society, London, Special Publications, 372, 9–48.

Robertson, A. H. F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U. C., Taşlı, K., İnan, N., 2006. The Berit Transect of the Tauride Thrust Belt, S. Turkey: Late Cretaceous-Early Cenozoic Accretionary/Collisional Processes Related to Closure of the Southern Neotethys. Journal of Asian Earth Sciences, 27: 108-145.

Saccani, E., Photiades, A., 2004. Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a forearc setting. Lithos 73, 229–253.

Saccani, E., Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F., 2004. Petrogenesis and tectonomagmatic significance of the Albanide–Hellenide ophiolites. Ofioliti 29, 77–95

Sarıfakıoğlu, E., Dilek, Y.& Uysal, İ., 2012. The Petrogenesis and Geodynamic Significance of Bahçe (Osmaniye) Ophiolite. 5th Geochemistry Symposium astracts pp. 112-112, 23-25 May, Denizli.

Shand, S. J., 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley & Sons.

Slama, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., et al., 2008, Plešovice zircon-a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis, Chemical Geology, v. 249, p. 1-35.

Stern, R.J., Bloomer, S.H., 1992. Subduction zone infancy; examples from the Eocene Izu–Bonin–Mariana and Jurassic California arcs. Geol. Soc. Am. Bull. 104, 1621–1636.

Sun, S. S., and Mcdonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A. D., Norry M. J (eds.), Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society Special Publications, London, 42: 313-347.

Şimşek, E., 2017. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan farklı magmatik kayaların U-Pb yöntemi ile yaşlandırılması. Yüksek Lisans Tezi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.

Tarhan, N., 1984. Göksun-Afşin Dolayının Jeolojisi. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, Ocak: 3-9.

Tarhan, N., 1986. Doğu Toros'larda Neo-Tetis'in Kpanımına İlişkin Granitoyid Magmaların Evrimi ve Kökeni. MTA. Dergisi, 107: 95-111.

Teipel, U., Eichhorn, R., Loth, G., Rohemüller, J., Holl, R. & Keneddy, A., 2004. U-Pb SHRIMP and Nd isotope data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): Implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism. International Journal of Earth Sciences 93, 782-801.

Tilton, G.R., Hopson, C.A., Wright, J.E., 1981. Uranium–lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman, with applications to Tethyan ocean ridge tectonics. Journal of Geophysical Research 86, 2763–2775

Topuz, G., Okay, A.I., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Zack, T., Satır, M., and Şen, C., 2011, Post-collisional adakite-like magmatism in the Ağvanis Massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey): Lithos, v. 125, p. 131–150.

Tremblay, A., Meshi, A. & Bédard, J.H. 2009. Oceanic core complexes and ancient oceanic lithosphere – insights from Iapetan and Tehyan ophiolites (Canada and Albania). Tectonophysics 473, 36-52.

Van Hinsbergen, D. J. J., et al. (2016), Tectonic evolution and paleogeography of the Kırşehir Block and the Central Anatolian Ophiolites, Tectonics, 35, 983–1014, doi:10.1002/2015TC004018.

Werner, A.G., 1783 in Romé de l'Isle - Cristallographie, 2nd ed., Paris, 2, 229.

Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology 95, 407–419.

Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, et al., 1995, Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses, Geostandards Newsletter, v. 19, p. 1-23.

Winchester, J. A., and Floyd, P. A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products Using Immobile Elements. Chemical Geology, 20: 325-43.

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 and Planetary Science Letters, 50(1): 11-30.

Yalınız, K. M., Floyd, P., and Göncüoğlu, M. C., 1996. Supra-subduction Zone Ophiolites of Central Anatolia: Geochemical Evidence from the Sarıkaraman Ophiolite, Aksaray, Turkey. Mineralogical Magazine, 60: 697-710.

Yazgan, E. and Chessex, R., 1991. Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya. Turk Assoc Petrol Geol 3:1–42.

Yıldırım, N., 2017. Koçali karmaşığını (Adıyaman) oluşturan okyanusal birimlerin petrolojik özellikleri ve tektonik önemi. Doktora Tezi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.

Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian Orogen. Geological Society of America Bulletin 105, 251-71.

Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., and Genç, Ş. C., 1993. Ophiolitic and Metamorphic Assemblages of Southeast Anatolia and their Significance in The Geological Evolution of the Orogenic Belt. Tectonics, 12:1280-1297.

Yiğitbaş, E., Yılmaz, Y., 1996. New evidence and solution to the Maden complex controversy of the Southeast Anatolian orogenic belt (Turkey). Geol. Rundsch, 85:250-263.

ÖZGEÇMİŞ

26/11/1988 yılında Adana' da doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini Adana' da tamamladı. 2006 yılında Kahramanmaraş Sütçü İmam Üniversitesi Kahramanmaraş MYO İnşaat Bölümünü Kahramanmaraş MYO birincisi olarak bitirdi. 2009 yılında Gümüşhane Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünü kazandı. 2009 yılı bahar döneminde Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümüne yatay geçişle geldi ve 2013 yılında Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesini Fakülte ikincisi olarak tamamladı. 2014 yılında Çukurova Üniveristesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineroloji-Petrografi Anabilim Dalında yüksek lisans öğrenimine başladı ve 113Y412 no'lu ''Toros Kuşağı Ofiyolitleri ile Ofiyolit Tabanı Metamorfiklerin Zamansal ve Mekansal İlişkilerinin U-Pb SIMS ve $^{40}Ar/^{39}Ar$ Yöntemi ile Araştırılması'' başlıklı TÜBİTAK projesinde bursiyer olarak 3 (üç) yıl çalıştı.