ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DOKTORA TEZİ

Nail YILDIRIM

KOÇALİ KARMAŞIĞINI (ADIYAMAN) OLUŞTURAN OKYANUSAL BİRİMLERİN PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ VE TEKTONİK ÖNEMİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ADANA-2017

ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KOÇALİ KARMAŞIĞINI (ADIYAMAN) OLUŞTURAN OKYANUSAL BİRİMLERİN PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ VE TEKTONİK ÖNEMİ

Nail YILDIRIM

DOKTORA TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu Tez / /2017 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri Tarafından Oybirliği/Oyçokluğu ile Kabul Edilmiştir.

……	……...	……..
Prof. Dr. Osman PARLAK	Prof. Dr. Mesut ANIL	Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ
DANIŞMAN	ÜYE	ÜYE

……	……
Doç.Dr. Utku BAĞCI	Yrd. Doç. Dr. Tamer RIZAOĞLU
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: MMF2011D11

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

DOKTORA TEZİ

KOÇALİ KARMAŞIĞINI (ADIYAMAN) OLUŞTURAN OKYANUSAL BİRİMLERİN PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ VE TEKTONİK ÖNEMİ

Nail YILDIRIM

ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Danışman : Prof. Dr. Osman PARLAK
Yıl: 2017, Sayfa: 336
Jüri : Prof. Dr. Osman PARLAK
: Prof. Dr. Mesut ANIL
: Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ
: Doç.Dr. Utku BAĞCI
: Yrd. Doç. Dr. Tamer RIZAOĞLU

Güney Neotetis'i meydana getiren kıtasal riftleşme ve yitimin kanıtlarına Koçali Karmaşığı içinde rastlanır. Bu karmaşık, aralarında lavlar, volkanoklastik sedimanlar, pelajik karbonatlar, radyolaritler ve manganlı çökeller ile ofiyolitik birimlerin olduğu kıvrımlı, tektonik-dilimli bir istiftir. Koçali volkanik-tortul seriye ait ara tabakalı şerit çörtlerde Geç Triyas – Geç Jura yaş aralığında radyolaritler bulunur. Orta?-Geç Triyas yaşlı istifin alt kesiminde (Tarasa formasyonu) zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltı (E-MORB) egemendir. Üzerindeki Geç Triyas – Orta Jura aralığı (Konak formasyonu) okyanus adası bazaltı (OIB) ve E-MORB ardalanmalarıyla temsil edilir. Yapısal konum dikkate alındığında bazaltlar, kıta-okyanus geçiş kuşağının dıştaki kısmı içinde püskürmüştür. Kıtasal riftleşme olasılıkla Geç Triyas (Karniyen-Noriyen) sırasında gerçekleşmiştir. Erken-Orta Jura yaşlı lavlar ile volkanoklastik sedimanlar muhtemelen kıtasal riftleşme sonrasındaki volkanizmayı işaret eder. Ek olarak, Karadut Karmaşığı Arap önülkesinin hemen üzerinde göreceli olarak düşük bir yapısal konumda yer almış kesikli bir oluşumdur. Kıtasal riftleşme sonrasında daha kuzeyde, Bitlis-Pütürge mikro levhacığı ile Arap platformu arasında gelişen Güney Neotetis içinde MORB ve ofiyolitik kayaçlar oluşmuştur. Geç Kretase dalma-batma zonu (SSZ) okyanusal litosferinin bir kalıntısı olan bu ofiyolitler Koçali ofiyoliti olarak tanımlanmıştır. Güney Neotetis içerisinde gelişmiş olan Koçali ofiyoliti Doğu Akdeniz bölgesindeki Kızıldağ (Türkiye), Troodos (Kıbrıs), Baer-Bassit (Suriye) ve Semail (Oman) ofiyolitlerini kapsayan peri-Arabian ofiyolit kuşağının bir parçasıdır. Koçali ofiyolitinin iç yapısı, petrolojisi ve jeokimyası ada-yayı toleyitinden (IAT)

boninitik bileşime ve geç evre (gabro dayk) IAT bileşimine doğru bir magmatik ilerleme göstermektedir. Eş yaşlı Kızıldağ, Troodos ve Baer-Bassit ofiyolitlerindeki benzer yapısal özellik ve jeokimyasal eğilim, bu çok aşamalı SSZ magmatizmasının Tetis ofiyolitlerinin çoğunda yaygın olduğunu göstermektedir. Koçali ofiyoliti kabuksal birimlerinin jeokimyası, Tetis dalımı içindeki SSZ magmatizmasının çok aşamalı bir evrimini yansıtmakta ve bu çok aşamalı magmatizmanın Geç Kretase sırasında Güney Neotetis okyanusundaki bir yay-önü tektonik ortamında eş zamanlı olarak aktif olduğunu ortaya koymuştur. Bu Tetis dalımı, Eosen-Oligosen Izu-Bonin-Mariana sistemindeki erken yay volkanizmasıyla benzeşmektedir. Koçali Karmaşığı'nın Arap platformunun üzerine olan tektonik yerleşimi de en erken Maastrihtiyen devrinde vuku bulmuştur. Bölgesel yorum, Doğu Akdeniz bölgesi ve farklı alanlarda izlenebilen Triyas dönemindeki kıtasal riftleşme örnekleri ile dalma-batma zonu (SSZ) okyanusal litosfer kalınıtılarının karşılaştırılmasıyla yapılmaya çalışılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Güney Neotetis, Koçali Karmaşığı (GD Türkiye), Ofiyolit, OIB, EMORB, IAT, Boninit, Geç Triyas-Geç Kretase.

ABSTRACT

PhD THESIS

TECTONİC SİGNİFİCANCE AND PETROLOGİCAL FEATURES OF OCEANİC UNİTS COMPOSİNG KOÇALİ COMPLEX (ADIYAMAN)

Nail YILDIRIM

ÇUKUROVA UNIVERSITY
INSTITUTE OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES
DEPARTMENT OF GEOLOGY

Supervisor : Prof. Dr. Osman PARLAK
Yıl: 2017, Sayfa: 336
Jury : Prof. Dr. Osman PARLAK
: Prof. Dr. Mesut ANIL
: Assoc. Prof. Dr. Mustafa AKYILDIZ
: Assoc. Prof. Dr. Utku BAĞCI
: Ass. Prof. Dr. Tamer RIZAOĞLU

Evidence of continental rifting and subduction to form the S Neotethys is found within the Koçali Complex. This complex is a folded, thrust-imbricated succession that includes lavas, volcaniclastic sediments, pelagic carbonates, radiolarites and manganiferous deposits with ophiolitic units. Interbedded ribbon cherts of Koçali volcanic-sedimentary series contain radiolarians of Late Triassic to Late Jurassic age. The lower part of the succession of Mid?-Late Triassic age (Tarasa Formation) is dominated by enriched mid-ocean ridge basalt (E-MORB). The overlying Late Triassic to Mid-Jurassic interval (Konak Formation) is characterised by intercalations of ocean island basalt and E-MORB. Considering the structural position, the basalts erupted within the outer part of a continent–ocean transition zone. Continental rifting probably occurred during the Late Triassic (Carnian–Norian). Early to Mid-Jurassic lavas and volcaniclastic sediments indicates volcanism probably after continental rifting. In addition, the Karadut Complex is a broken formation that is located at a relatively low structural position just above the Arabian foreland. After continental rifting, MORB and ophiolitic rocks formed within the S Neotethys further to north which developed between Bitlis-Pütürge microplatelet and Arabian platform. These ophiolites, are a remnant of Late Cretaceous subduction zone (SSZ) oceanic lithosphere, defined as Koçali ophiolite. The Koçali Ophiolite developed within S Neotethis, is a part of Peri-Arabian ophiolite belt which contains, Kızıldağ (Turkey), Troodos (Cyprus), Baer-Bassit (Syria) and Semail (Oman) ophiolites situated in the east Mediterranean region. The internal structure, petrology and geochemistry of Koçali

Complex makes a magmatic progress from island arc tholeiites (IAT) to boninitic composition and late phase (gabro dyke) IAT composition. Smilar structural feature and geochemical trend of coeval Kızıldağ, Trodos and Baer-Bassit ophiolites indicates that this multi-staged SSZ magmatism is common in most of the Tethys ophiolites. Geochemistry of crustal units of Koçali ophiolite reflects a multi-staged evolution of SSZ magmatism in the Tethys subduction and exhibits the activeness of this multi-staged magmatism within a fore-arc tectonic setting in S Neotethys ocean during Late Cretaceous simultaneously. This Tethys subduction is accord with the early arc volcanism in the Eocene-Oligocene Izu-Bonin Mariana system. Tectonic emplacement of Koçali ophiolite onto the Arabian platform took place by earliest Maastrichtian time. Regional interpretation is try to made by comparing the continental rifting examples of Triassic time which monitored in the eastern Mediterranean region and elsewhere, with subra-subduction zone (SSZ) oceanic lithosphere residuals.

Key Words: South Neotethys, Koçali Complex (SE Turkey), Ophiolite, OIB, EMORB, IAT, Boninit, Late Triassic-Late Cretaceous.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Güneydoğu Anadolu bölgesinde ki, Adıyaman iline bağlı Gölbaşı-Tut-Besni-Çelikhan-Sincik ilçeleri arasında yer alan ve doktora tezi olarak hazırlanan bu çalışmanın amacı; Koçali Karmaşığı olarak adlandırılan tektono-stratigrafik/magmatik birimi formasyon mertebesinde alt litolojilerine ayırmak; arazide gözlenen farklı tektonomagmatik ve sedimanter birimlerden örnekler alarak polarizan mikroskop altında petrografik ve mineralojik tanımlamalarını yapmak; Koçali ofiyoliti ve volkanik-tortul seriden seçilen uygun örnekler üzerinde tüm kaya ve mineral kimyası analizleri yaparak oluştukları jeodinamik ortamı belirlemek; volkanik-tortul seriden seçilen radyolarya örneklerini yaşlandırarak riftleşmenin gelişimi hakkında bilgi sahibi olmak; Koçali ofiyolitini oluşturan okyanusal kabuğun oluşum (kristallenme) zamanının belirlenmesi için jeokronolojik yaşlandırma yapmak; arazi gözlemleri ve jeokimyasal veriler ışığında Koçali Karmaşığı'nın Geç Triyas-Geç Kretase'deki jeolojik evrimini açıklayıcı model geliştirmek ve bölgesel ölçekte korelasyonunu yaparak benzerlik ve farklılıklarını ortaya koymaktır.

Tez çalışması kapsamında, Koçali ofiyolitine ait ast birimler ayrı ayrı haritalanmış, tektonitlerde izlenen ve üst manto koşullarını yansıtan deformasyon yapıları belirlenmeye çalışılmış ve magma odası koşullarını yansıtan yapılar ayrıntılı olarak irdelenmiştir. SIMS zirkon U-Pb analizleriyle radyometrik yaş tayini için Koçali ofiyolitine ait kümülat gabro kayaçlarından örneklemeler yapılmıştır. Ayrıca Koçali volkanik-tortul biriminden detaylı ölçülü kesitleri alınmış ve pelajik sedimanlardan nanoplankton ve radyolarya fosilleri derlenerek ayrıntılı iç yapısı ortaya konulmuştur. Arazi çalışmaları sırasında petrografik determinasyon, jeokimyasal ve jeokronolojik analizlerde kullanmak üzere Koçali Karmaşığı'na ait kayaçlardan toplam 792 adet örnek alımı gerçekleştirilmiştir.

Alp-Himalaya orojenik sisteminin bir parçası olan Doğu Akdeniz içerisindeki Güney Doğu Anadolu Orojenik Kuşağı içerisinde yer alan inceleme

alanında alttan üste doğru başlıca şu jeolojik birimler mevcuttur: Arap önülkesi (Alt otokton seri); Karadut Karmaşığı (Alt allokton seri); Koçali Karmaşığı (Alt allokton seri); Üst Kretase-Orta Miyosen yaşlı tortul istifi (Üst otokton seri); Yığışım ve Nap zonuna ait metamorfik masifler, ofiyolitler ve volkanik-sedimanter birimler (Üst allokton seri)'dir.

Tez çalışmasının ana konusunu oluşturan Koçali Karmaşığı; kökenleri farklı olan, volkanik-tortul bir topluluk (Tarasa-Konak formasyonları) ve diğeri ofiyolitik topluluk (Kale Formasyonu) olmak üzere iki temel birimi kapsamaktadır.

Volkanik-tortul seriye ait Konak ve Tarasa formasyonları göreceli olarak ayırtlanabilmiştir. Bu ayrım; Konak formasyonunun, volkanik kayaçlara kıyasla % 70'den fazla tortul kayaç içermesine karşılık, Tarasa Formasyonunun tortul kayaçlara kıyasla % 70'den fazla volkanik kayaca sahip olması şeklindedir. Tarasa formasyonu; başlıca masif ve yastık debili bazaltik lav akıntılarının ardalanımından oluşur ve bunlara az oranda parçalanmış-kırılmış yastık bazalt breşleri, hyaloklastlar ve volkanoklastik kumtaşları eşlik eder. Tarasa formasyonunu üzerleyen Konak formasyonu başlıca bazalt, volkanoklastik kumtaşı ve volkanoklastik çakıltaşı, gri-pembe pelajik kireçtaşı, silisli kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, radyolaryalı şeyl (çamurtaşı) ve radyolaritten oluşmaktadır. Bu seriye ait mikropaleontolojik kanıtlarda, volkanik Tarasa formasyonu için Anisiyen (?)-Noriyen yaşını ve üzerindeki volkanik-tortul Konak formasyonu için Karniyen-Noriyen'den başlayan ve en azından Bajosiyen'e kadar çıkan bir yaş konağı belirlenmiştir. Stratigrafik verilere göre Tarasa formasyonuna ait volkanikler göreceli olarak hızlı bir biçimde 20 My boyunca (Ladiniyen?-Noriyen) sürekli olarak püskürmüşken, Konak formasyonuna ait lavlar ise daha uzun bir zaman dönemi içinde (40 milyon yıla kadar; Noriyen–Bajosiyen) ara ara püskürdüğü söylenebilir.

Tarasa ve Konak formasyonlarının jeokimyasal verileri bu birimlere ait volkaniklerin zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltları (E-MORB) ve okyanus adası bazaltları (OIB) olmak üzere iki farklı kaynağı işaret eden volkanizmanın

varlığını ortaya koymuştur. Bu veriler aynı zamanda Geç Triyas sırasında Güney Neotetis'in riftleşme sonrası okyanuslaşmasının kanıtını oluşturmaktadır (Karniyen–Noriyen). Dolayısıyla, zenginleşmiş Erken Jura yaşlı OIB'ları da riftleşme sonrası volkanizmayı göstermektedir.

Tez çalışması kapsamında önceden Kale formasyonu olarak ayırtlanan birim, Koçali ofiyoliti olarak adlandırılmış ve bu ofiyolitin bölgesel ölçekte Güney Doğu Anadolu bölgesinde Kenar Kıvrımları Kuşağı boyunca batıdan doğuya yaygın yüzeylemelere sahip olduğu ve farklı isimlemelerle tanımlandığı bilinmektedir. Bu birim KD-GB doğrultulu konuma sahip olup Üst Maastrihtiyen -Alt Miyosen yaşlı Arap platformuna ait çökellerce uyumsuz olarak örtülebildiği gibi genellikle Koçali Karmaşığı'nın volkanik-tortul istifiyle tektonik-dilimli bir yapı da sunmaktadır. Bu tektonik-dilimli yapı Koçali ofiyolitinin hem düzensiz bir yapı sergilemesine hem de bazı bölümlerinin görülmemesine neden olmuştur. Koçali ofiyolitik birimleri; ince bir metamorfik dilim ile temsil edilen ofiyolit tabanı metamorfik kayaçları (metamorphic sole), tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, tekil diyabaz-gabro daykları, plajiyogranitler, levha dayk kompleksi ve talus breşinden oluşmaktadır. Birimlerin birbiriyle olan ilişkilerinin neredeyse tamamına yakını tektonik dilimlenme sunar.

Koçali ofiyolitine ait kümülat kayaçlar, levha daykları ve tekil gabro dayklarının ana, iz ve nadir toprak element içerikleri bu kayaçların, subalkalin karakterli olduklarını ve toleyitik bir eğilim sergilediklerini, ada-yayı toleyitleri ve boninitlere benzediklerini, okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde (supra-subduction zone) oluştuklarını göstermektedir. Koçali ofiyolitine ait mafik kümülatların boninitik bileşimli olduğu buna karşın levha daykları ile tekil (evrimleşmiş gabro) daykların ada-yayı toleyitleri olmak üzere iki farklı tip olduğu belirlenmiştir. Farklı dayk oluşumlarının ve plutonik intrüzyonların kesme ilişkileri, bu intrüzif kayaçların ve volkanik eşleniklerinin jeokimyasal karakteristikleri bir SSZ ortamında genişletilmiş bir yay-önü ortamındaki ofiyolitlerin kademeli bir magmatik evrimini göstermektedir. Koçali ofiyolitik

magmalarının evrimsel eğilimi, IAT'den boninitiğe eğilimleri birçok Tetis ofiyolitinin (Kızıldağ, Troodos, Baer-Bassit, Bets Cove) evrim tarihi içerisinde yaygın gibi görünmektedir ve dalma-batma zonu içerisindeki başlangıç aşamasındaki bir yay magmatizmasının şablonunu yansıtır. IAT'den boninitiğe yaklaşık eş yaşlı, Izu-Bonin-Mariana sistemi içindeki erken yay magmatizması (Eosen-Oligosen) Tetis ofiyolitlerinin SSZ evrimi için en modern analogtur. Ayrıca Koçali ofiyotine ait kümülat kayaçların olivin, plajiyoklas ve piroksen mineral içerikleri de MORB tipi ortamdaki kayaçlardan farklılık sunmaktadırlar ve iyi bilinen yitimle ilişkili ofiyolitler ve ada-yayı ortamları ile deneştirilebilmektedirler.

Koçali ofiyolitinin kümülat gabroları, SIMS zirkon U-Pb yöntemi ile yaşlandırılmış ve 94.1±1.3My yaş verisi elde edilmiştir. Gabrolardan elde edilen zirkon U-Pb yaşları Troodos ve Kızıldağ ofiyolitleri ile örtüşmektedir Güney Neotetis'in; kuzeyde Toros platformu ve güneyde Arap platformu arasında yer alan Bitlis-Pütürge metamorfiklerini oluşturan mikro kıtaların kuzeyinde ve güneyinde yer alan iki farklı okyanustan oluştuğu söylenebilir. Koçali volkanik-tortul seriyle ardalanmış Koçali ofiyolitik kayaçlarının ıraksak, okyanusal bir üst-yitim kuşağı (ÜYK) ortamında meydana gelmiş olduğu düşünülmektedir. Geç Kretase döneminde, güneyde Arap platformu ile kuzeyde Bitlis-Pütürge mikro levhacığı arasındaki Neotetisin güney kolunun kuzeye doğru dalması ile okyanus içi dalma-batma zonunda gelişmiştir. Koçali ofiyoliti, SSZ ortamında genişletilmiş bir protoarc-forearc ortamındaki ofiyolitlerin kademeli bir magmatik evrimini göstermekte ve bu ofiyolit, Geç Kretase SSZ okyanusal litosferinin bir kalıntısı olup, Doğu Akdeniz bölgesindeki Troodos, Bear-Bassit, Kızıldağ ve Semail ofiyolitlerinin içeren peri-Arabian ofiyolit kuşağının bir parçasıdır.

TEŞEKKÜR

Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı'nda yapmış olduğum Doktora Tez çalışmamda, tez süresi boyunca yapıcı öneri ve eleştirileri ile beni yönlendiren ve çalışmanın tamamlanmasında büyük pay sahibi olan danışman hocam Sayın Prof. Dr. Osman PARLAK' a, teşekkürlerimi sunarım. Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığına, Tez İzleme Komitesi üyeleri Prof. Dr. Mesut ANIL'a ve Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ'a katkılarından dolayı teşekkür ederim. Tezin başlangıcından bu güne kadar olan bu süreçte yardımlarını esirgemeyen Sayın Prof. Dr. A.H.F. ROBERTSON'a teşekkürü bir borç bilirim. Bu tez çalışması, benimde görev yaptığım MTA Genel Müdürlüğü Maden Etüt ve Arama Dairesince yürütülen "Kıbrıs Tipi VMS Yataklarının Araştırılması" adlı proje kapsamında yürütülmüştür. Bu çerçevede, görevli olmaktan büyük gurur duyduğum MTA Genel Müdürlüğü'ne ve projede görev alan tüm arkadaşlara içtenlikle teşekkür ederim. Arazi çalışmalarım sırasında yardımlarını esirgemeyen, her türlü desteği sağlayan ve büyük bir özveriyle beraber çalıştığımız MTA Orta Anadolu IV. Bölge Müdürlüğü'nde görevli Jeoloji Yüksek Mühendisi Mahmut EROĞLU'na teşekkürlerimi sunarım. Tezin çeşitli aşamalarında desteklerini gördüğüm MTA Maden Etüt ve Arama Dairesi Başkanı Cahit DÖNMEZ'e, aynı dairede Koordinatörlük görevini yürüten Jeoloji Yüksek Mühendisi Serkan ÖZKÜMÜŞ'e, MTA Orta Anadolu IV. Bölge Müdürlüğü'nde görevli Jeoloji Yüksek Mühendisi Gökhan GÖVERCİN'e ve Jeoloji Mühendisi Yunus SÖNMEZ'e katkılarından dolayı teşekkür ederim. Her an fikir danıştığım ve değerli katkılarını gördüğüm Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı'nda Yrd. Doç. Dr. olarak görev yapan eşim Esra YILDIRIM'a teşekkür ederim. Yardımlarıyla tezimin tamamlanmasında payı olan Ömer Halisdemir Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Maden Yatakları Anabilim Dalı'nda görevli Yrd. Doç. Dr. Semiha İLHAN'a, Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliğinde görevli Dr. Fatih KARAOĞLAN ve Arş.Gör. Burcu GÖREN' e teşekkürlerimi sunarım.

Son olarak bütün eğitim hayatım boyunca maddi manevi desteklerini esirgemeyen annem, babam ve hayatımın anlamı olan oğlum Mustafa Yusuf YILDIRIM'A sonsuz teşekkürlerimi ve şükranlarımı sunarım.

İÇİNDEKİLER **SAYFA**

ÖZ I
ABSTRACT III
GENİŞLETİLMİŞ ÖZET V
TEŞEKKÜR IX
İÇİNDEKİLER X
ÇİZELGELER DİZİNİ XIV
ŞEKİLLER DİZİNİ XVI
1. GİRİŞ 1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR 7
3. MATERYAL VE METOD 27
3.1. Materyal 27
3.2. Metod 27
3.2.1. Arazi Öncesi Büro Çalışmaları 27
3.2.2. Arazi Çalışmaları 27
3.2.3. Laboratuar Çalışmaları 29
3.2.3.1. Kırma-Öğütme 32
3.2.3.2. Kuru Eleme 33
3.2.3.3. Islak Eleme 34
3.2.3.4. Manyetik Ayırıcı 35
3.2.3.5. Ağır Sıvı 36
3.2.3.6. Elle Seçme 37
3.2.3.7. Tutturma, Aşındırma ve Parlatma 38
3.2.3.8. Katodoluminesans (CL) Görüntü Alımı 39
3.2.3.9. U-Pb SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) Yaş Tayini . 40
3.2.4. Değerlendirme ve Tez Yazımı 40
4. ARAŞTIRMA BULGULARI 41
4.1. Bölgesel Jeoloji 41

4.2. Stratigrafi ve Petrografi 47
4.2.1. Alt Otokton Seri 53
4.2.1.1. Sadan Formasyonu 54
4.2.1.2. Çaltepe Formasyonu 55
4.2.1.3. Seydişehir Formasyonu 56
4.2.1.4. Mardin Grubu 57
4.2.1.5. Adıyaman Grubu 58
4.2.2. Alt Allokton Seri 59
4.2.2.1. Karadut Karmaşığı 59
4.2.2.2. Koçali Karmaşığı 63
4.2.2.2.(1). Koçali Volkanikleri (Tarasa Formasyonu) ve Volkanik-Tortul İstifi (Konak Formasyonu): Riftleşmeye Maruz Kalmış Iraksak Kıta Kenarı Volkanikleri ve Derin Deniz Sedimanları 66
4.2.2.2.(2). Koçali Ofiyoliti (Kale Formasyonu) 95
4.2.2.2.(2).(a) Ofiyolit Tabanı Metamorfikleri (Metamorphic Sole) 99
4.2.2.2.(2).(b). Tektonitler 104
4.2.2.2.(2).(c). Ultramafik Kümülatlar 111
4.2.2.2.(2).(d). Mafik Kümülatlar 113
4.2.2.2.(2).(e). İzotrop Gabrolar 118
4.2.2.2.(2).(f). Plajiyogranit 120
4.2.2.2.(2).(g). Levha Dayk Kompleksi 123
4.2.2.2.(2).(h). Tekil Diyabaz-Gabro Daykı ve Rodenjitleşme 133
4.2.2.2.(2).(i). Talus Breşi 139
4.2.3. Üst Otokton Seri 140
4.2.3.1. Terbüzek Formasyonu 141
4.2.3.2. Besni Formasyonu 141

4.2.3.3. Germav Formasyonu 142
4.2.3.4. Belveren Formasyonu 143
4.2.3.5. Midyat Grubu 143
4.2.3.6. Lice Formasyonu 147
4.2.3.7. Şelmo (Adıyaman) Formasyonu 147
4.2.3.8. Gölbaşı Formasyonu 148
4.2.3.9. Yamaç Molozu 150
4.2.3.10. Alüvyon 150
4.2.4. Üst Allokton Seri 153
4.2.4.1. Pütürge Metamorfikleri 153
4.2.4.2. Malatya Metamorfikleri 154
4.2.4.3. Kömürhan Ofiyoliti 155
4.2.4.4. Maden Karmaşığı 157
4.2.4.5. Çüngüş Formasyonu 158
4.3. Jeokimya 160
4.3.1. Koçali Volkanik-Tortul Seri (Volkanikler) 162
4.3.2. Koçali Ofiyolitinin Jeokimyası 175
4.3.2.1. Kümülatlar 175
4.3.2.1.(1). Ultramafik-Mafik Kümülatların Ana-İz Element ve Nadir Toprak Element Jeokimyası 175
4.3.2.1.(2). Ultramafik-Mafik Kümülatların Mineral Kimyası 184
4.3.2.1.(2).(a). Olivin 184
4.3.2.1.(2).(b). Klinopiroksen 187
4.3.2.1.(2).(c). Ortopiroksen 192
4.3.2.1.(2).(d). Amfibol 195
4.3.2.1.(2).(e). Plajiyoklas 197
4.3.2.2. Levha dayk kompleksinin Ana-İz Element ve Nadir Toprak Element Jeokimyası 198
4.3.2.3. Tekil Gabro (Diyabaz) Daykları 207

4.3.2.3.(1). Tekil Gabro (Diyabaz) Daykların Ana-İz Element ve Nadir Toprak Element Jeokimyası 207
4.3.2.3.(2). Tekil Gabro (Diyabaz) Daykların Mineral Kimyası 214
4.3.2.3.(2).(a). Klinopiroksen 215
4.3.2.3.(2).(b). Amfibol 216
4.3.2.3.(2).(c). Plajiyoklas 217
4.4. Jeokronoloji 219
5. TARTIŞMA 223
6. SONUÇLAR 249
KAYNAKLAR 253
ÖZGEÇMİŞ 293
EKLER 294

ÇİZELGELER DİZİNİ **SAYFA**

Çizelge 4.1. Koçali volkanik-tortul serinin volkanikleri ve Koçali ofiyolitinin kümülat gabro, levha dayk karmağışı ve tekil dayklardan (diyabaz-gabro) derlenen numunelerin ana-iz, nadir toprak element ve mineral kimyası analiz dağılımları. 161

Çizelge 4.2. Koçali ofiyolitinin mafik kümülat kayaç örneklerinde mineral kimyası analizleri yapılan minerallerin örneklere göre dağılımları (*ol:olivin; opx: ortopiroksen; cpx:klinopiroksen; Amf:amfibol; Plag:plajiyoklas; Ab: albit; Kfs: potasyum feldispat; Chr:kromit; Mag:magnetit; Ilm:ilmenit; Chl:klorit; Srp:serpantin; Grs:grossuler; Prh:prehnit; Zeol:zeolit*). 185

Çizelge 4.3. Koçali ofiyolitinin tekil gabro dayk örneklerinde mineral kimyası analizleri yapılan minerallerin örneklere göre dağılımları (*ol:olivin; opx: ortopiroksen; cpx:klinopiroksen; Amf:amfibol; Plag:plajiyoklas; Ab: albit; Chr:kromit; Mag:magnetit; Ilm:ilmenit; Chl:klorit; Srp:serpantin; Sph:sfen*). 185

ŞEKİLLER DİZİNİ **SAYFA**

Şekil 3.1. Jeokronoloji çalışmalarında mineral ayıklama işlemleri (Geyh ve Schleicher,1990'dan değiştirilmiştir; Şimşek, 2017'den). 32

Şekil 3.2. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarında ki çeneli kırıcı (Şimşek, 2017'den). 33

Şekil 3.3. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarında ki kuru eleme için kullanılan elek sallayıcı ve elek setleri (Şimşek, 2017'den)..... 34

Şekil 3.4. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarında ki ıslak eleme için kullanılan Gemini tip sallantılı masa (Şimşek, 2017'den). 35

Şekil 3.5. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarında ki Frantz Magnet manyetik ayırıcı (Şimşek, 2017'den). 36

Şekil 3.6. Ağır sıvı kullanımı ile minerallerin yoğunluklarına göre ayrılması (sol: genel görünüm, sağ: yakından görünüm; Şimşek, 2017'den).... 37

Şekil 3.7. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde zirkon minerallerinin elle seçimini yapmak için kullanılan binoküler mikroskop (Şimşek, 2017'den). 37

Şekil 3.8. Ringlerin platin ile kaplanması (Şimşek, 2017'den). 39

Şekil 4.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Ketin, 1983). 41

Şekil 4.2 Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alan ofiyolitler ve Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının genelleştirilmiş jeoloji haritaları. 44

Şekil 4.3. GD Anadolu Orojenik Kuşağı'nın yapısal modeli (Yılmaz, 1993). .. 46

Şekil 4.4. İnceleme alanının Mesozoyik - Senozoyik tektonostratigrafisinin özeti. Birimlerin kalınlıkları fasiyes değişimleri nedeniyle tahminidir (Robertson ve ark., 2016a'dan). 49

Şekil 4.5. İnceleme alanın sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Perinçek, 1978; Herece, 2008 ve içindeki referanslardan değiştirilmiş). Üç adet temsili enine kesit profilleri harita üzerinde gösterilmiştir. 51
Şekil 4.6. İncelenen bölgenin temsili K-G yönlü enine kesitler (i, ii, iii); yeri için Şekil 4.5'e bakınız. 52
Şekil 4.7. Kuzeydeki sütur zonundan, güneyde Arap platformunun kuzeyine, GD Anadolu'daki Arap plakasının genelleştirilmiş tektono-stratigrafi kesiti (Yılmaz, 1993'den sadeleştirilerek). 54
Şekil 4. 8. Adıyaman Gölbaşı-Tut arası jeoloji haritası (Herece, 2008'den değiştirilerek). 56
Şekil 4.9. Karadut Karmaşığı'na ait arazi fotoğrafları (Robertson ve ark., 2016b'den). 62
Şekil 4.10. Koçali Karmaşığı'nın tip kesit yerlerinin özet jeoloji haritası (Perinçek, 1978; Herece, 2008'den değiştirilmiştir). 64
Şekil 4.11. Koçali (Adıyaman) civarı jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti. 67
Şekil 4.12. Koçali köyünün birkaç kilometre kuzeyinde yer alan Koçali Karmaşığı'nın tip alanının parçasını gösteren arazi görünümü (Dutdere yukarısına batıya doğru bakış). Kahverengi/gri renkli yeknesak biçimli ön bölüm, Orta (?)-Geç Triyas yaşlı Tarasa formasyonundan ibarettir. Tarasa Formasyonu, imbrike ve kıvrımlı Geç Triyas-Kretase yaşlı Konak formasyonunun bir kısmını meydana getiren pelajik tortul kayaçlar (kırmızımsı renkler) tarafından üzerlenir. Eosen yaşlı örtü sedimanları birimi (soluk gri) uyumsuzlukla örtmektedir. 68
Şekil 4.13. (a) Koçali köyünün birkaç kilometre kuzeybatısında yer alan Koçali Karmaşığı'nın tip alanının parçası ve Koçali bindirmesini gösteren arazi görünümü (Bezar dağına batıya doğru bakış). (b,c) Koçali bindirmesiyle makaslanmış serpantinit dilimi (yeşil renkli). 69

Şekil 4.14. Koçali Karmaşığı'nın tip alanı içinde yüzeylenmiş yapısal özelliklerin arazi fotoğrafları. 71
Şekil 4.15. Radyolaritlerin yaşlandırıldığı kesitlerin yerel logları. a ve b, Jura (Bajosiyen ve Erken Pliyensbahiyen) yaşlı radyolarit oluşuklarını gösterirken, c'de Geç Triyas (Erken Noriyen) yaşlı radyolaritlerin örneklenmiş olduğu üç aralık gösterilmektedir (Robertson ve ark., 2016b'den). 73
Şekil 4.16. Radyolaritler ve pelajik kireçtaşlarının incelenmiş olduğu alanları gösteren arazi fotoğrafları. 74
Şekil 4.17. Bajosiyen yaşlı radyolaryanın tanımlandığı Bulam-1 kesitini gösteren lokal enine kesit (Robertson ve ark., 2016b'den; ayrıntılar için Şekil 4.11a, 4.15a, 4.18e'ye bakınız). 77
Şekil 4.18. Koçali Karmaşığı'nın tip alanı içinde iyi yüzeylenmiş serilerin basitleştirilmiş logları. Logların yerleri için Şekil 4.11a'ya bakınız. Eski ve yeni biyostratigrafi verileri belirtilmiştir (Robertson ve ark., 2016b'den)..... 78
Şekil 4.19. Loglanmış istiflerde yüzeylenmiş şerit çörtlerden çıkarılmış radyolaryaların taramalı elektron mikro fotoğrafları (Robertson ve ark., 2016b'den). 80
Şekil 4.20. Tarasa formasyonuna ait arazi görünümleri..... 84
Şekil 4.21. Konak formasyonu ve Karadut Karmaşığı'nın tipik fasiyeslerinin mikrofotoğrafları. 86
Şekil 4.22. Konak formasyonu içindeki manganlı seviyelerden arazi görünümü. 88
Şekil 4.23. Adıyaman bölgesinde Koçali volkanik-tortul seri içerisindeki Kıbrıs Tipi VMS cevherleşmeleri. 90

Şekil 4.24. Kuzeydeki sütur zonundan, güneyde Arap platformunun kuzeyine, GD Anadolu'daki Arap plakasının genelleştirilmiş tektono-stratigrafi enkesiti ve Koçali Karmaşığı içerisindeki VMS cevherleşmeleri (Yılmaz, 1993'den faydalanılarak). 92
Şekil 4.25. Tarasa formasyonunun volkanitlerine ait makroskobik ve polarizan mikroskop görüntüleri. 94
Şekil 4.26. Koçali ofiyolitinin tektonit-kümülat birimleri ile Koçali volkanikleri (Tarasa) ve bu birimleri örten Arap platform çökelleri arasındaki ilişkileri gösteren panoramik arazi fotoğrafları. 97
Şekil 4.27. Koçali Ofiyoliti ve Koçali volkanik-tortul serinin iç yapısını gösteren sütun kesiti. 98
Şekil 4.28. Manto peridotitleri ve tabanındaki metamorfik dilimin ilişkisini gösteren ideal dikme kesit (Spray, 1984; Parlak, 2001; Rızaoğlu 2006'dan). 100
Şekil 4.29. Koçali köyü güneyinde yüzeyleyen Koçali ofiyoliti ve örtü birimlerini gösterir. (a) özet jeoloji haritası (b) jeoloji kesiti. 101
Şekil 4.30. Ofiyolit tabanı metamorfiklerinin (amfibolitler) arazi ve mikroskop görünümleri. 103
Şekil 4.31. Serpantinitlerin arazi ve mikroskop görüntüleri. 106
Şekil 4.32. Harzburjit-serpantinize harzburjitlerin arazi ve mikroskop görüntüleri. 108
Şekil 4.33. Dünit-serpantinize dünit arazi ve mikroskop görüntüleri. 110
Şekil 4.34. Verlitlerin arazi ve mikroskop görüntüleri 112
Şekil 4.35. Mafik kümülatların diğer litolojik birimlerle olan ilişkilerini gösteren arazi görüntüleri. 114
Şekil 4.36. Olivinli gabro ve gabrolara ait mikroskop görüntüleri. 117

Şekil 4.37. Sinekli dağı mevkiinde yüzeyleyen izotrop gabro ve diğer litolojik birimleri gösteren jeolojik kesit (kesit güzergahı için için Şekil 4.29a'ya bakınız). 118
Şekil 4.38. İzotrop gabroların arazi ve mikroskop görüntüleri. 120
Şekil 4.39. Plajiyogranitlerin arazi ve mikroskop görüntüleri. 122
Şekil 4.40. Farklı alanlarda yüzeyleyen levha dayk kompleksine ait arazi görüntüleri. 125
Şekil 4.41. Tut-İncekoz-Gürlevik mevkiinde yüzeyleyen levha dayk kompleksi ve talus breşini kapsayan tip alanın jeoloji haritası ve kesiti (Yıldırım ve Çetiner, 2012). 127
Şekil 4.42. Recepköy-Kışyolu Tepe arasında yüzeyleyen üst allokton seri ile Koçali ofiyoliti-Koçali volkanik-tortul seri ve örtü birimlerini gösterir (a) jeoloji haritası ve (b) jeoloji kesiti. 128
Şekil 4.43. Tut-İncekoz mahallesi-Gürlevik (Akdağ güneydoğusu) mevkiindeki sülfür cevherleşmelerine ait görünümler. 130
Şekil 4.44. Levha dayk kompleksine ait kayaçların mikroskop görüntüleri. 133
Şekil 4.45. Tekil diyabaz-gabro dayklar ve rodenjitleşmeye ait arazi görüntüleri. 135
Şekil 4.46. Tekil diyabaz-gabro daykları ve rodenjitleşmeye ait mikroskop görüntüleri. 138
Şekil 4.47. Talus breşinin arazi görüntüleri. 140
Şekil 4.48. İnceleme alanın kuzeydoğusunda ki ana tektono-stratigrafik ilişkileri gösteren jeolojik harita ve kesitler (Robertson ve ark., 2016a'dan). 146
Şekil 4.49. İnceleme alanının doğusundaki Bahçe köyü yakın çevresinde ana tektono-stratigrafik ilişkileri gösteren jeolojik harita ve kesitler (Perinçek, 1978'in Besni Formasyonunun tip kesit yeri; Robertson ve ark., 2016a'dan). 149
Şekil 4.50. Üst otokton seriye ait arazi fotoğrafları. 151

Şekil 4.51. Üst allokton seriye ait arazi fotoğrafları. 159
Şekil 4.52. Bu çalışma sırasında jeokimyasal olarak analiz edilmiş volkanik kaya örneklerinin lokasyonu. Örnekler, Geç Triyas yaşlı Tarasa formasyonu (çoğunluğu) ile Konak formasyonunun Geç Triyas-Erken Jura aralığından alınmıştır (E-MORB: Zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltı; OIB Okyanus adası bazalt). Kimyasal verilerin analizleri için Ek-1a-c'ye bakınız. 163
Şekil 4.53. Kayaç sınıflandırma diyagramı (Pearce 1996). Örnek yerleri için Şekil 4.52'ye ve analizler için Ek 1a-c'ye bakınız (Varol ve ark., 2011'in önceden yayınlanmış verileri gölgeli ve gölgeli olmayan alanlarla temsil edilmiştir). 164
Şekil 4.54. Tarasa ve Konak formasyonlarına ait toleyitik-alkali bileşimli bazaltların ana element oksitlerinin Zr'a göre değişim diyagramı... 165
Şekil 4.55. Tarasa ve Konak formasyonlarına ait toleyitik-alkali bileşimli bazaltların bazı iz element içeriklerinin Zr içeriğine karşı değişim diyagramı. 167
Şekil 4.56. Bazaltik kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı (Kondrit değerler; Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır)..... 168
Şekil 4.57. Bazaltik kayaçların N-MORB (normal okyanus ortası sırtı bazalt)'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (normalleştirilen değerler Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır). 169
Şekil 4.58. (a) Sm/Yb'ye karşı Ce/Sm, (b) Zr/Nb'ye karşı Ti/Nb diyagramları (normalleştirilen değerler Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır). 170

Şekil 4.59. Bazaltik kayaçlar için Ta/Yb'ye karşı Th/Yb diyagramı (Pearce 1982). Varol ve ark., (2011)'in kimyasal verileri alanlar olarak gösterilmiştir (normalleştirilen değerler Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır). 171
Şekil 4.60. Bazaltik kayaçların ΔNb değerleri ve Zr/y Nb/y değişim diyagramı. 173
Şekil 4.61. Koçali ofiyolitindeki jeokimyasal analizi yapılmış örnek yerlerinin dağılımı. 176
Şekil 4.62. Koçali ofiyolitine ait mafik ve ultramafik kayaçların ana element oksitlerinin MgO'e göre değişim diyagramı. 177
Şekil 4.63. Koçali ofiyolitine ait mafik ve ultramafik kümülatların AFM diyagramı (Beard, 1986). 178
Şekil 4.64. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen mafik ve ultramafik kümülatlara ait kayaçların bazı iz element içeriklerinin MgO içeriğine karşı değişim diyagramı (Analizler için EK-2a'ya bakınız). 180
Şekil 4.65. Koçali ofiyolitindeki mafik kümülatların Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977; Kızıldağ ofiyolitinin boninitik gabrolarına ait veriler Bağcı ver ark., 2008'den). 181
Şekil 4.66. Koçali ofiyolitinde gözlenen mafik kümülatların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı (Analizler için EK-2c'ye bakınız; Kondrit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır; Kızıldağ ofiyolitinin boninitik gabrolarına ait örnek analizleri Bağcı ve ark., 2008'den alınmıştır). 182
Şekil 4.67. Koçali ofiyolitine ait mafik kümülatların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır; Kızıldağ ofiyolitinin boninitik gabrolarına ait örnek analizleri Bağcı ve ark., 2008'den alınmıştır). 183

Şekil 4.68. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki olivinlerin bazı ana element oksitlerinin MgO'e göre değişim diyagramı. 186
Şekil 4.69. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki klinopiroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagramındaki konumları (Burns, 1985). 188
Şekil 4.70. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki klinopiroksenlerin Al^{IV}-Ti değişim diyagramı (Beccaluva ve ark., 1989). 189
Şekil 4.71. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki klinopiroksen minerallerinin Mg# (100*Mg/Mg+Fe)- Cr_2O_3 değişim diyagramı. 190
Şekil 4.72. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki klinopiroksenlerin TiO_2 içeriğine karşı Al_2O_3 içeriğinin değişim diyagramı. 191
Şekil 4.73. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki klinopiroksen minerallerinin Mg# (100*Mg/Mg+Fe)-TiO_2 değişim diyagramı. 192
Şekil 4.74. Koçali ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlardaki ortopiroksenlerin magnezyum numaraları [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] ile bazı ana element oksit içeriklerinin değişim diyagramı. 194
Şekil 4.75. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki ortopiroksen ve olivinlerin magnezyum numaralarının [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] değişim diyagramı. 195
Şekil 4.76. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki amfibollerin sınıflama diyagramı (Leake ve ark, 1997)..... 196

Şekil 4.77. Koçali ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlardaki plajiyoklasların anortit (An) içeriğinin (a) ortopiroksenlerin enstatit içeriğine ve (b) olivinlerin forsterit (Fo) içeriğine karşı değişim diyagramları... 198
Şekil 4.78. Koçali ofiyoliti levha dayklarının Zr/Ti ile Nb/Y oranlarına göre kayaç sınıflandırma diyagramı (Kimyasal analiz için EK-8b'ye bakınız; Pearce, 1996)..... 199
Şekil 4.79. Koçali ofiyoliti levha dayklarının Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977; Kızıldağ ofiyolitinin IAT bileşimli levha dayk örnek analizleri Bağcı ve ark.,2008'den alınmıştır). 200
Şekil 4.80. Koçali ofiyoliti levha dayklarının Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır; Kızıldağ ofiyolitine ait IAT bileşimli levha dayk örnek analizleri Bağcı ve ark., 2008'den alınmıştır)..... 201
Şekil 4.81. Koçali ofiyoliti levha dayklarının N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır; Kızıldağ ofiyolitinin IAT bileşimli levha dayk örnek analizleri Bağcı ve ark.,2008'den alınmıştır)..... 202
Şekil 4.82. Koçali ofiyoliti levha daykların Nb/Th oranının Y içeriğine göre değişim diyagramı (Jenner ve ark. 1991)..... 203
Şekil 4.83. Koçali ofiyoliti levha dayklarının Ta/Yb oranının Th/Yb oranına göre değişim diyagramı (Pearce, 1982; Kızıldağ ofiyolitinin IAT bileşimli levha dayk örnek analizleri Bağcı ve ark.,2008'den alınmıştır)..... 204
Şekil 4.84. Koçali ofiyoliti levha dayklarının Hf-Th-Nb tektonomagmatik diskriminasyon diyagramındaki konumları (Wood, 1980). 205

Şekil 4.85. Koçali ofiyoliti levha dayklarının Ti/1000-V tektonomagmatik ortam ayırtlama diyagramındaki konumları (Shervais, 1982; Boninit; Crawford ve ark., 1989; Kızıldağ ofiyolitinin IAT bileşimli levha dayk örnek analizleri; Bağcı ve ark.,2008)..... 205
Şekil 4.86. Koçali ofiyoliti levha dayklarının TiO_2 oranının Al_2O_3/TiO_2 oranına göre değişim diyagramı (MORB, IAT, Boninitler; Hickey ve Frey, 1982; Crawford ve ark., 1989; Kızıldağ ofiyolitinin IAT bileşimli levha dayk örnek analizleri; Bağcı ve ark., 2008)..... 206
Şekil 4.87. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının Zr/Ti ile Nb/Y oranlarına göre kayaç sınıflandırma diyagramı (Pearce, 1996). 208
Şekil 4.88. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977). 209
Şekil 4.89. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır)..... 210
Şekil 4.90. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır)..... 211
Şekil 4.91. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının Ta/Yb oranının Th/Yb oranına göre değişim diyagramı (Pearce, 1982). 212
Şekil 4.92. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının, Ti/1000-V tektonomagmatik ortam ayırtlama diyagramındaki konumları (Shervais, 1982; Boninit; Crawford ve ark., 1989)..... 213
Şekil 4.93. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının, TiO_2 oranının Al_2O_3/TiO_2 oranına göre değişim diyagramı (MORB, IAT, Boninitler; Hickey ve Frey, 1982; Crawford ve ark., 1989)..... 214
Şekil 4.94. Koçali ofiyiliti tekil gabro dayklarındaki klinopiroksen minerallerinin Wo-En-Fs mineral kimyası sınıflandırma diyagramı. 216

Şekil 4.95. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarındaki amfibol minerallerinin Mg (Mg+Fe^{+2})-TSİ mineral kimyası sınıflandırma diyagramı. 217
Şekil 4.96. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının plajiyoklas minerallerinin Or-Ab-An mineral kimyası sınıflandırma diyagramı..... 218
Şekil 4.97. Koçali ofiyoliti mafik kümülat seriye ait AR136 nolu gabro örneğindeki zirkon minerali katodolüminesans (CL) fotoğrafları. .. 221
Şekil 4.98. Koçali ofiyoliti mafik kümülat seriye ait AR136 no'lu gabro örneğinin SIMS zirkon U-Pb konkordiya diyagramı. 222
Şekil 5.1. Karadut Karmaşığı'nın göreceli olarak yakınsak (kıta kenarına yakın) ve Koçali Karmaşığı'nın daha ıraksak volkanik-tortul istiflerinin konumlarını gösteren paleocoğrafik haritası. Yeni veriler, Geç Triyas-Erken Jura döneminde riftleşme ve deniz tabanı yayılması (Robertson ve ark., 2016b'den)…… 231
Şekil 5.2. Koçali volkanik-tortul seri ve Koçali ofiyoliti ile Karadut Karmaşıklarının güneydeki Arap platformu arasında ki ilişkinin kurgulanması (BPM: Bitlis-Pütürge mikro levhacığı; Robertson ve ark., 2016b; Dilek ve Thy, 2009'dan faydalanılarak)……. 244
Şekil 5.3. Türkiye ve çevresindeki Tetis ofiyolitlerinin U-Pb yaşları; Bu çalışmadaki U-Pb yaşlarını belitir (Dilek & Flower 2003; Çelik ve ark. 2011'den değiştirilmiştir)……2447

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Güneydoğu Anadolu bölgesinde, Adıyaman iline bağlı Gölbaşı-Tut-Besni-Çelikhan-Sincik ilçeleri arasında yer almaktadır. 1/25.000 ölçekli Malatya L-40 c_3,c_4; Malatya L-41 d_4; Urfa M-39 a_3,b_2,b_3,b_4,c_1,c_2,d_1,d_2; Urfa M-40 a_1,a_2,a_3,a_4,b_1,b_2,b_3,b_4,d_1; Urfa M-41 a_1 topografik paftaları içerisinde kalan yaklaşık 1.800 km^2'lik bir alanı kapsamaktadır.

İnceleme alanı coğrafik olarak Güneydoğu Anadolu bölgesinde yer alırken iklimsel olarakta Adıyaman'ı doğudan batıya doğru bölen Anti Torosların kuzeyinde kalan dağlık bölge ile güneyinde kalan bölgenin farklı iklim koşullarını taşımaktadır. Güneyi, yazları kurak ve sıcak, kışları ılık ve yağışlı; kuzeyi yazları kurak ve serin, kışları yağışlı ve soğuktur. Doğu Anadolu ile Akdeniz Bölgeleri arasında köprü konumunda olan ilin iklimi, bu özelliği dolayısıyla bölgedeki diğer illerden farklıdır.

Adıyaman ili Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgeleri arasında köprü vazifesi gören bir şehirdir. Kısmen Akdeniz Bölgesi'nin özelliklerini de taşımaktadır. Bu nedenle bitki örtüsü de bu üç bölgenin özelliklerini sergiler. Yüksek rakımlı yerler genelde meşe ağaçları ile kaplanmış olmakla birlikte, su ve toprak erozyonu nedeni ile çıplak hale gelmiş araziler de mevcuttur. Yaz mevsiminin uzun ve kurak geçmesi dolayısıyla orman içi bitki örtüsü yok denecek kadar azdır. Tarım yapılmayan alanlar çayır, mera, yabani ağaçlar ve makilerle kaplıdır. Sazlık, bataklık alanlarda suyu seven bitki türlerine rastlanmaktadır. Adıyaman ilinde yıllık yağış toplamının azlığı ve mevsimlere göre dağılışındaki dengesizlik sebebiyle kuru tarım sistemi hâkim olup, bitkisel üretim hububat tarımı üzerinde yoğunlaşmıştır. İlde en fazla üretimi yapılan ürünler buğday, arpa, mercimek ve nohuttur. Sulu alanlarda son yıllarda pamuk ve mısır yetiştiriciliği önem kazanmaya başlamıştır. Tütüne kota uygulamasından dolayı tütün alanlarında daralma dolayısıyla bu alanlarda alternatif ürünlere yönelme arayışına sebep olmuştur. İlin ekonomisinde en fazla öneme sahip meyve ürünleri Antep fıstığı

olup, son yıllarda zeytincilik ve Trabzon hurması yetiştiriciliği de önem kazanmaya başlamıştır.

Adıyaman'a karayolu ile Gaziantep, Şanlıurfa, Malatya, Kahramanmaraş ve Diyarbakır olmak üzere beş güzergâhtan gidilebilmektedir. Adıyaman'ın Gölbaşı ilçesi tam bir kavşak yeri olup, Malatya Kahramanmaraş-Gaziantep karayolu ulaşımı Gölbaşı üzerinden sağlanır. Malatya ilini Adıyaman'a bağlayan Doğanşehir-Gölbaşı ile Yeşilyurt-Çelikhan karayolu çalışma alanı içerisinden geçmekte olup, inceleme alanı ve yakın çevresinde ulaşım problemi bulunmamaktadır. Ancak, kış aylarında kar yağışı ve buzlanma sonucu zaman zaman ulaşımda aksamalar meydana gelebilmektedir. İnceleme alanında ulaşım karayolu ve demiryolu ile sağlanmakta olup, Adıyaman'ın köyleri ile de ulaşım sorunu yoktur.

Morfolojik açıdan inceleme alanının kuzey kesimi, Torosların uzantısı olan Doğu Toroslara ait dağlarla kaplıdır. Güneye inildikçe yükseklikler azalır ve tamamı ile ova nitelikli araziler başlar. Çelikhan, Tut ve Sincik ilçelerinin tamamına yakını dağlık bir özellik sergiler. Adıyaman Merkezi ve Besni ilçelerinin kuzey kesimleri dağlık, güney kesimleri ova şeklindedir. İnceleme alanında yer alan başlıca dağ ve tepeler; Komberdede Tepe (1624m), Arık Dağı (2056m), Karaoluk Tepe (1910m), Akdağ (2510m), Glisi Tepe (2075m), Şehman Tepe (1942m), Dikilitaş Tepe (1898m), Bektut Tepe (1898m), Ulubaba Tepe (2533m), Armutluağaç Tepe (1804m), Sinekli Dağı (1727m), Delevhaspı Tepe (2000m), Meydan Tepe (1987m), Beyaz Tepe (2498m), Aran Tepe (2259m), Hışık Tepe (2415m), Aruyusufşeyhin Tepe (2275m), Gömast Tepe (1892m), Burun Tepe (1707m), Burun Dağı (1837m) ve Çoppan Dağı (2180m) şeklinde sıralanabilir.

Hidrografik açıdan ise inceleme alanı doğusunda, üzerinde Atatürk baraj gölününde yer aldığı Fırat Nehri ilin en önemli akarsuyudur. İnceleme alanındaki diğer akarsular ise şunlardır; Göksu Çayı, Bulam Çayı, Kahta Çayı, Sofraz Çayı, Çat Dere, Brimşe Çayı, Gürlevik Deresi ile Gölbaşı, İnekli, Azaplı ve Abdulharap gölleri diğer su kaynaklarıdır.

Yeryuvarının ~4.5 Milyar yıl önce oluştuğu zaman görünümü şüphesiz günümüzdeki gibi değildi. Oluşumundan günümüze kadar geçen evrede yerkabuğu soğuyarak bazik bir kabuktan (okyanusal kabuk) görece asidik kabuğun (kıtasal kabuk) gelişimi ve kayaç döngüsü ile dış şekli halen devam eden bir değişim içinde olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Stern, 2004). Yeryüzünün eski görünümünü (paleocoğrafya) araştırırken oluşumundan günümüze okyanusal kabuk ve kıtasal kabuğun sınırlarını belirlemek yerbilimciler için önemli bir amaç olmuştur. Wilson (1966), plaka tektoniği teorisini ortaya attıktan sonra, okyanusların oluşum ve yok oluşunu açıklayan kayaç döngüsü teorisini önermiştir. Wilson (1966)'ya göre plaka tektoniği teorisi kapsamında okyanusal basenlerin kayaç döngüsü 4 evreden oluşmaktadır; (i) kıtanın riftleşmesi, (ii) kıtanın sürüklenmesi, deniz tabanı yayılması ve okyanusal baseninin oluşması, (iii) dalma-batmanın başlaması ve okyanusal litosferin dalmasına bağlı olarak okyanusal basenin ilerleyen yitimi, (iv) kıta-kıta çarpışması ve okyanusal basenin kapanması şeklindedir. Bu döngü iki kıta arasında yer alıyorsa kıta-kıta çarpışması ve orojenik kuşak oluşumu ile devam eder (Stampfli ve Borel, 2002; Hinsbergen ve ark., 2009). Günümüzde Akdeniz, Tetis okyanusunun en batı ucunu oluşturmaktadır. Neotetis'in son kalıntılarının da yitilmek üzere oluşu Akdeniz'in Wilson döngüsünde son evrede olduğunu göstermektedir. Wilson döngüsü Anatolid-Torid platformu ile Arap platformu arasında son evrede kıta-kıta çarpışmasının başlaması ve kenet kuşağının yakınında dağ oluşum evresine geçilmesi ile devam etmiştir. Günümüzde bu dağ oluşumu erozyonal süreçlere tabi olup gravitasyonel kuvvetlerin etkisi ile doğrultu atımlı fay sistemleri geliştirerek çökmeye başlamıştır (Bozkurt, 2001; Şengör ve ark., 2003; Okay, 2008; Van Hinsbergen ve ark., 2009; Karaoğlan, 2012).

Anadolu yarımadasında, ofiyolitlerin konumlarını kenet kuşaklarının konumları belirlemektedir. Ofiyolitler kabaca doğu-batı eksenli kenet kuşakları boyunca yerleşmişlerdir. Kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan (İAE) kenet kuşağı boyunca kuzeyde Pontidler ve güneyde Anatolidler arasında Paleo-Tetis ve Neotetis okyanuslarının kalıntıları izlenirken, Helenik yayı boyunca kuzeyde

Anatolidler ve güneyde Afrika kıtası arasındaki ve Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı boyunca kuzeyde Anatolid-Torid platformu ile güneyde Arap platformu arasında bulunan Neotetis okyanusunun kalıntıları izlenir.

İnceleme alanının yer aldığı Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının evrimini anlamaya yönelik detaylı çalışmaların başlıca genel jeolojik ve temel jeokimyasal-jeokronolojik çalışmalardan ibaret olduğu bilinmektedir (Perinçek, 1978, 1979a,b, 1980; Perinçek ve Kozlu, 1984; Robertson ve Dixon, 1984; Yılmaz, 1993; Yılmaz ve ark., 1993; Parlak ve ark., 2009; Bağcı ve ark., 2005, 2008; Rızaoğlu ve ark., 2006; Karaoğlan ve ark., 2012, 2013a, b; Uzunçimen ve ark., 2011; Varol ve ark., 2011; Robertson ve ark., 2016a,b). Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağında gerçekleştirilen jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmalar kuzeyde Toros platformu tarafından tektonik olarak üzerlenen Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti, Berit metaofiyoliti, İspendere (Malatya) ofiyoliti, Kömürhan ve Guleman (Elâzığ) ofiyolitlerini, güneyde ise Arap platformu üzerine yerleşmiş olan Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini kapsamaktadır. Bununla beraber Adıyaman bölgesindeki jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmaların sınırlı olması, orojenik kuşağın pasif kıta kenarını oluşturan Arap platformunun riftleşmesi, okyanusal basenin olgunlaşması, kapanması ve ofiyolit yerleşimi gibi jeolojik olaylar zincirinin zaman-mekân açısından analiz edilmesi ve dolayısıyla problemlerin çözülmesinde bir eksiklik olarak görülmektedir. Bu çalışma kapsamında jeokimya-jeokronoloji ve fosil yaşlandırma yöntemlerinin kullanılması ile Neotetis'in güney kolunun evriminde çok önemli bir jeolojik birimi olan Koçali Karmaşığı ayrıntılı bir şekilde çalışılarak kuşak üzerinde önemli bir eksiklik giderilmiştir.

Güney Neotetis'in Triyas sırasında riftleşmeye başladığına ve Jura-Kretase döneminde okyanusal basenin gelişimi ile paralel pasif kıta kenarının geliştiği ve sonrasında ise Erken Maastrihtiyen döneminde tüm bu birimlerin Arap platformu üzerine güneye doğru yerleştiği görüşü araştırıcılar tarafından kabul edilmektedir.Güneye doğru komşu Arap platformu üzerine yerleşim ise en geç

Kretase sırasında vuku bulmuştur (Yılmaz, 1993; Robertson, 1998; Robertson ve ark., 2016b).

Arap platformunun kuzey kenarı Doğu Akdeniz'den Oman'a kadar uzanan yaklaşık 1000 km'lik bir hat boyunca tektonik olarak yerleşmiş bazı Mesozoyik yaşlı kıta kenarı ve okyanusal birimlerini barındırmaktadır (Robertson 2007a ve içindeki referanslar).

Adıyaman ilinin kuzey ve doğusundaki bölgede Güney Neotetis'in kıta kenarı ve okyanusal birimlerini kapsayan Koçali Karmaşığı sedimantolojik, biyostratigrafik, jeokimyasal ve jeokronolojik bir çalışma yapmak için oldukça uygun bir alan oluşturmaktadır. Magmatik kayaçların hem rift hem de okyanus adası ortamında oluşması mümkün olduğundan sadece magmatik jeokimyadan yararlanılarak riftli kenarı kurgulanması doğru değildir. Tümüyle bütünsel bir yaklaşım, zaman içerisinde rift kenar gelişiminin kurgulanmasının ve magmatik, tortul ve tektonik süreçlerin anlaşılmasına en iyi imkânı sağlamaktadır.

Doktora tezi olarak hazırlanan bu çalışmanın amacı; (1) inceleme alanındaki Koçali Karmaşığı olarak adlandırılan birimin 1/25.000 ölçekli detay jeoloji haritasını hazırlayarak, karmaşık olarak tanımlanan tektono-stratigrafik/magmatik birimi formasyon mertebesinde alt litolojilerine ayırmak, (2) arazide gözlenen farklı tektonomagmatik ve sedimanter birimlerden örnekler alarak polarizan mikroskop altında petrografik ve mineralojik tanımlamalarını yapmak, (3) Koçali ofiyoliti ve volkanik-tortul seriden seçilen uygun örnekler üzerinde tüm kaya ve mineral kimyası analizleri yaparak oluştukları jeodinamik ortamı belirlemek, (4) volkanik-tortul seriden seçilen radyolarya örneklerinin yaşlandırılarak riftleşmenin gelişimi hakkında bilgi sahibi olmak, (5) Koçali ofiyolitini oluşturan okyanusal kabuğun oluşum (kristallenme) zamanının belirlenmesi için jeokronolojik yaşlandırma yapmak, (6) arazi gözlemleri ve jeokimyasal veriler ışığında Koçali Karmaşığı'nın Geç Triyas-Geç Kretase'deki jeolojik evrimini açıklayıcı model geliştirmek ve (7) bölgesel ölçekte korelasyonunu yaparak benzerlik ve farklılıklarını ortaya koymaktır

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

İnceleme alanı ve yakın çevresinde yüzeyleyen tektonostratigrafik ve tektonomagmatik birimlerin petrografisi, jeokimyası, bölgenin genel jeolojisi ve maden jeolojisi ile ilgili daha önce değişik araştırıcılar tarafından hazırlanmış birçok çalışma bulunmaktadır. Bu çalışmalar, bölgesel jeolojik modelin ortaya konulmasında ve bölgedeki cevherleşmelerin anlaşılmasında büyük öneme sahiptir. İnceleme alanı ile ilgili önceki çalışmalar daha ayrıntılı olarak aşağıda kronolojik sıraya göre özetlenmiştir.

Tolun (1955), Besni, Adıyaman, Samsat bölgelerinin jeolojisini inceleyerek bu bölgenin paleocoğrafik bir sentezini yapmış, Doğu Torosların bu bölümü için önemli sayılabilecek gözlemleri de bulunmuştur. Yazara göre denizaltı volkanik kayaçları Senoniyen'i kestiğinden Senoniyen'den daha gençtir. Serpantinitler ofiyolit biriminin temelini oluşturmaktadır. Magmasal aktivite Eosen başında son bulmakta, Orta ve Üst Eosen son volkanik aktiviteden sonra bütün bu orojenik formasyonları transgresif olarak örtmektedir.

Rigo de Righi ve Cortesini (1964), Güneydoğu Anadolu bölgesi kuzeyinde 3 jeoloji bölgesi ayırmışlardır. 1) Önülke Alanı, 2) Kenar Kıvrımları Kuşağı, 3) Toros Orojenez Kuşağı.

Altınlı (1966), Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgesinde 1954 yılından başlamak üzere çeşitli zamanlarda sürdürdüğü çalışmalarını MTA dergisinde yayınlamıştır. Bu araştırmacıya göre; çökelme projenik etkinlik, rejyonal ve dinamik metamorfizma, epirojenik hareketler hep tektoniğin denetiminde cereyan etmiştir. Araştırmacı, Güneydoğu Anadolu'da 3 bölge ayırmıştır; (1) Eski masifler, (2) Ortotektonik bölge veya fliş bölgesi, (3) Paratektonik bölge veya kenar kıvrımları bölgesi.

Pişkin (1972), Sincik (Adıyaman) bucağı yakın güneydoğusundaki Kenar Kıvrımları ile Toros Orojenik Kuşağının sınırında çalışmıştır. Araştırmacıya göre bölgede yüzeyleyen Pütürge metamorfikleri yeşil şist ve amfibolit fasiyesinde

metamorfizmaya uğramış olup asit ve bazik intrüzyonlar tarafından kesilmiştir. Pütürge masifi güneyde Tersiyer çökelleri üzerine bindirmiştir. Lütesiyen öncesi yaştaki asit ile asit-bazik bileşenli kayalar başlıca monzodiyoritle temsil edilmiştir. Ofiyolitik istifte, gabro, diyabaz ve diyorit gibi mafik ve ortaç bileşimli kayaçlar ile harzburjit, piroksenit ve serpantinitten oluşan ultrabazik kayaçların varlığından bahsedilmektedir. Kretase ve Alt Eosen olmak üzere iki kez denizaltı volkanizması olduğu ileri sürülmüştür.

Sungurlu (1972), Koçali Karmaşığını, üç ayrı formasyon olarak haritalamış ve adlandırmıştır. Bunlar; altta Tarasa, üzerinde Konak ve en üstte Kale formasyonlarıdır. Tarasa formasyonunun volkaniklerden, Konak formasyonunun sedimanter ve volkanik kaya ardalanmasından, Kale formasyonunun ise yaygın serpantinit, diyorit ve diyabaz topluluğundan oluştuğunu belirtmiştir.

Sungurlu (1974), Gölbaşı (Adıyaman)'ndan Ergani (Diyarbakır)'ye uzanan alanı çalışmıştır. Binik yapılı kenar kıvrımları kuşağında yaygın bulunan allokton öjeosenklin birimleri Koçali birimi ve Karadut birimi olarak haritalayarak isimlendirmiştir. Araştırmacıya göre, kuzeyde Triyas başında açılan jeosenklin de birikmiş Jura ve Kretase yaşlı bu birimler, çekim tektoniği ile bugünkü yerleşim yeri olan Kastel çukuruna yerleşmişlerdir. Bu allokton birimler altında hazne kaya özellikli otokton Mardin Grubu karbonatları bulunur. Kambriyen sonundan başlayarak Güneydoğu Anadolu orta alanındaki yükselim, Kretase'ye kadar varlığını sürdürmüştür. Miyosen'de gelişmiş Lice iç çukurunu kapatan orojenik faz doğuya doğru gençleşmektedir.

Pişkin (1975), Çelikhan (Adıyaman) çevresi ultrabazikleri içindeki rodenjitleri tanımlamıştır. Araştırmacı çalışmasında, rodenjitlerin serpantinitler içerisinde bulunduğunu ve bunların gabro kökenli kayalar ile ilişkili olduğunu ve rodenjitleşme ile ofiyolitler arasındaki ilişkiyi vurgulamıştır.

Yalçın (1976), Narince-Gerger (Adıyaman) alanının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması konulu doktora tezi kapsamında, Arap platformu çökellerinin detaylı stratigrafik kesitlerini ve Kastel çanağına çekim kaymalarıyla

yerleşen Koçali Karmaşığı ve Karadut flişinin özelliklerini tanımlayarak bu birimlerin daha iyi tanınmasına katkıda bulunmuştur.

Perinçek (1978), Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman) alanlarının jeolojisi konulu çalışmasında Yalçın (1976)'nın daha doğuda incelediği birimlerin devamını kendi çalışma alanı içerisinde inceleyerek bu bölgenin karmaşık tektoniği içerisinde sağlıklı sonuçların elde edilmesini sağlayarak, bölge genel jeolojisinin anlaşılmasına ışık tutmuştur. Araştırmacı stratigrafik istifi, bölgedeki kaya birimlerinin konumu ile komşu birimlerle olan ilişkilerini gözeterek iki ana bölümde sunmuş olup başlıca (1) Otokton birimler, (2) Allokton birimler (a-Çekim kayması oluşukları, b-Sürüklenim örtüleri) şeklinde ayırtlamıştır.

Pişkin (1978), Çelikhan (Adıyaman) doğusundaki lökokuvarsmonzonit olarak tanımladığı kayaların Hersiniyen sonrası ve Lütesiyen öncesi bir aralıkta oluştukları ve Paleosen de yerleştikleri sonucuna varmıştır. Araştırmacı, intrüzyonun kökeninin melez bir magma olabileceğini ve sokulum yaptığı metamorfik kayaları hornblend-hornfels fasiyesinde metamorfizmaya uğrattığını öne sürmüştür.

Perinçek (1979a), Çelikhan-Sincik-Koçali alanının jeoloji araştırmasını konu alan çalışmasında, Toros Orojenik Kuşağı ile Güneydoğu Anadolu Kenar Kıvrımları Kuşağı arasında haritaladığı kaya birimlerini, otokton ve allokton birimler olmak üzere 2 bölümde irdelemiştir. Araştırmacı, çalışma alanının kuzey kesiminde bulunan metamorfiklerin, Geç Triyas'a (okyanuslaşmanın başlangıç evresi) kadar Arap kıta şelfinde çökelmiş olan birimler ile ilişkili olup olmadığını araştırmış allokton birimlerin yapısal ilişkilerini incelemiş ve allokton birimler altındaki otokton birimlerin kuzeydeki devamlılıklarını belirlemeye çalışmıştır. Araştırmacı ayrıca, olası bir tektonik evrim modeli oluşturmuştur.

Perinçek ve Özkaya (1981), Arabistan levhası otokton şelf ve kuzeydeki Toros kuşağı allokton birimlerinin stratigrafik ve yapısal ilişkilerini inceleyerek bölgesel tektonizma içerisindeki konumunu araştırmışlardır. Doğu Anadolu bölgesinin, evriminin, gözlenen ilişkilerin bir tek okyanusal havzanın gelişimi ve

kapanımıyla açıklanamayacağını, ancak küçük levhalarla ayrılmış dar okyanusal havzaların gelişimi ve kapanımı ile açıklanabileceğini savunmuşlardır. Bölgenin tektonik evriminde önemli bir rol oynamış mikro levhalardan birinin de güneyde Arabistan kuzeyde Anadolu levhaları arasında yer alan Keban levhacığı olduğunu ifade etmişlerdir.

Michard ve ark. (1984), Toros kuşağı ve Türkiye'deki Tetis alanları ile ilişkisini konu alan çalışmalarında, Toros ofiyolitlerinin bölgesel durumlarını ele almışlar ve iki farklı olası model üzerinde yoğunlaşmışlardır. Birinci modelde Pontidler ve Toros-Arap platformu arasında kuzeye doğru Pontidler'in altına dalan ve güneye doğru Toridler'in altına dalan tek Tetis okyanus havzasının var olabileceğini öngörmüşlerdir. İkinci model de ise; biri, Pontidler ve Toros platformu arasında, kuzeye doğru Pontidler'in altına dalan (Tetis okyanusu) ve diğeri, Toros platformu ile Arap levhası arasında, kuzeye doğru Toros platformunun altına dalan (Mesoje okyanusu: Tetis'in güney koluna karşılık gelmektedir) iki okyanus havzasının var olabileceğini belirtmişlerdir.

Yazgan ve ark. (1987), Arap platformu ile Munzur dağları arasında yer alan Pütürge bindirme kuşağı, Pütürge Metamorfik masifi, Maden karmaşığı, İspendere ve Kömürhan ofiyolitleri ile Baskil magmatitlerini inceleyerek bölgenin paleotektonik evriminin ana hatlarını yorumlamışlardır.

Yılmaz ve ark. (1987), Güneydoğu Anadolu'da Triyas sonu tektonizmasını konu alan çalışmalarında, Üst Permiyen'den Üst Kretase'ye kadar değişik kaya gruplarını içerdiği belirtilen Malatya Metamorfiklerini irdelemişlerdir. Araştırmacılar bu kapsamda, Üst Permiyen yaşlı Koçdağ formasyonunu, Triyas yaşlı Yılanova formasyonunu (açılma), Karabayır formasyonunu (riftleşme), Boğadere formasyonunu ve Okkayası formasyonunu (kapanma) ve Jura yaşlı Engizek formasyonunu (yeni bir riftleşme) tanımlamışlardır. Ayrıca, Üst Kretase'de ofiyolit naplarının yerleşmesi ile metamorfizmaya uğradığını düşündükleri Malatya metamorfiklerinin, Üst Kretase-Miyosen aralığında da şiddetli deformasyon evreleri yaşadığını belirtmişler ve bu durumun, Triyas'taki

evrim sürecinin geliştirdiği iç yapıyı değiştirdiğine ve farklı fasiyesleri yan yana getirdiğine dikkat çekmişlerdir.

Yılmaz ve Yiğitbaş (1990), Güneydoğu Anadolu'nun jeolojisinin anlaşılmasında ofiyolitik ve metamorfik birliklerinin incelenmesinin özel bir önem taşıdığını, bu toplulukların bir orojenik kuşağın gelişimindeki jeolojik-tektonik olayların değerlendirilmesinde önemli ipuçları verdiğini, Güneydoğu Anadolu'da güneyden kuzeye 3 tektonik kuşak ayırt edildiğini, bunların; Arap Platformu, Ekay Zonu ve Nap Alanı olduğunu, bölgenin bu yapısını bir orojenik evrim sonucu kazanmış olduğunu, bu evrim sürecinde başlıca iki deformasyon dönemi olduğunu, bunların ilkinin ofiyolitik napların Arap levhası üzerine kuzeyden ilerlemesi esnasında Üst Kretase'de gelişmiş olduğunu, ikinci deformasyon döneminin ise Eosen'de başlayıp Miyosen'de sona erdiğini, bu dönemde hala varlığını koruyan okyanusal kabuğun giderek yok olduğunu ve sonuçta Güneydoğu Anadolu'nun bugünkü yapısının ortaya çıktığını, bu yapı içerisinde metamorfik birliklerin kuzeyden güneye ilerlemiş olan en üst napları oluşturduğunu, ofiyolitik topluluklar ve metamorfik napların okyanusun yok olduğu dönemde bir nap paketi halinde Arap platformu üzerine bindirdiklerini, bölgenin Üst Kretase döneminden başlayarak günümüze kadar ana hatlarıyla sıkışma tektoniği etkisinde kalmış olduğunu, bu gelişimin kuzeyden güneye doğru derin denizel bir ortamın giderek küçülmesi ve Miyosen sonunda yok olması şeklinde özetlenebileceğini, kuzeyde yer alan ve güneye ilerlemesine bağlı olarak zaman içerisinde birbirine eklenen tektonik birliklerin oluşturduğu bir mozaik niteliği kazanan bir kıtasal parçanın büyümesi ve güneye doğru bağıl olarak ilerlemesinin bölgenin evrimini denetleyen ana unsur olduğunu belirtmektedir.

Yazgan ve Chessex (1991), Malatya bölgesindeki Güneydoğu Torosların jeolojisini ve tektonik evrimini ele almışlardır. Bu kapsamda, Doğu Torosları güneyden kuzeye doğru, önceki çalışmaları doğrultusunda 5 tektonik birime ayırmışlardır. Tektonik evrim içerisinde farklı konuları irdeleme yoluna gitmişlerdir. Bunlar; (1) Neotetis'in güney kolunun açılma yaşı, modeli, konumu,

kapanması, (2) Baskil (Elâzığ) magmatizmasının başlangıcı, sonlanması, (3) Ofiyolitlerin yerleşme yaşı ve masiflerin metamorfizması, (4) Yay-kıta çarpışması ve Doğu Toroslar'da orojenik olayların başlaması, (5) Kenet kuşağının oluşumu, (6) Eosen yaşlı Maden volkanizmasının gelişimi, (7) Bindirmeler, (8) Doğu Anadolu Fayı'nın ve diğer yapısal elemanların gelişimidir.

Yıldırım ve Yılmaz (1991), Kahramanmaraş kuzeyinde yapmış oldukları "Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının Ekaylı Zonu" başlıklı çalışmalarında Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nı güneyden kuzeye doğru, Arap otoktonu, Ekay zonu ve Nap bölgesi olmak üzere doğu-batı gidişli üç tektonik kuşağa ayırmışlardır.

Yiğitbaş ve ark. (1991), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nda güneyden kuzeye üç yapısal kuşak ayırt ettiklerini, bunların; (a) Arap platformu, (b) Bitlis-Pütürge-Engizek-Şaryaj Cephesi (Ekay Zonu), ve (c) Nap Alanı olduğunu, Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nın batı kesimlerinde yapılan ayrıntılı saha çalışmalarında yeniden tanımlamış oldukları "Maden Grubunun" Nap alanında yer aldığını ve görünür karmaşık yapısına rağmen iç düzeni tanınabilen bir volkanik-çökel topluluk oluşturduğunu, Orta Eosen yaşlı Maden Grubu'nun yaş aralığı, litolojik özellikleri ve stratigrafik diziliminin birlikte değerlendirildiğinde; birimin Orta Eosen başında bir riftleşme ile açılan ve hızla pelajikleşen bir ortamı temsil ettiğini, istifin pelajikleştiği dönemde Maden havzasının kapanmasını sağlayan ofiyolit ve metamorfik naplarının güney yönünde ilerlemeye devam etmesiyle bol olistolit ve olistostromlu düzeylerin gelişmiş olduğunu, napların Maden Grubu'nu Orta Eosen sonunda aştığını, tüm istifi ve nap dilimlerini ortak olarak örten ilk çökel topluluğun Üst Eosen-Oligosen yaşlı olduğunu belirtmektedir.

Yılmaz ve ark. (1992), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nda yer alan metamorfik masiflerin gerçekte aynı tektonik birime ve stratigrafik olarak benzer istife sahip olduklarını ve Paleozoyik özelliklerini inceleyerek bölgenin jeotektonik evrimini açıklamaya çalışmışlardır. Bu çalışmada Bitlis-Pütürge Metamorfik

masiflerinin stratigrafik olarak benzer istife sahip olduklarını ve Paleozoikten Üst Kretase'ye kadar içerdikleri tüm kayaçların, Üst Kretase'de metamorfizmaya uğramış bir kıta kenarından türediklerini belirtmektedir.

Yiğitbaş ve ark. (1992),"Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nda, Eosen Nap Yerleşmesi" isimli bir çalışma yapmışlardır. Araştırmacılar, Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nda, Arap platformu üzerine ofiyolit yerleşmesine bağlı olarak bugüne kadar bilinen iki ana tektonik deformasyon fazının bulunduğunu, bunların sırası ile Geç Kretase ve Miyosen döneminde etkin olduğunu belirtmektedirler.

Öztürk (1993), Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Koçali (Adıyaman) Karmaşığı'na ait Konak formasyonu içinde, dolotaşı ve radyolaryalı kiltaşı düzeylerinde bulunan manganez nodüllerinin erken diyajenetik evrede oluştuğunu ve oluşumun ana mekanizmasının biyojenik maddelerin Mn, Ba, Ni, Cu gibi elementler tarafından ornatılması şeklinde olduğunu belirtmektedir. Hem nodül oluşumları hem de nodülle birlikte bulunan manganez cevherleşmeleri geç diyajenetik olaylarla yeniden şekillenmişlerdir. Geç diyajenetik evrede, manganez cevherleşmesinin ve nodül oluşumlarının bulunduğu istiften Cu, Ni, Mn, Si çözülüp uzaklaşmış, eşzamanlı Ca, Mg, Si ilavesiyle dolomit, kutnohorit, manganokalsit, kalsit, kuvars ve ağsal pirolusit damarcıkları oluşmuştur. Manganez nodüllerinin hidrojenetik türde, deniz suyu sediment ara yüzeyinde gelişememesinin nedeni okyanus tabanında mangan konsantrasyonunun kesilmesine yol açan dip akıntılarıdır. Diğer bir neden ise aktif kıta kenarına yakın ortamdaki yüksek sedimantasyon oranı olması gerektiğini belirtmiştir.

Yılmaz (1993), Güneydoğu Anadolu orojeninin Toros ve Arap platformları arasında kıtasal çarpışmanın sonucu olarak doğu-batı uzanımlı ve güneyden kuzeye doğru Arap platformu, yığışım prizması zonu ve nap zonu olmak üzere kabaca üç zona ayrılabileceğini belirtmiştir. Bu zonlardan Arap platformunun Erken Kambriyen-Orta Miyosen aralığında çökelmiş, çoğu denizel sedimanlardan oluştuğunu, yığışım prizması zonunun nap zonu ile Arap platformu arasında

sıkışmış dar bir kuşaktan oluştuğunu, nap zonunun ise en yüksek yapısal seviyeleri temsil ettiğini belirtmiş. Nap zonunu da alt nap ve üst nap olmak üzere iki gruba ayırmıştır. Alt napın çok fazlı metamorfik ofiyolitik kayaçlarla ve Maden Grubu ile, üst napın ise Bitlis ve Pütürge metamorfikleri ile temsil edildiğini belirtmişlerdir.

Yılmaz ve ark. (1993), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı içerisinde yer alan ofiyolitik istifleri ve metamorfik masifleri ayıklamışlardır. Ofiyolitleri; nap zonu, yığışım prizması zonu ve Arap platformu olmak üzere tektonik olarak üç farklı grup altında incelemişlerdir. Nap zonu ofiyolitlerinin Toros aktif kıta kenarının altına yitildiğini, yığışım prizması zonu ofiyolitlerinin birbirleri içerisinde ekaylı yapıları ile düzensiz birimler oluşturduklarını ve Arap platformu ofiyolitlerinin, platformu üzerleyen ofiyolit ve karmaşık karakterinde birimlerden oluştuklarını bildirmişlerdir.

Yiğitbaş ve ark. (1993), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nı güneyden kuzeye doğru Arap Platformu, Ekay Zonu ve Nap Alanı olmak üzere üç ana bölüme ayırmışlardır. Araştırmacılar, gerçek anlamdaki Maden Karmaşığı'nın Nap alanı içerisinde ve şaryaj dilimleri altında bulunduğunu belirtmektedirler.

Yiğitbaş ve Yılmaz (1996), Maden baseni üzerine yürüttükleri çalışmada, birimin ana karakteristik özelliklerini temel olarak arazi verileri ile ortaya koymuşlardır. Maden karmaşığı volkano-sedimanter bir birim olup, yay-gerisi ortamda Orta Eosen döneminde gelişmiştir. Birim embriyonik okyanus safhasına kadar gelişmiştir. Yazarlar, Yılmaz (1993) tarafından Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı için önerilen sınıflamayı temel alarak Maden Karmaşığı'nın alt nap alanına ait olduğunu düşünmektedirler. Birim metamorfik masifler üzerinde gelişmiş ve üst nap birimleri tarafından örtülmüştür.

Dilek ve Thy (1998), Dilek ve ark. (1999), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin Mesozoyik yaşlı Neotetis okyanusunun güney kanadında Üst Kretase'de oluşmuş bir okyanusal kabuk kalıntısı olduğunu belirtmişler ve kabuğun oluşumu için MORB tipi bir okyanusal kabuk oluşumu önermişlerdir.

Şaşmaz ve ark. (1999), Diyarbakır-Çüngüş-Derdere mevkiinde belirledikleri cevherleşmelerin okyanus tabanı yayılması sonucu oluşmuş olan ofiyolitik bir istifin üst kısımlarında yer alan Kıbrıs tipi yatakların genel özelliklerini gösterdiklerini belirtmişlerdir.

Parlak ve Kozlu (2000), Yüksekova ofiyolitinin genel özelliklerini ve onu kesen granit intrüzyonunu konu ettikleri çalışmalarında, Yüksekova ofiyolitinin eksiksiz bir ofiyolit istifine sahip olup, tabanda ultramafik ve mafik kümülatların yer aldığını, onların üzerine izotropik gabroların ve onlarla ilksel ilişkili olan levha dayklarının geldiğini ve en üstte de volkanikler, piroklastikler ve volkanojenik kumtaşlarının geldiğini belirtmişlerdir.

Robertson (2002), Doğu Akdeniz Tetis kuşağında gözlenen Mesozoyik yaşlı ofiyolitlerin oluşumu ve yerleşimi üzerine genel bakış isimli çalışmasında, Doğu Akdeniz kuşağı ofiyolitlerinin farklı kökene sahip olduğunu ve çeşitli tektonik ortamlarda oluştuğunu belirtmiştir.

Parlak ve ark. (2002), Doğanşehir (Malatya) bölgesinde Yüksekova ofiyolitine ait metamorfik dilime ait kayaçlar üzerinde yapmış oldukları çalışmalarında; ofiyolitin tabanındaki metamorfiklerin çok fazlı deformasyon ve kıvrımlanma geçirdikleri ve granulit fasiyesinden epidot-amfibolit fasiyesine değişim gösteren ters bir metamorfik zonlanma gösterdiklerini belirtmişlerdir. Çalışmacılar ayrıca amfibolit fasiyesindeki amfibollerden elde ettikleri 90±7 my yaşın metamorfiklerin Geç Kretase'de Neotetis'in güney kolunun kapanması sırasında okyanus içi dalma-batmayla oluştuklarını ifade etmişlerdir.

Elmas ve Yılmaz (2003), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının evriminin Üst Kretase'de başlayan konverjan hareketin Geç-Erken Miyosen'de kıta-kıta çarpışması ile sonuçlandığını belirtmişlerdir. Yazarlar, kuşak boyunca alt nap alanında volkanik kayaçların varlığına dikkat çekerek bu volkanik birimlerin yaşlarının batıdan doğuya doğru gençleştiğini ifade etmişlerdir. Volkanik birimlerdeki bu gençleşmenin oblik bir yitim ile açıklanabileceğini tartışmışlardır.

Gültekin (2004), "Sincik (Adıyaman) Yöresi Bakır ve Altın İçeren Kuvars Damarlarının Oluşumu ve Kökeni" adlı yüksek lisans tezinde; Ormanbaşı Tepe cevherleşmelerinin tektonik hatlar boyunca izlendiğini ve inceleme alanında Pütürge metamorfikleri, Koçali Karmaşığı ve Çüngüş formasyonuna ait birimlerin izlendiği bu alanda limonitleşmenin yaygın alterasyon olduğunu ifade etmiştir. Bu alandaki cevherleşmelerin düşük sıcaklık koşullarını gösteren minerallerin (alunit grubu) varlığı ve yapı-doku özellikleri nedeniyle epitermal tip cevherleşme olduğunu belirtmiştir.

Türkyılmaz (2004), Koçali Karmaşığı içerisindeki mangan cevherleşmelerinin, Konak formasyonuna ait pelajik ortam ürünü olan radyolaritler içerisinde düzensiz mercekler ve tabakalar halinde bulunduğunu ve bu cevherleşmelerin eksalatif hidrotermal kökenli olduğunu belirtmiştir.

Parlak ve ark. (2004), Kahramanmaraş kuzeyinde Göksun dolaylarında yaptıkları çalışmada; bölgede yüzeyleyen Malatya metamorfikleri, Göksun ofiyoliti ve bunları çarpışma ile eş-yaşlı kesen granitoid birimlerini ayırtlamışlardır. Araştırmacılar granitoidin yerleşim yaşını ~85 My olarak ifade etmişler ve bölgedeki volkaniklerin bazalttan riyolite kadar değişen bir aralıkta kayaçlarla karakterize edildiğini belirtmişlerdir. Yazarlar Göksun ofiyolitinin Geç Kretase zamanında kuzeyde Malatya-Keban metamorfikleri, güneyde Arabistan levhası ile sınırlı olan Neotetis okyanusu içinde gelişmiş olan bir okyanus içi dalma-batma zonun da gelişmiş olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar, bölgedeki magmatikler ve Baskil dolayında magmatikleri birlikte düşünüp bölgede iki farklı dalma-batma zonunun geliştiğini, bunlardan birincisinin Malatya-Keban metamorfiklerinin altına doğru olduğunu ve Baskil magmatik yayını oluşturduğunu, ikincisinin ise daha güneyde okyanus içinde gelişip, bir okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde Göksun ofiyolitini oluşturduğunu ileri sürmüşlerdir.

Bağcı ve ark. (2005), Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti ne ait kümülat kayaçlar üzerinde gerçekleştirdiği tüm kayaç ve mineral kimyası çalışmaları sonucunda; Kızıldağ ofiyolitinin okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuğunu ifade etmiştir.

Parlak (2006), Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı içerisinde yer alan granitoidlerin jeodinamik önemi üzerine Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) bölgesinde yüzeyleyen granitoidlerden elde ettiği verileri sunduğu çalışmasında; anılan bölgede yüzeyleyen granitoidlerin, nadir toprak elementleri ve Okyanus Sırtı Granitoyitleri (ORG)'ne göre normalize edilmiş çoklu element desenlerinin yanı sıra tektonomagmatik sınıflandırma diyagramları ve biyotit jeokimyasının volkanik yay granitoidleri (VAG)'nin karakteristik özelliklerini sunduğunu belirtmiştir. Granitoidlerin 85.76±3.17 ile 77.49±1.91 arasında değişen K-Ar yaşına sahip olduğunu belirten yazar Güneydoğu Anadolu ofiyolitlerinin okyanus içi dalma-batma zonu (supra-subduction zone) üzerinde oluştuğunu, ofiyolitlerle ilgili metamorfik kayaçların da okyanus içi dalma-batmanın başlangıcında veya sonraki bindirmelerle oluştuğunu ifade etmiştir. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı içerisinde yer alan granitoidlerin ise Malatya-Keban platformunun ofiyolitler ve onlarla ilişkili metamorfik kayaçların üzerine bindirmesini sonrasında sokulum yaptığını belirtmiştir.

Robertson ve ark. (2006), Berit bölgesinde yaptıkları çalışmada, bölgede yüzeyleyen metamorfik olmayan (Kuzey Berit-Göksun) ve metamorfik (Güney Berit) ofiyolit birimlerini ayıklamışlardır. Yazarlar, bölgede yüzeyleyen birimler üzerinde yaptıkları çalışmalar neticesinde Berit ofiyolitinin Güney Neotetis'te okyanus içi dalma-batmaya bağlı olarak yay önü havzada Geç Kretase'de geliştiğini bildirmişlerdir. Berit ofiyolitinin Toros aktif kıta kenarına ~85 My önce eklendiğini ve kalk-alkali karakterli granitler tarafından kesildiğini belirtmişlerdir. Kuzeye doğru dalmanın ~45 My önce bölgede yay-gerisi açılmaları ve dalma-batmaya bağlı volkanizmayı tetiklendiğini belirten yazarlar, Güney Neotetis'in Oligo-Miyosen zamanında kapandığını ve günümüzde güneye bakan bindirme zonlarının bu zamanda oluştuğunu bildirmektedirler.

Şahin (2008), Çelikhan (Adıyaman) kuzeydoğusundaki tektono-metamorfik birimlerin metamorfizma ve yapısal özellikleri adlı tezinde, bölgenin tektonik

gelişiminin, Malatya metamorfiklerinin kuzeyden bölgeye yerleşimi ve Doğu Anadolu Fay Zonu'nun gelişimi ile şekillendiğini söylemiştir.

Bağcı ve ark. (2008), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin, güney Türkiye'de en iyi korunmuş Neotetis okyanusal litosfer kalıntılarından birisi olduğunu, tabandan tavana doğru manto tektonitleri, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, levha dayk kompleksi, plajiyogranitler ve volkaniklerle (düşük-K toleyitler ve boninitler) temsil edildiğini söylemişlerdir. İzotropik gabrolar, levha daykları ve sakalavitlerden elde edilen yeni jeokimyasal verilerin Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde okyanusal kabuk kayaçlarını oluşturan iki ana magmanın varlığını işaret ettiğini ve bunların: (i) Grup I, izotrop gabro ve levha dayklarını oluşturan ada-yayı toleyitik serisi ve (ii) Grup II, izotrop gabrolar, levha daykları ve sakalavitleri oluşturan düşük-Ti boninitik seri olduğunu belirtmişlerdir. Kızıldağ ofiyolitindeki boninitik ve ada-yayı toleyitik magmatizmasının mekansal ve zamansal ilişkileri, farklı magma kaynaklarının Geç Kretase'de Neotetis okyanusunun güney kolundaki yay-önü tektonik ortamında eşzamanlı olarak aktif olduklarını söylemişlerdir.

Beyarslan ve ark. (2009), Koçali Ofiyolitik Karmaşığı'nın petrolojik ve tektono-magmatik özellikleri (Adıyaman) adlı çalışmasında, Koçali Karmaşığı'nın Doğu Toros kuşağına ait ofiyolitlerin bir parçası olduğunu, Geç Triyas'ta açılmaya başlayan Güney Neotetis'in Üst Kretase'den itibaren kuzeye doğru dalması ve bu dalan levhanın üzerinde kalan, dalan levhadaki akışkanların ve sedimanlarında kısmen ergimesinden oluşan eriyiğin manto içerisine girmesi ile zenginleşmiş olan manto kamasının kısmi ergimesi ile oluşan MORB'a benzer magmanın, 70 ± 5 My (Maestrihtiyen) önce üstteki kabuğun açılma zonuna dolması ile oluştuğunu, yitime bağlı olarak yeni kabuk (Koçali ve diğer ofiyolitler) üzerinde ise 55 ± 2 My önce yay magmatizması geliştiğini ve buna bağlı olarak granitik intrüzyonların ofiyolitleri kestiğini belirtmiştir. Üst Kretase'den sonra güneye doğru sürüklenimle tüm birimlerin Arap platformu üzerine bindirdiğini söylemiştir.

Parlak ve ark. (2009), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı boyunca yüzeyleyen ofiyolitik birimleri üzerinde petrografik ve jeokimyasal çalışmalar

yaparak, ofiyolitik birimlerin oluştukları tektonik ortamları tartışmışlardır. Araştırmacılara göre, kuşak boyunca yüzeyleyen Göksun, Berit, İspendere, Kömürhan ofiyolitleri Toros aktif kıta kenarının altına dalmış ve I tipi kalk-alkali karakterli granitoidler tarafından kesilmişlerdir. Kızıldağ ofiyoliti (Hatay) ise Arap platformu üzerine yerleşmiş konumda gözlenmektedir. Araştırmacılar, birimler üzerinde yaptıkları petrografi, tüm kaya jeokimyası ve mineral kimyası çalışmaları neticesinde ofiyolitlerin okyanus ortası sırtta oluşan okyanusal kabuktan farklı bir ortamı işaret ettiğini belirtmektedirler. Kümülat kayaçların mineral fazlarının oluşum sırası, tüm kaya ve mineral kimyası bu birimlerin günümüz ada-yayı toleyitleri ile aynı ortamda oluştuğuna işaret ettiğini belirtmektedirler. Araştırmacılar, ofiyolitik birimlerin volkanik seviyeleri toleyitik bileşime sahip olduğunu ve Güneydoğu Anadolu ofiyolitlerinin jeokimyasal olarak iki farklı magmadan türediğini belirtmişlerdir, (Kızıldağ, Göksun, İspendere, Kömürhan ve Guleman ofiyolitlerinde gözlenen IAT tipi magma ve sadece Kızıldağ ofiyolitinde gözlenen düşük-Ti boninitik magma kaynağı). Araştırmacıların elde ettiği jeokimyasal verilere göre Güney Neotetis ofiyolitlerinin okyanus içi dalma-batma ile ilişkili ortamda yay ve yay önü ortamlarında geliştiğini işaret ettiğini belirtmektedirler. Araştırmacılara göre, Berit metaofiyolitnde gözlenen metamorfizma gelişen okyanus içi dalma-batmanın ilerleyen safhalarında gelişmiş olmalıdır.

Yıldırım (2010), Çelikhan-Sincik (Adıyaman) bölgesinde yürüttüğü doktora çalışması kapsamında; İnceleme alanında yer alan magmatik birimlerin, Kömürhan ofiyoliti, Şifrin Grubu derinlik kayaçları, Maden Karmaşığı'na ait Karadere formasyonu ve Pütürge metamorfiklerini kesen Sarkız ve Baizge yöresine ait damar kayaçları olduğunu ve bunların allokton konumlu olduklarını belirtmiştir.

Kaymakçı ve ark. (2010), Bölgede yaptıkları çalışmada, fault-slip veri setlerini kullanarak paleostres inversiyon çalışmalarına dayalı olarak GD Anadolu orojeni ve Arabistan platformu içinde 5 farklı deformasyon fazı tanımlamışlardır. Bu fazları, zamanlama ve duraylılıkları etkilenmiş tabaka, eş çökelme yapıları,

makaslama yapıları ve iz fosillerin yaşlarını içeren değişik kriterler kullanarak belirlemişlerdir. En yaşlı deformasyon fazının KD-GB doğrultulu genişlemeyle karakterize edildiğini ve genişlemenin Maestrihtiyen-Orta Eosen arasındaki dalan levhanın gerilemesi prosesleri sonucunda geliştiğini düşünmüşlerdir. İkinci deformasyon fazının, doğudan batıya KB-GD doğrultulu sıkışma ve roll-back işlevinin sonucunda gelişmiş, bunun da olasılıkla daha genç okyanusal kabuk veya Geç-Orta Eosen-Geç Oligosende Afrika ve Avrasya arasındaki konverjan oranı içindeki artışa bağlamışlardır. Üçüncü deformasyon fazının, doğudan batıya KB-GD doğrultulu genişlemeyle karakterize edildiğini, bu deformasyon fazının da İran'da başlatılan ve Oligosen sonundan Orta Miyosen'e kadar olan dönemde batıya doğru göç eden levha sıyrılmasına bağlamışlardır. Dördüncü deformasyon fazının, yaklaşık olarak K-G doğrultulu sıkışmayla karakterize edildiğini bu deformasyon fazı da çarpışmaya ve daha fazla olarak Orta Eosen'in sonunda Arabistan plakasının kuzeye doğru girintisine bağlı olduğunu belirtmişlerdir. Beşinci ve mevcut deformasyon fazının KD-GB doğrultulu sıkışmayla karakterize edildiğini bununda Orta Pliyosen'den beri bölgedeki tektonik re-organizasyondan kaynaklanmış olacağını söylemişlerdir.

Uzunçimen ve ark. (2011), Koçali Kompleksi'nin volkano-sedimanter serileri içerisindeki Geç Triyas (Orta Karniyen- Reatiyen) radyolaryalarının keşfi ve diğer Torid birimleriyle karşılaştırması adlı çalışmalarında, Koçali Karmaşığı'nın GD Türkiyede, sedimanlardan türemiş platformlarla birlikte, pelajik sedimanlar (pelajik kireçtaşları, çörtler vb.) ile okyanusal kabuk kökenli bazik volkanik kayaçlar içerdiğini belirtmişlerdir. Birimin çökelme yaşının önceleri Geç Jura- Erken Kretase olarak saptandığını, bu kompleksin içindeki volkano-sedimanter serilerin radyolarya içeriğinin çalışılması sonucunda, esas olarak Adıyaman'ın KD ve KB'sında 6 stratigrafik bölüm ölçüldüğünü ve bu stratigrafik bölümlerdeki radyolarya faunaları serinin yaşının Orta Karniyen'den Raetiyen'e kadar gittiğini belirtmişlerdir. Bu verilere göre karmaşığın çökelme yaşının daha önce saptanandan daha yaşlı olduğunu söylemişleridir. Litolojik karakteristikler

(pelajik sedimentlerle ilişkili geniş yayılımlı Triyas bazik volkanik kayaçları) ve bu serilerin radyolarya içeriklerinin, Batı ve Orta Toridlerdeki Antalya naplarından Alakırçay napının serileri ile yakın benzerlikler gösterdiğini belirtmişlerdir.

Tekin ve ark. (2011), Elde ettikleri yaş verilerine göre, Koçali Karmaşığı'nın Konak ve Tarasa birimlerinde bazik volkanik faaliyet Geç Triyas dönemi boyunca yaygın olarak, Orta Jura- Erken Kretase dönemlerinde ise azalarak devam ettiğini belirtmişlerdir. Geç Triyas yaşlı volkanik kayaçlar okyanus adası bazaltı (OAB) ve Zenginleşmiş Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı karakterli iki farklı volkanizmanın ürünleri olduğunu, volkanik kayaçların jeokimyasal özellikleri değerlendirildiğinde, çalışma bölgesinden alınan bütün örneklerin okyanus ortası sırtından uzakta, bir kenar basende oluştuklarını söylemişlerdir.

Karaoğlan (2012), Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı boyunca gözlenen magmatik/metamorfik birimlerin oluşum, soğuma ve yüzeyleme yaşlarının jeotermokronoloji yöntemleri ile; (i) Neotetis'in güney kolunda yitim zonu ile ilişkili kabuğun oluşum yaşı, (ii) okyanusun kapanmaya başladığı zaman aralığı, (iii) kıta-kıta çarpışmasının gerçekleşme zamanı ve (iv) kıta-kıta çarpışmasının hızını hesaplamıştır. Buna göre, Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı dünya üzerinde dağ oluşum süreçlerinin en iyi gözlemlenebildiği alanlardan biri olduğunu kuşağın evrimi Neotetis'in güney kolunun Üst Kretase-Miyosen zaman aralığında kapanımı ve kıta-kıta çarpışması sonucu yüksek plato oluşumunu içerdiğini belirtmektedir. Troodos (Kıbrıs), Kızıldağ (Hatay), Koçali (Adıyaman) Semail (Umman) ofiyolitlerinin (95-90 My) Arap kıtası önü ofiyolit kuşağı ofiyolitlerini oluştururken, Göksun-İspendere-Kömürhan-Guleman ofiyolitlerinin (84-87 My) ise Toros kuşağı ofiyolitlerini oluşturduğunu belirtmiştir.

Yıldırım ve ark. (2012a), Ormanbaşı Tepe (Sincik-Adıyaman) yöresinde yer alan cevherleşmelerin Kıbrıs tipi volkanojenik masif sülfit yataklarının genel özelliklerini sergilediklerini, daha önceki çalışmalarda belirtilen epitermal bir cevherleşmeyle ilişkili olmadıkları sonucuna varmış ve bundan sonraki çalışmaların, bu oluşukların eşleniklerinin kuşak boyunca ortaya konması ve aynı

kuşak üzerindeki diğer oluşuklarla deneştirilmesi üzerinde yoğunlaşılmasını, böylelikle Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı boyunca yeni bir Kıbrıs tipi VMS metolojenik kuşağın ortaya çıkarılabileceğini belirtmiştir.

Yıldırım ve ark. (2012b), Koçali Karmaşığı'nın, Koçali ofiyoliti ve volkano-sedimanter özellikteki Koçali melanjından oluştuğunu belirtmişlerdir. Koçali Melanjının güney Neotetis'in açılımı sırasında oluştuğu, Koçali ofiyolitinin ise okyanusal basenin kapanması sırasında kuzeye dalımlı okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuğu şeklinde yorumlamışlardır.

Çaputcu (2013), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde Çevlik (Samandağ-Hatay) sahilinde geniş yüzlekler sunan levha dayklarını incelediği yüksek lisans çalışmasında; levha dayklarının taban seviyelerinde gabroyik mercekler içerdiğini ve arazi ilişkilerine göre üç farklı dayk gelişiminin varlığını belirtmiştir. Levha dayklarındaki soğuma kenarı yönelimlerinin, Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin Güney Neotetis'te Geç Kretase döneminde gelişimini sürdüren D-B uzanımlı okyanusal rift ekseninin kuzey bölümüne ait olduğunu ileri sürmüştür.

İlhan (2013), Adıyaman bölgesinde yaptığı tez çalışmasında, Koçali Karmaşığı içerisindeki cevherleşmelerin; Koçali melanjına ait Geç Triyas yaşlı spilitik bazaltlarda ve okyanus içi yitim zonunda oluşmuş Geç Kretase yaşlı Koçali ofiyolitine ait levha dayk kompleksinde yer aldığını ve cevherleşmelerin tamamının Kıbrıs tipi volkanojenik masif sülfit yatakları oldukları sonucuna varmıştır.

Karaoğlan ve ark. (2013a), Güneydoğu Anadolu, metamorfik masifler, ofiyolitler, volkanik yay birimleri ve granitoid kayaçlar gibi birçok tektono-magmatik/stratigrafik birimden oluştuğunu söylemiştir. Bunların hepsi güney Neotetisin Geç Kretase evriminde önemli rol oynamışlardır. Bu birimlerin mekansal ve zamansal ilişkileri Geç Kretase'de ki kuzeye doğru dalım/eklenme sırasındaki eş yaşlı magmatizmanın ilerleyen gelişimini ve bindirmeyi gösterdiğini belirtmiştir.

Karaoğlan ve ark. (2013b), Güneydoğu Anadolu metamorfik masifler, ofiyolitler, volkanik yay birimleri ve granitoid kayaçlar gibi birçok tektono-magmatik/stratigrafik birim içermektedir. Bunların hepsi güney Neotetisin Geç Kretase evriminde önemli rol oynarlar. Ofiyolitlerin, volkanik yay birimlerinin ve granitoidlerin karşılaştırılması Geç Kretase evrimini ortaya çıkarmıştır. Ofiyolitler, kuzeye doğru okyanus içi dalım sonucunda gelişmiş bir dalma-batma zonunda (SSZ) oluşmuşlardır. 83-75 Ma sırasında, geniş yayılımlı bir ada-yayı toleyitik volkanik birim SSZ tipi kabuk üzerinde gelişmiştir. Bölgesel konverjansa bağlı olarak, SSZ tipi ofiyolitler ve volkanik yay birimlerinin kuzeye doğru Torid platformu (Malatya-Keban) altına eklenmiş ve I-tipi kalk-alkali volkanik yay granitoidlerinin 84-82 Ma sırasındaki intüzyonuyla devam etmiştir. Sonra yayla ilişkili volkano-sedimanter birim gelişimine devam etmiş ve ~75 Ma yılında sonlanmıştır. Volkanik yay birimlerinin ve granitoidlerin gelişimi dalım ve büyümenin başlangıçtaki safhasında eş yaşlı olmasına rağmen tektono-magmatik birimlerin hepsi genetik olarak birbirinden farklıdır.

Karaoğlan ve ark. (2013c), Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti, Türkiye'de güney Neotetis okyanusunun kalıntılarını temsil eder ve tam bir okyanusal litosferik kesitle karakterize edilir. Bu ofiyolit, kuzeye dalımlı bir okyanus içi dalma zonu üzerindeki bir yay-önü ortamda oluşmuştur ve aynı bindirme levhasının daha kuzeydeki deforme olmamış parçasıyla temsil edilmektedir. Ofiyolit, Maastrihtiyen'de güneydeki Neotetis okyanusundan güneye doğru yerleşmiştir. Kızıldağ ofiyolitinde, U-Pb zirkon yaşlandırma yöntemiyle plajiyogranitlerde 91.7 ± 1.9 My, kümülat gabrolarda ise 91.6 ± 3.8 My yaşları elde etmiştir. Kızıldağ, Trodos ve Semail ofiyolitlerinden elde edilen U-Pb zirkon yaşları analitik belirsizlikler kapsamında örtüştüştüğünü belirtmiş ve bu da bu ofiyolitlerin eş yaşlı ve aynı Geç Kretase güney Neotetis okyanusu dahilindekilerle genetik ve tektonik olarak ilişkili olduğunu ifade etmiştir.

Yıldırım (2013), MTA Genel Müdürlüğü, Maden-Etüt ve Arama Dairesi tarafından yürütülen "Koçali Karmaşığı İçerisindeki Kıbrıs Tipi Volkanojenik

Masif Sülfit Yataklarının Araştırılması ve Ekonomiye Kazandırılması" adlı proje kapsamında, GD Anadolu Bölgesindeki Kıbrıs tipi VMS yataklarının ortaya konması amaçlamıştır. Çalışmalar sonucunda, Koçali Karmaşığı içinde Kıbrıs tipi VMS yataklanmalarının varlığını belirlemiştir. Bitlis-Zagros Kenet Zonu boyunca GD Anadolu'da yer alan Kızıldağ ofiyoliti, Baer-Bassit ofiyoliti (Kızıldağ'ın Suriye'deki uzantısı), Yüksekova ve Berit gibi dalma-batma zonu üstü (SSZ) ofiyolit dilimleri ve Eosen yaşlı Maden karmaşığı, Kıbrıs, İran ve Oman'daki yataklar göz önüne alındığında, VMS yatakları açısından önemli bir potansiyel oluşturduğunu ve kenet zonunun bu kesiminin VMS yatakları açısından arama boşluğu sunduğunu belirtmiştir.

Yıldırım (2015), Gölbaşı (Adıyaman)-Helete (Kahramanmaraş) bölgesinde yer alan çalışmasında; inceleme alanının yığışım zonu içerisinde yer aldığını, Helete volkaniklerinin sub-alkalin karakterli toleyitik bir trend sunduğunu ve volkanik yay ortamında oluştuğunu belirtmiştir. İnceleme alanındaki ofiyolitleri ise Göksun ofiyolitinin bir parçası olarak tanımlamış ve yer yer felsik dayklarca kesildiğini, Helete volkanikleriyle de tektonik bir dokanağa sahip olduğunu ifade etmiştir. Göksun ofiyoliti ile intrüzif ilişkiye sahip felsik dayklarının Esence granitoidinin bir parçası olabileceğini, bu felsik dayların volkanik yay ortamında oluştuğunu belirtmiştir. Ayrıca, $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaşlandırma yöntemiyle gabroyik kayaçları kesen felsik kayaçlardan 80.92 ± 0.29 Ma plato yaşı elde etmiştir.

Karaoğlan ve ark. (2016), Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı, güney Neotetis okyanusal litosferinin geç Mesozoyik ve erken Senozoyikte kuzeye dalımı sonucunda oluştuğunu söylemiştir. Bu çalışmada Torid aktif kıtasal kenarının ve Kretase-Miyosen sırasındaki Neotetis konverjansı çerçevesinde Torid ve Arap platformları arasındaki çarpışmanın zamansal ve jeodinamik evrimini anlamak için kullanılan yüksekten düşük sıcaklığa termokronolojik yöntemler, granitoidlere uygulamıştır. Arazi, jeokimya ve jeo-termokronolojik veriler ilk kıtasal çarpışma olayının güneyde Bitlis-Pütürge mikro-kıtaları ve kuzeyde Torid platformu arasında oblik bir dalma zonunda 84 ve 74 Ma arasında oluştuğunu belirtmiştir.

Granitoidler, erken–orta Eosen zamanında, Maden yay-ardı havzasının açılmasıyla ilşkili gerilmeli bir rejim içinde HP/UHT Berit metaofiyolitinin yüzeylemesiyle birlikte yükselmeye devam ettiğini ileri sürmüştür. Bu süreç aynı zamanda Pütürge ve Malatya-Keban metamorfiklerine, Berit metaofiyolitine ve Maden kompleksine sokulum yapan Doğanşehir yay magmatizmasının intrüzyonunu sağladığını belirtmiştir.

Nurlu ve ark. (2016), Helete (Kahramanmaraş) bölgesinde yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerin jeokimyası ve tektonik önemi başlıklı çalışmasında; Bölgede daha önceki çalışmalarda Eosen yaşlı olduğu düşünülen Helete volkaniklerini kesen granitlerin Geç Kretase (92.9±2.2–83.1±1.5 My) yaşlı olduğunu ortaya koymuştur.

Roberson ve ark. (2016a), Arap kıta kenarı (Adıyaman yakınında) bölgesel tektonik, östatik deniz düzeyi değişimi ve iklim değişikliği arasındaki karşılıklı etkileşime yanıt olarak Geç Kretase – Geç Miyosen aralığında geliştiğini belirtmiş ve üç ana tektonik faz olduğunu, bunlarında; (1) Ofiyolitler ve yığışım karışığının altı doldurulmuş, fleksür denetimli bir önülke havzası üzerine Geç Kretase'de (en geç Kampaniyen-orta Maastrihtiyen) yerleşimi. (2) Geç Paleosen–Erken Eosen sıkışması; yükselme, eğimlenme, çekimsel duraysızlık, yapısal denetimli çökelme merkezlerinde kırıntılı sediman çökelimine ve yükselmiş blokların yer yer yüzeylenmesine neden olmuştur. (3) Güney Neotetis'in Erken-Orta Miyosen'de son kapanışı şeklinde olduğunu söylemiştir.

Roberson ve ark. (2016b), Güney Neotetis'i meydana getirecek olan riftleşme ve kıtasal kopmanın kanıtlarına volkanik-tortul Koçali Karmaşığı içinde rastlandığını belirtmiştir. Bunun, aralarında lavlar, volkanoklastik sedimanlar, pelajik karbonatlar, radyolaritler ve manganlı çökellerin olduğu kıvrımlı, bindirme-tektonik-dilimli bir istif olduğunu, ara tabakalı şerit çörtlerde Geç Triyas – Geç Jura yaş aralığında radyolaritler bulunduğunu söylemiştir. Orta?-Geç Triyas yaşlı istifin alt kesimine (Tarasa Formasyonu) zenginleştirilmiş okyanus ortası sırtı bazaltı (E-MORB) egemen olduğunu, üzerindeki Geç Triyas – Orta Jura aralığı

(Konak Formasyonu) okyanus adası bazaltı ve zenginleştirilmiş okyanus ortası sırtı bazaltı (E-MORB) ardalanmalarıyla temsil edildiğini belirtmiştir.

Yıldırım ve ark. (2016), Gaziantep bölgesinde yaptıkları çalışmada, Ortaklar VMS cevherleşmelerinin Geç Triyas'taki Neotetis'in riftleşmesiyle oluşan Koçali Karmaşığı'nın bazalt ve derin deniz sedimanları içerisinde olduğunu belirtmiştir. Cevherleşmelerle ilişkili bazaltların normal okyanus ortası sırtı bazalt (NMORB) tipi olduklarını ve kıtasal kabuktan kirlenmediklerini ifade etmiştir.

Şimşek (2017), Yüksek lisans tez çalışması kapsamında SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometer) zirkon U-Pb yöntemi ile Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait kabuksal kayaların tarihlendirmesini yapmıştır. Tarihlendirmesi yapılan zirkonların boyutlarının genel olarak 12-150 µm arasında olduğunu ve magmatik kökeni gösterdiğini (Th/U=0.34-3.47) belirtmiştir. 10 adet mafik ve felsik kaya örneğini tarihlendirerek 90.6±6.4 ile 97.7±1.1 My arasında yaşlar elde etmiştir.

3. MATERYAL VE METOD

"Koçali Karmaşığını (Adıyaman) Oluşturan Okyanusal Birimlerin Petrolojik Özellikleri ve Tektonik Önemi" konulu doktora tezinde kullanılan materyal ve metotlar aşağıda verilmiştir.

3.1. Materyal

Tez çalışmasında kullanılan ana materyaller; Koçali ofiyolitine ait tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, levha dayk kompleksi, plajiyogranitler ve tekil dayklar ile Koçali volkanik-tortul seriye ait volkanikler ve bunlarla ilişkili pelajik sediman örneklerinden oluşmaktadır.

3.2. Metod

Doktora tez çalışması (a) büro çalışmaları, (b) arazi çalışmaları, (c) laboratuvar çalışmaları ve (d) tez yazımı çalışmaları olmak üzere 4 aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.2.1. Arazi Öncesi Büro Çalışmaları

İnceleme alanı ve yakın çevresinde doktora tezine konu oluşturan tektomagmatik birimler ve bunlarla ilişkili olan birimleri içeren rapor, tez ve yayınlar derlenerek arazi çalışmaları öncesinde incelenecek bölgelerin jeolojisi ile ilgili fikir sahibi olunmuş ve arazi çalışmaları bu çalışmalar doğrultusunda yönlendirilmiştir.

3.2.2. Arazi Çalışmaları

Doktora tezi kapsamında yapılan arazi çalışmaları 2011, 2012, 2013 ve 2014 yıllarında MTA projesi kapsamında uzun süreli ve kademeli olarak yapılmıştır. Adıyaman ilinin Gölbaşı ve Sincik ilçeleri arasındaki Koçali Ofiyolitik Karmaşığı'nı kapsayan 1.800 km^2'lik çalışma alanında, daha önce yapılan 1/25000,

1/50.000 ölçekli temel jeoloji haritalarından faydalanılarak özellikle şimdiye kadar melanj karakterli gösterilen ofiyolitler ve volkanik-tortullar, ast birimlerine ayırtlanmış ve birbirleriyle olan ilişkileri belirlenip ayrıntılı olarak haritalanmıştır. Bu işlem sırasında Brunton tipi jeolog pusulası, GPS (Global Positioning System) cihazı, jeolog çekici, lup, şerit metre ve benzeri araçlardan yararlanılmıştır. Koçali Karmaşığı'na ait kayaç birimlerinin kendi içerisinde ve çevre kayaçlarla olan dokanak ilişkileri gerek arazide gözlenebilen makroskobik özellikleri ve gerekse petrografik çalışmalarla desteklenerek ortaya konmuştur. Koçali Karmaşığı Koçali ofiyolitleri ve volkanik-tortul kayaçlar olmak üzere iki ana alt grup halinde haritalanmıştır.

Koçali ofiyolitine ait ast birimler ise ayrı ayrı haritalanmış, tektonitlerde izlenen ve üst manto koşullarını yansıtan deformasyon yapıları belirlenmeye çalışılmış, ayrıca kümülat kayaçlarda gözlenen derecelenme, çapraz tabakalanma, magmatik bantlaşma ve magmatik laminasyon gibi magma odası koşullarını yansıtan yapılar ayrıntılı olarak irdelenmiştir. Ayrıca, SIMS zirkon U-Pb analizleriyle radyometrik yaş tayini için Koçali ofiyolitine ait mafik kümülatlardan (gabro/olivinli gabro) örneklemeler yapılmıştır.

Koçali volkanik-tortul biriminden detaylı ölçülü kesitleri alınmış ve pelajik sedimanlardan nanoplankton ve radyolarya fosilleri derlenerek ayrıntılı iç yapısı ortaya konulmuştur. İnceleme alanında yüzeyleme veren tüm birimlerden gerekli görülen yerlerde ölçeksiz şematik enine kesitler alınarak bölgenin stratigrafik konumu belirlenmeye çalışılmıştır.

Arazi çalışmaları sırasında petrografik determinasyon, jeokimyasal ve jeokronolojik analizler de kullanmak üzere Koçali Karmaşığı'na ait kayaçlardan toplam 792 adet örnek alımı gerçekleştirilmiştir. Ayrıca arazi çalışmaları süresince gözlenen makroskobik ölçekli jeolojik ve yapısal unsurlar dijital kamera kullanılarak fotoğrafları çekilmiştir.

3.2.3. Laboratuar Çalışmaları

Bu aşamada öncelikle petrografik determinasyon çalışmalarını yürütmek üzere araziden derlenen el örneklerinin tamamının ince kesitleri yaptırılarak her ince kesit içerisindeki minerallerin konumları, alterasyon durumları ve kayaçların adlandırılmaları polarizan mikroskop yardımı ile gerçekleştirilmiştir. Yapılan bu petrografik determinasyon çalışmaları ile eşzamanlı olarak petrografik önem arz eden unsurlar tespit edilerek fotoğraflanmıştır. Petrografik analizler neticesinde tüm kayaç jeokimyası ve mineral kimyası için seçilen uygun örnekler üzerinde örnek hazırlama çalışmaları yürütülmüştür.

Koçali ofiyoliti ve Koçali volkanik-tortul serinin oluştuğu petro-tektonik ortamı tayin etmek amacıyla çalışılan örnekler üzerinde ana-iz (major-trace) ve Nadir Toprak Elementleri (REE) analizleri yaptırılmıştır. Ana, iz ve nadir toprak element analizleri için sistematik olarak alınan örneklerin petrografik incelemeleri yapıldıktan sonra Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kırma-Öğütme Laboratuvarı ile ve Jeokimya Laboratuvarı'nda örnekler analize hazırlanmıştır. Kimyasal analizlerde kullanılmak üzere seçilmiş 300-400 gr kayaç örnekleri çeneli kırıcıdan geçirildikten sonra, agat havanda 200 mesh tane boyutuna kadar öğütülmüş ve çeyrekleme yöntemiyle toz örnek kimyasal analizler için ayrılmıştır. Koçali ofiyoliti ve Koçali volkanik-tortul seriye ait toplam 103 adet örneğin ana-iz ve Nadir Toprak element analizleri Acme Analytical Laboratories (KANADA)'da yapılmıştır. Örneklerin ana element analizleri; İndüktif Eşleşmiş Plazma (Inductivly Coupled Plasma)-Atomik Emisyon Spektrometre (ICP-AES) yöntemi ile yapılmıştır. Bu yöntemde, bir numunede bulunan elementler atomlaştırma denilen işlemle buhar halinde atomlarına dönüştürülür ve daha sonra buhar içindeki atomik türlerin emisyon ölçümü yapılır (Thompson ve Walsh, 1983). Ana element analizleri için 0.2 gr örnek 1.5 $LiBO_2$'de eritilmiş ve % 5'lik 100 ml HNO_3 içinde çözündürülmüştür. Cihaza standartlar okutulduktan sonra örnekler analiz edilmiştir. İz ve nadir toprak element (REE) analizleri ise İndüktif Eşleşmiş Plazma, Kütle Spektrometre (ICP-MS) yöntemiyle 0.25 gr toz örnek

üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu analiz yöntemde numuneler atomlaştırılır, iyonlaştırılır ve kütle/yük oranına göre ayrılan iyonların sayımı ile veri elde edilir (Jenner ve ark., 1990). Örnekler, C içeriklerinin uçurulması için 200°C'de 100 ml $HClO_4$-HNO_3-HCl-HF çözeltisinde gaz çıkışı sonlanıncaya kadar bekletilmişlerdir. Metalleri çözmek amacıyla 10 ml kral suyu (HNO_3+HCl) ile sulandırılarak seyreltildikten ve filtre edildikten sonra analiz edilmişlerdir. Ana oksitlere ait saptama limitleri; SiO_2, Al_2O_3, K_2O, CaO, MgO, Na_2O, MnO, Ti_2O, C ve S için % 0.01; Fe_2O_3 için % 0.04; P_2O_5 için % 0.001; Cr_2O_3 için % 0.002 ve ateşte kayıp için % 0.1'dir. İz ve nadir toprak elementlerde saptama limiti, Ag, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Tl için 0.1 ppm; As ve Zn için 1 ppm; Au için 0.5 ppb; Se ve W için ise 0.5 ppm'dir. Ba için 1 ppm; Co için 0.2 ppm; Ga ve Sr için 0.5 ppm; Tb, Tm, Cs, Ta, U, Hf, Nb, Rb, Zr, La, Ce, Y ve Lu için 0.01 ppm; Th için 0.2 ppm; W için 0.5; Be, Sn ve Sc için 1 ppm; Pr, Eu ve Ho için 0.02 ppm; Sm, Gd, Dv ve Yb için 0.05 ppm; Er için 0.03 ppm; V için 8 ppm ve Nd için 0.3 ppm'dir.

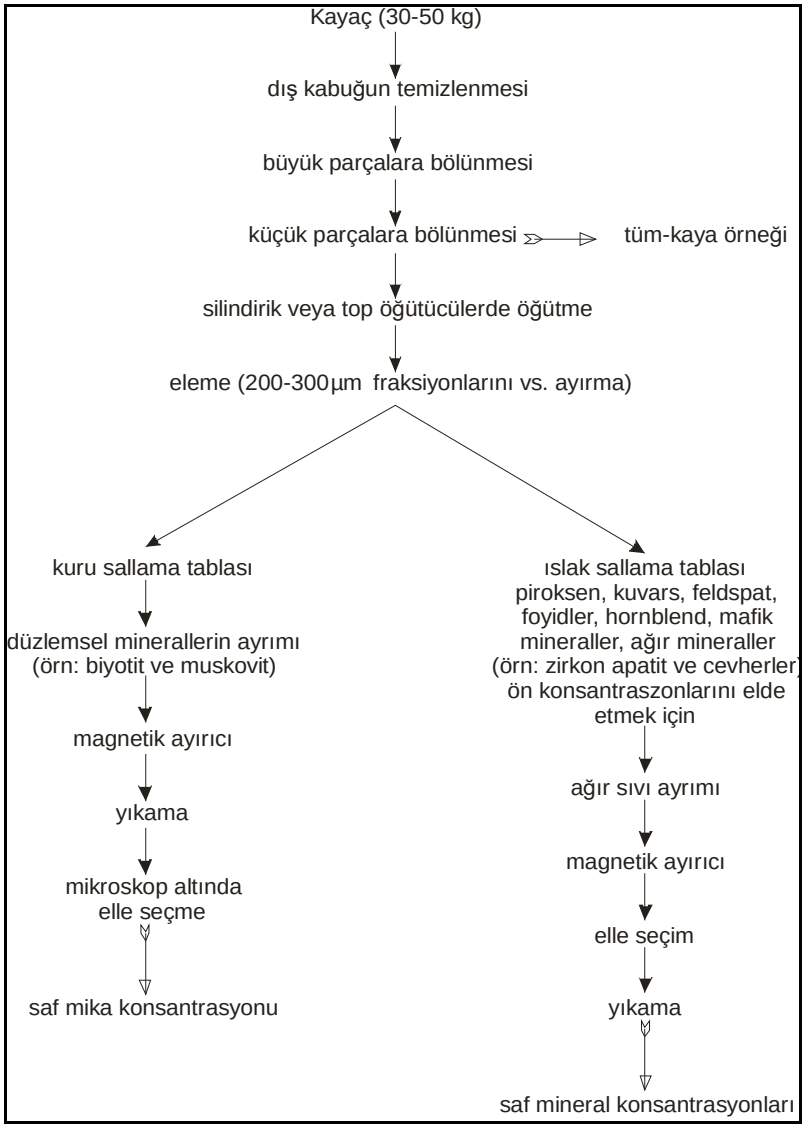
Koçali volkanik-tortul biriminden detaylı ölçülü kesitleri alınmış ve pelajik sedimanlardan nanoplankton ve radyolarya fosilleri derlenerek ayrıntılı iç yapısına dönük çalışmalar yapılmıştır. Loglanmış istiflerde yüzeylenmiş şerit çörtlerden çıkarılmış radyolaryalaryaların taramalı elektron mikroskopu altında tanımlamaları A.H.F Robertson denetiminde Lausanne Üniversitesinde (İsviçre) Paulian Dumitrica tarafından gerçekleştirilmiştir.

Koçali ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlardan (15 örnek), gabro dayklarından (4 örnek) ve ultramafik kümülat (verlit) kayaçlardan (1 örnek) olivin, klinopiroksen, ortopiroksen, plajiyoklas ve amfibol gibi minerallerde gerçekleştirilen mineral kimyası (microprobe) analizleri Viyana Üniversitesi (Avusturya) Mineraloji ve Petroloji Enstitüsü'nde yapılmıştır. Mineral kimyası analizleri (Elektron microprobe JEOL JXA-8600) sırasındaki analitik koşullar, 13 saniye hesap aralığı (counting interval), 20 nA ışık akımı (beam current), -15kV ivme voltajı (acceleration voltage) şeklindedir. Analiz yapmadan önce her örneğin mineralojik ve dokusal özellikleri polarizan mikroskobu yardımıyla farklı

büyütmeli objektifler kullanılarak detaylı bir şekilde incelenmiştir. Daha sonra her örnekte analiz yapılması planlanan minerallerin koordinat ve resimleri bilgisayara kaydedilmiştir. Bazı minerallerin bileşimindeki kimyasal değişimleri belirlemek için örnekler üzerinde profil hatları boyunca koordinatlar alınmıştır. Örneklerin yüzeyi alkolle iyice temizlendikten sonra karbonla kaplanmış, analiz yapılıncaya kadar, nemden etkilenmemesi için özel kaplarda saklanmıştır. Örneklerin analizi sırasında, kayıtlı olan koordinatlar ve görüntüler kullanılarak mineral kimyası analizleri gerçekleştirilmiştir. Örneklerin bir kısmında bazı minerallerin bileşimindeki kimyasal değişimleri belirlemek için mineral merkezinden ve mineral kenarlarından ölçüm alınmıştır.

Koçali ofiyolitinin kümülat gabro seviyelerinde uygulanan jeokronolojik yaşlandırma (SIMS zirkon U-Pb analizleri) yönteminde yapılan laboratuvar aşamaları aşağıda detaylı olarak verilmiştir.

Laboratuvar çalışmaları kapsamında, kırma-öğütme, eleme, sallantılı masa, manyetik ayırıcı, ağır sıvı ve mikroskop altında elle seçme işlemleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1. Jeokronoloji çalışmalarında mineral ayıklama işlemleri (Geyh ve Schleicher,1990'dan değiştirilmiştir; Şimşek, 2017'den).

3.2.3.1. Kırma-Öğütme

Minerallerin ayıklamasında ilk olarak araziden alınan her bir örneğin bozuşmuş, ayrışmış dış yüzeyleri temizlenerek çeneli kırıcıdan geçirilmiş ve ~1mm tane büyüklüğüne getirilmiştir.



Şekil 3.2. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarında ki çeneli kırıcı (Şimşek, 2017'den).

3.2.3.2. Kuru Eleme

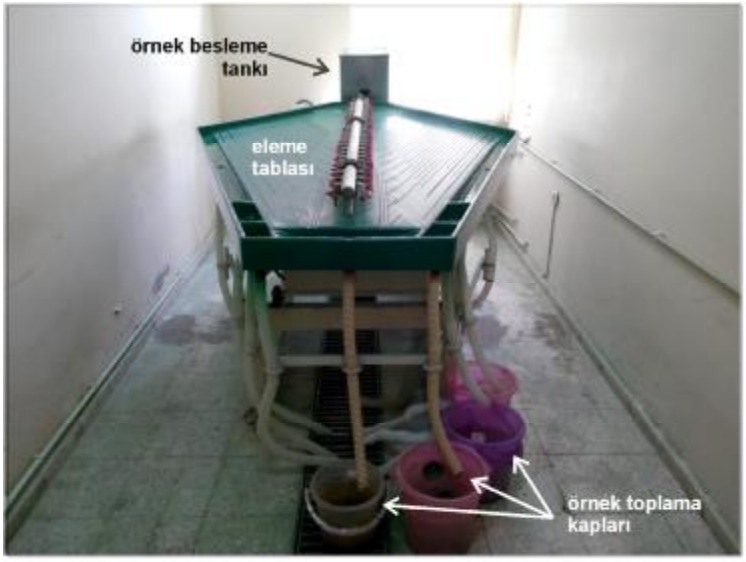
Bu süreç, çeneli kırıcıdan geçirilip ~1mm tane boyutuna getirilmiş örneklerin elenmesi işlemini kapsamaktadır. 250 ve 500 µm'luk elek setleri otomatik elek sallama makinasına yerleştirilerek, toz numune boyutundaki örnekler 15-20 dakika sürelerde elenmiştir. U-Pb yaşlandırılması için kullanılacak mineral fazlarının (rutil ve zirkon) ayırımı için 250 µm altındaki toz numune kullanılmıştır (Şekil 3.3). 250-500 µm ile >500 µm boyutundaki materyaller ise farklı jeokronolojik yöntemler için paketlenip saklanmıştır. Her örnek için yapılan eleme işleminden sonra bu elekler ultrasonik banyo ve tel fırça ile hassas bir biçimde temizlenerek yeni örnek eleme işlemine hazır hale getirilmiştir.



Şekil 3.3. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarında ki kuru eleme için kullanılan elek sallayıcı ve elek setleri (Şimşek, 2017'den).

3.2.3.3. Islak Eleme

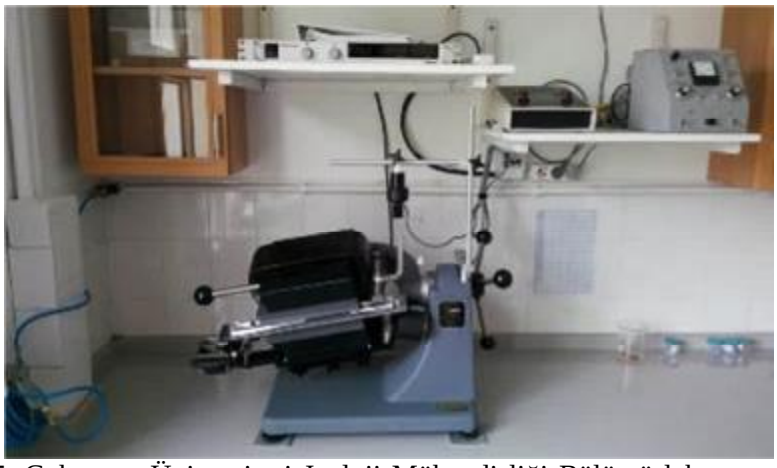
Kuru elemeden geçirilerek 250µm altındaki toz materyal içerisinde bulunan ağır minerallerin konsantrasyonlarını diğer fazlardan ayırabilmek için ıslak elek kullanılmıştır (Şekil 3.4). Islak elekte kullanılacak örnek besleme ünitesi vasıtasıyla eleme tablasına gönderilir. Eleme tablası belirli bir salınım yaparak üstündeki malzemeye ait düşük yoğunluklu mineraller ile yüksek yoğunluklu mineralleri birbirinden ayrır. Islak elekteki mineraller üç kapta toplanmaktadır.



Şekil 3.4. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarında ki ıslak eleme için kullanılan Gemini tip sallantılı masa (Şimşek, 2017'den).

3.2.3.4. Manyetik Ayırıcı

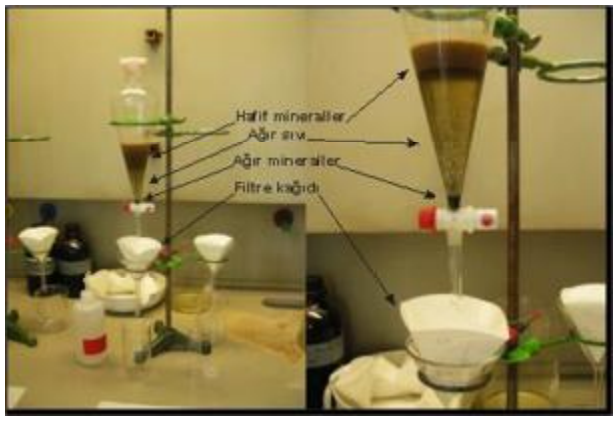
Islak elek aşamasındaki işlemler ile ağır mineral konsantrasyonu arttırılmış olan toz numune öncelikle kurutulur. Daha sonra kurutulan numune manyetik ayırıcıya girmeden önce numune miktarını azaltmak amacıyla, el mıknatısıyla manyetik özelliği sahip olan opak mineraller (manyetit, ilmenit vb) hızlı ve pratik bir şekilde ayıklanır. Bir sonraki aşamada ise numune manyetik ayırıcıdan geçirilerek, manyetizması çok düşük olan zirkon, apatit, monazit gibi aksesuar minerallerini, manyetik özelliği göreceli olarak daha yüksek olan biyotit, amfibol ve metalik cevher minerallerinden ayrılması sağlanır (Şekil 3.5).



Şekil 3.5. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarında ki Frantz Magnet manyetik ayırıcı (Şimşek, 2017'den).

3.2.3.5. Ağır Sıvı

Manyetik ayırıcıdan geçirilerek, manyetik özelliği olan minerallerden ayıklanmış ve manyetik özelliği düşük olan minerallerin (zirkon, apatit, monazit vb.) birbirinden ayrılabilmesi için ağır sıvı kullanılmıştır (Şekil 3.6). Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında ağır sıvı olarak organik Bromoform ve Diidometan kullanılmaktadır. Diiodometan'ın yoğunluğu 3.33 gr/cm^3 ve Bromoform'un yoğunluğu 2.89 gr/cm$^{3'}$tür. Bromoformun kullanılarak yapılan ayırım işlemlerinde, bu sıvıdan ağır olan zirkon, apatit, monazit ve amfibol gibi minerallerin alt kısımda kuvars, plajiyoklas ve feldspat gibi minerallerin de üstte kalması sağlanmıştır. Ağır sıvıda alt kısma çöken mineraller filtre kâğıdıyla toplanıp elle seçim işlemi için değerlendirilmiştir.



Şekil 3.6. Ağır sıvı kullanımı ile minerallerin yoğunluklarına göre ayrılması (sol: genel görünüm, sağ: yakından görünüm; Şimşek, 2017'den).

3.2.3.6. Elle Seçme

Ağır sıvı (Bromoform) kullanılarak ile zirkon, apatit ve monazit gibi minerallerin konsantrasyonları en üst seviyeye getirilmiştir. Daha sonra binoküler mikroskop ile zirkon minerallerinin elle seçim işlemi yapılmıştır (Şekil 3.7).



Şekil 3.7. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde zirkon minerallerinin elle seçimini yapmak için kullanılan binoküler mikroskop (Şimşek, 2017'den).

3.2.3.7. Tutturma, Aşındırma ve Parlatma

Binoküler mikroskop kullanılarak seçilmiş zirkon minerallerinin reçine yardımıyla sıralı ve düzenli şekilde tutturulup, aşındırma ve parlatma işlemlerine tabi tutulması gerekmektedir.

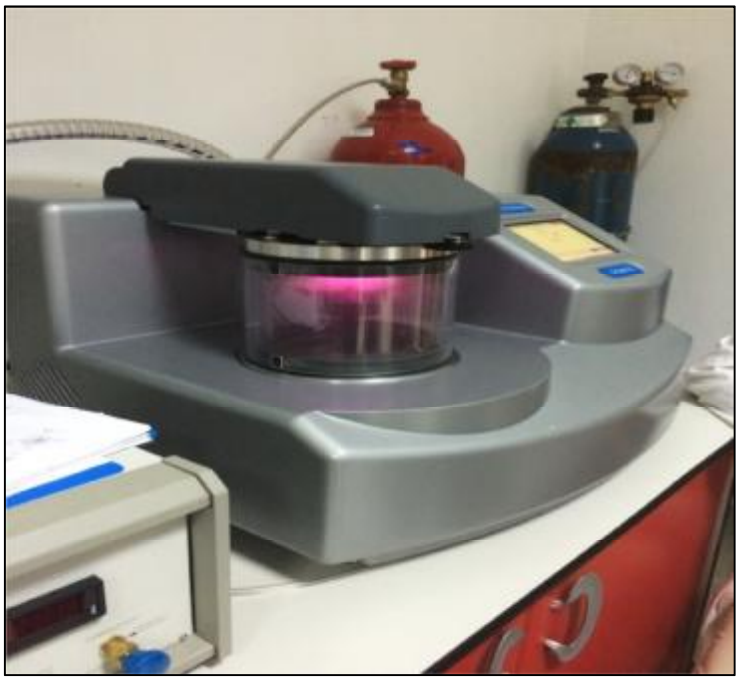
Zirkon minerallerinin tutturalması için farklı laboratuvarlarda çeşitli malzemeler kullanılmaktadır. Bu malzemeler (a) standart olarak 1" çapında plastik yüzük, (b) yüzük içine sığacak boyutta düz yüzeye sahip cam/pileksi, (c) çift taraflı bant ve (d) reçine (epoksi: kimyasal reçine)'dir. İlk olarak çift taraflı bant pileksi veya cam üzerine yapıştırılır. Daha sonra bir numuneye ait zirkon mineralleri sıralı bir şekilde kenar kısımlara çok fazla yaklaşmadan orta bölümde kalmak koşulu ile bant üzerine yapıştırılır. Aynı şekilde diğer örneklerin zirkon mineralleri de bant üzerine yerleştirilebilir. Aynı yüzük içinde birden çok örneğe ait zirkonların yerleştirilmesi mümkündür. Sonraki aşamada 1" çapındaki yüzük, pileksi veya camı içine alacak biçimde yerleştirilir. Son olarak ısıtılan epoksi, kabarcık kalmayacak şekilde yüzük içine dökülerek hava almayan bir ortamda kurumaya bırakılır.

Yüzüklerin şeklini almış olan kurumuş haldeki epoksi (reçine) çıkartılıp aşındırma işlemine geçilir. Aşındırma işlemi sırasında 14µm (600 numaralı-kalın) ve 5 µm (1000 numaralı-ince) toz aşındırıcılar kullanılmaktadır. Aşındırma tozları sayesinde tutturucular (epoksi) üzerindeki zirkon minerallerinin yüzeyleri açığa çıkana kadar aşındırma işlemine devam edilir.

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

3.2.3.8. Katodoluminesans (CL) Görüntü Alımı

Aşındırma ve parlatma işlemlerinden sonra zirkon minerallerinin iç yapısının görülebilmesi ve farklı büyüme halkalarının belirlenmesi için katodoluminesans (CL) fotoğrafları çekilmektedir. Bu çalışmada yaşlandırılmak istenen zirkon minerallerine ait katodoluminesans (CL) çekimleri Mersin Üniversitesi Merkez Laboratuvarında Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Öncelikle parlatma işlemi gerçekleştirilen zirkon minerallerinin yüzeyleri platin ile kaplanması sağlanır. Yüzükler platin kaplama cihazı içerisine konarak, Argon gazı ile elektriksel bir alan oluşturulup yüzükler platinle kaplanır (Şekil 3.8). Platinle kaplanan bu yüzükler taramalı elektron mikroskobu (SEM)'nda katodoluminesans (CL) görüntüleri için hazır hale getirilir (Şekil 3.8). Elde edilen CL fotoğrafları incelenerek analizi yapılacak zirkon minerali ve bölgesi belirlenir.



Şekil 3.8. Ringlerin platin ile kaplanması (Şimşek, 2017'den).

3.2.3.9. U-Pb SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) Yaş Tayini

U-Pb zirkon yaşlandırılması, Edinburg Üniversitesi (İngiltere) Yerbilimleri Materyal ve Mikro Analiz Merkezindeki Edinburg İyon Mikroprob Laboratuvarında CAMECA ims-1270 iyon mikroprobu ile gerçekleştirilmiştir. Toplam 4 örnekte analizler gerçekleştirilmiştir. Analizler Dr. Richard HINTON danışmanlığında tamamlanmıştır. Yaş hesaplamaları ISOPLOT/EX v3 bilgisayar programı kullanılarak hesaplanmıştır (Ludwig, 2003).

3.2.4. Değerlendirme ve Tez Yazımı

Laboratuvarda yapılan petrografik çalışmaların denetiminde inceleme alanının nihai 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası ile genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti hazırlanmış ve Corel-DRAW X7 programı (Corel Corporation) kullanılarak bilgisayar ortamına aktarılmıştır. Koçali ofiyoliti ve Koçali volkanik-tortul seriden seçilen örneklerin ana-iz-nadir toprak elementleri (REE) ve mineral kimyası analizleri sonuçları Minpet 2.02 ve GRAPHER 1.32 (Golden Software Inc) bilgisayar programlarında değerlendirilerek çeşitli diyagramlar elde edilmiş ve anılan birimlerin petrolojik, tektonik ve jeokimyasal nitelikleri ortaya konulmuştur.

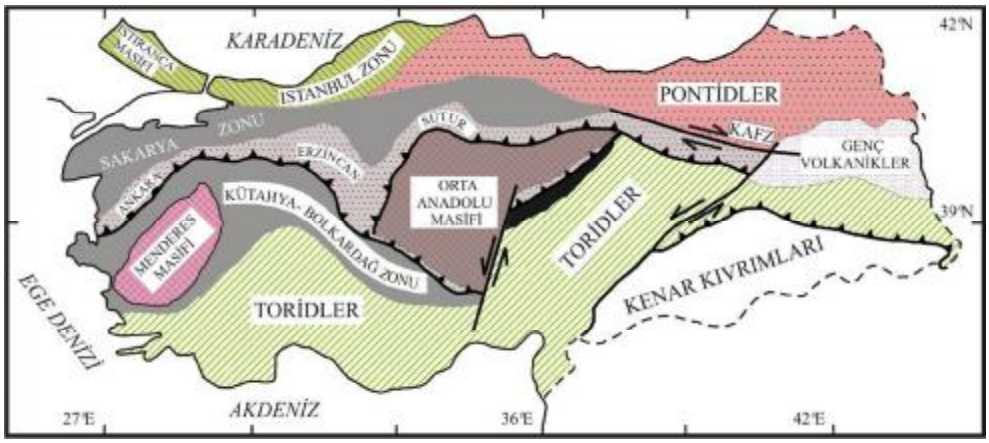
Koçali ofiyolitine ait mafik kümülatlardan (gabroyik bileşimli kayaçlardan) ayıklanan zirkon minerallerinin binoküler mikroskop altında ve geri saçınım görüntüleri incelenmiş ve bu görüntülerin değerlendirilmesi ile analizler gerçekleştirilmiş ve çeşitli diyagramlar oluşturularak jeokronolojik yaşlandırma yapılmıştır. Elde edilen tüm jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal veriler, literatür bilgisiyle deneştirilerek Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün tez yazım kurallarına uygun olarak **"**Koçali Karmaşığını (Adıyaman) Oluşturan Okyanusal Birimlerin Petrolojik Özellikleri ve Tektonik Önemi" konulu doktora tezinin yazımı gerçekleştirilmiştir.

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

4.1. Bölgesel Jeoloji

İnceleme alanı ve yakın çevresinde yer alan tektono-magmatik ve tektono-stratigrafik birimlerin bölgesel jeoloji içerisindeki konumu hakkında kısaca bilgi verilecektir.

Alp-Himalaya orojenik sistemi içinde önemli bir yere sahip olan Anadolu yarımadası, yaklaşık olarak D-B uzanımlı tektonik kuşaklar arasında (Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları), Tetis (Paleotetis ve Neotetis) okyanusal basenlerinin kalıntılarını içermektedir. (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Ketin, 1983).

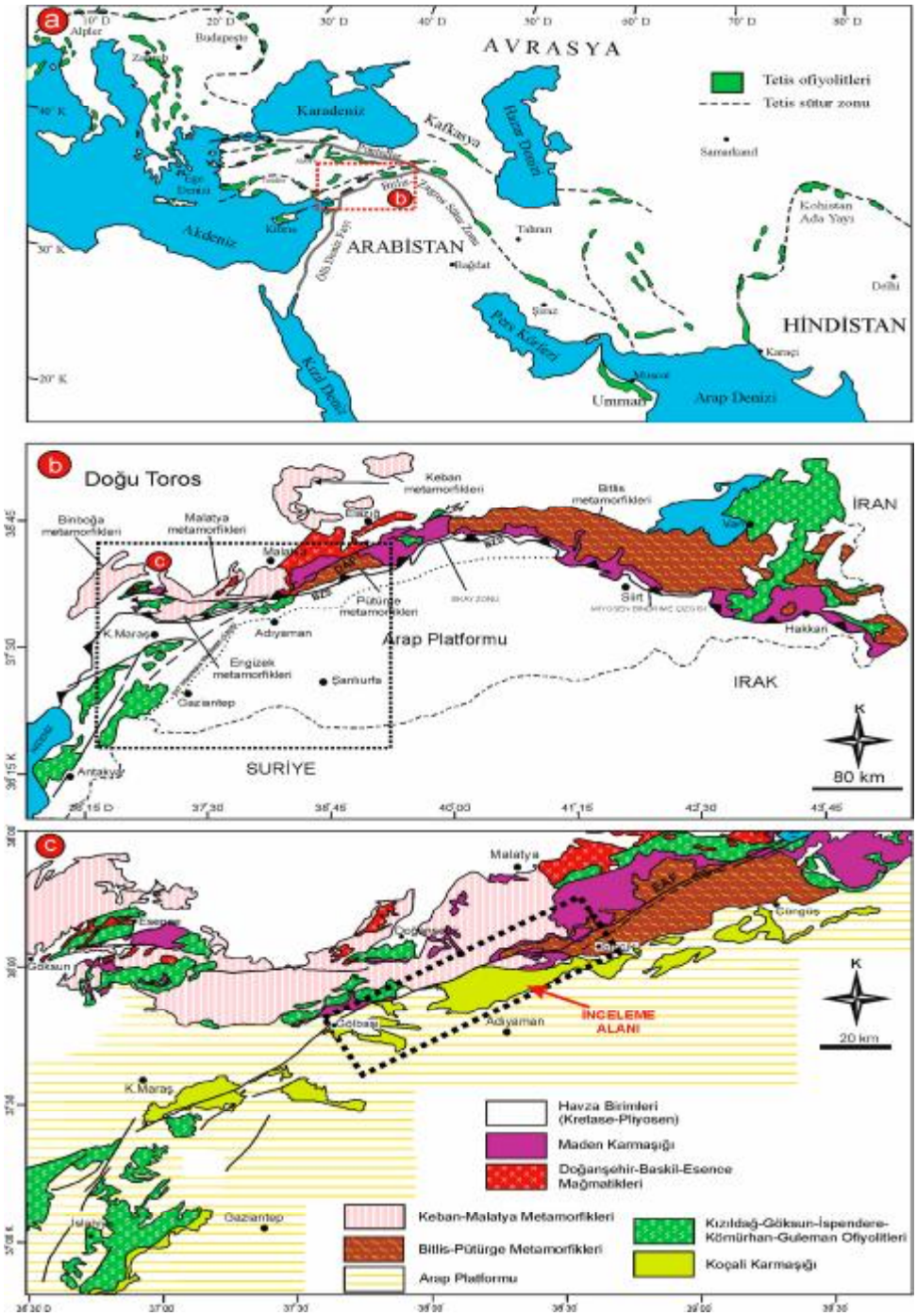
Tetis alanları; kuzeyde Lavrasya ve güneyde Gondwana kıtalarının Permiyen'de birleşmesi ile batıya doğru daralan bir okyanusal basen konumunda olan Tetis okyanusal baseni, okyanusun sonraki evriminde ortaya çıkan Neotetis okyanusal baseni ve bu basenleri sınırlayan kıta kenarlarını kapsamaktadır. Paleotetis ile ilgili jeolojik olaylar genel olarak K-KB Türkiye'de Sakarya zonu (Karakaya Kompleksi) ve Orta Pontidler'de hüküm sürmüş ve Liyas yaşlı sedimanlar tarafından uyumsuz olarak üzerlenerek evrimini tamamlamıştır (Şengör

ve Yılmaz, 1981; Pickett ve Robertson, 1996; Okay ve Tüysüz, 1999; Okay, 2008). Alp-Himalaya orojenezi sırasında oluşan ve kapanan, Neotetis ile ilgili jeolojik olaylar ise Triyas'tan Miyosen'e kadar tüm Anadolu'yu etkisi altına almıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Okay ve Tüysüz, 1999; Bozkurt, 2001; Robertson ve ark., 2004; Okay, 2008;). Neotetis okyanusal basenlerinin kapanması sırasında meydana gelen orojenik olaylar zincirinin en önemli birimlerini ofiyolitler ve granitoidler oluşturmaktadır (Parlak, 2006; Parlak ve ark., 2009; Karaoğlan, 2012).

Anadolu yarımadasında, ofiyolitlerin konumlarını kenet kuşaklarının konumları belirlemektedir. Ofiyolitler kabaca doğu-batı eksenli kenet kuşakları boyunca yerleşmişlerdir. Kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan (İAE) kenet kuşağı boyunca kuzeyde Pontidler ve güneyde Anatolidler arasında Paleo-Tetis ve Neotetis okyanuslarının kalıntıları izlenmektedir. Helenik yayı boyunca da kuzeyde Anatolidler ve güneyde Afrika kıtası arasındaki ve Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı boyunca kuzeyde Anatolid-Torid platformu ile güneyde Arap platformu arasında bulunan Neotetis okyanusunun kalıntıları izlenir. Tetis ofiyolitleri Akdeniz bölgesinde üç gruba ayrılır; a) Orta Triyas–Orta Jura yaşlı Doğu Tetis Okyanusu olarak adlandırılan Batı Karpat ofiyolitleri (Pieniny-Meliata-Dinarid ve Helenik-Pontik Kuşakları), b) Orta–Geç Jura yaşlı Batı Tetis Okyanus kalıntıları olarak adlandırılan Betik Kordilera-Apennin-Alpin Kuşakları ve c) Geç Kretase yaşlı Neotetis okyanusu olarak adlandırılan Anatolid-Torid Kuşağı ofiyolitleri (Ohnenstetter ve ark., 1979; Bortolotti ve Pirincipi, 2005; Şekil 4.2a).

Tetis okyanusal alanlarını temsil eden bu ofiyolitler ve ilişkili diğer magmatik birimler günümüz modern okyanus kabuğu ile karşılaştırıldığı zaman birbirlerinden çok farklı tektonik ortam ve kökenden gelmektedirler (Robertson, 2002; Parlak ve ark., 2009). Bunlar; (a) Orta-Geç Jura yaşlı Batı Tetis ofiyolitleri, okyanus içi yitim ile ilişkili (Doğu Arnavutluk ve Yunanistan da Vourinous ofiyolitleri), (b) MORB (Batı Arnavutluk ofiyolitleri), (c) MORB tipi ofiyolitten SSZ tipi ofiyolite geçen (Güney Arnavutluk ofiyolitleri, Yunanistan da Pindos ve

Asproptamos ofiyolitleri) ve (d) kıta içi yay-gerisi basen (KD Yunanistan da Guevgueli ofiyoliti) tektonik ortamlarında oluşmuş olan okyanusal litosfer kalıntılarıdır (Robertson, 2002;Bortolotti ve Principi, 2005; Parlak ve ark., 2009). Türkiye'deki Üst Kretase yaşlı ofiyolitler, Troodos (Kıbrıs) ve Baer-Bassit (Suriye) ofiyolitleri yitim zonu üzerinde oluşan (SSZ) ofiyolit karakterindedir (Aktaş ve Robertson, 1984; Pearce ve ark., 1984; Hébert ve Laurent, 1990; Lytwyn ve Casey, 1993; Yalınız ve ark., 1996; Parlak ve ark., 1996; Collins ve Robertson, 1998; Beyarslan ve Bingöl, 2000; Floyd ve ark., 2000; Parlak ve ark., 2000, 2002; Al-Riyami ve ark., 2002a,b; Robertson, 2002; Parlak ve ark., 2004; Bağcı ve ark., 2005, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2006; Bağcı ve ark., 2008; Bağcı ve Parlak, 2009; Karaoğlan, 2012). İnceleme alanı, Alp-Himalaya orojenik sisteminin bir parçası olan Doğu Akdeniz içerisindeki Güney Doğu Anadolu Orojenik Kuşağı içerisinde yer alır. Bu kuşak Hatay'dan başlayarak Hakkâri'ye kadar bir yay çizerek uzanır ve Arap levhasının kuzey sınırını çevreleyerek İran'da Zagros silsilesi ile birleşir (Yazgan ve ark.,1987). 400 km uzunlukta, 70 km genişlikteki kuşağın oluşumu, Üst Kretase'den itibaren Avrasya ve Arap/Afrika levhalarının birbirlerine yaklaşması ve çarpışmalarının sonucudur (Şekil 4.2b,c). Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nın doğuya uzantısı boyunca, İran'ın Neyriz bölgesinde (Hallam, 1976) ve Oman dağlarında, Paleozoyik'den beri sığ karbonat ve kumtaşlarının çökeldiği Arap Platformu kıta sahanlığının kuzey ucunun Kampaniyen sırasında çökerek çizgisel bir hendek oluşturduğu değişik araştırıcılar tarafından belirtilmiştir (Glennie ve ark., 1973; Hallam, 1976; Erdoğan, 1982). Anadolu'daki Kastel çukurluğuna karşılık gelen bu hendeğe İran'da Neyriz ofiyoliti ve Oman'da Semail ofiyoliti yerleşmiştir (Hallam, 1976). Güneydoğu Anadolu'daki Kastel formasyonunun karşılığı Neyriz bölgesinde Dalnashin birimi, Oman'da ise Muti formasyonudur (Hallam, 1976). Batıda ise, Troodos Masifi (Kıbrıs) Üst Kretase'de yerleşmiş ve Maastrihtiyen yaşlı örtü birimleriyle üstlenen büyük bir ofiyolit kütlesini oluşturur (Moores ve Vine, 1971).



Şekil 4.2 Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alan ofiyolitler ve Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının genelleştirilmiş jeoloji haritaları.

Şekil 4.2 de;

(a) Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alan ofiyolitler (Dilek ve Flower, 2003'ten değiştirilerek);

(b) GD Anadolu orojenik kuşağının genelleştirilmiş bölgesel jeoloji haritası (Yazgan ve Chessex, 1991; MTA, 2002'den faydalanılarak);

(c) Gaziantep-Adıyaman-Malatya-Diyarbakır arasında yüzeyleyen tektono-stratigrafik birimler Koçali Karmaşığı'nın dağılımı (Yazgan ve Chessex, 1991; MTA, 2002'den faydalanılarak).

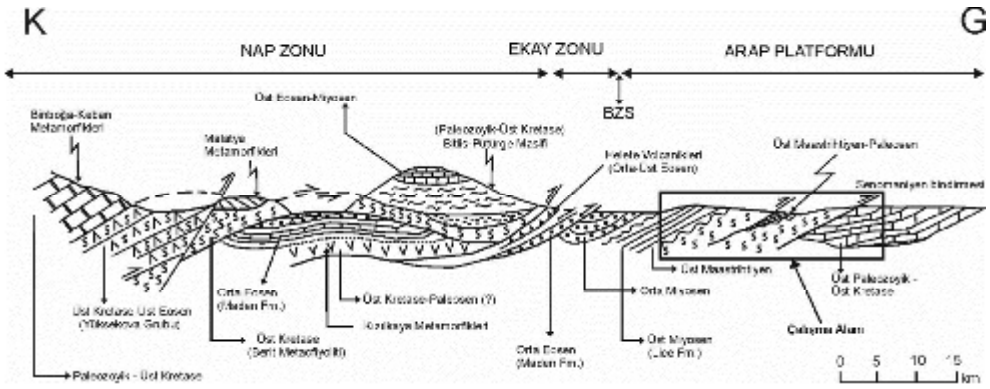
Antakya yöresindeki Kızıldağ ofiyoliti ile Koçali ofiyoliti, büyük olasılıkla Troodos ofiyoliti gibi Kampaniyen sırasında Arap kıta sahanlığı tortul kayaları içerisine kuzeyden taşınarak yerleşmiş bir kütledir (Robertson, 1976; Erdoğan, 1982; Dilek ve Delololoye, 1992; Dilek ve Thy, 2009, Yıldırım ve ark., 2012; Robertson ve ark., 2016b).

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı, kuzeyde Toros, güneyde ise Arap platformları ile sınırlanan Neotetis'in güney kolunun Geç Kretase-Miyosen zaman aralığında kapanması sırasındaki jeolojik olaylar sonucunda gelişmiştir. Bu kuşağın evrimi, özellikle napların Geç Kretase-Miyosen zaman aralığında göreceli olarak güneye, Arap levhasına doğru hareketini içermektedir (Yıldırım ve Yılmaz 1991; Yılmaz, 1993; Yılmaz ve ark., 1993).

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı yaklaşık D-B uzanımlı ve birbirlerinden kuzeye eğimli ana bindirme düzlemleri ile ayrılan üç farklı tektonik birlikten oluşmaktadır (Yılmaz, 1990 ve 1993; Yılmaz ve ark, 1993). Bu tektonik birlikler kuzeyden güneye doğru Nap zonu, Yığışım Prizması ve Arap Platformu'dur (Şekil 4.3).

Nap zonu Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nın topoğrafik olarak en yüksek seviyelerini oluşturan iki büyük tektonik birlikten meydana gelmektedir. Tabanda genellikle ofiyolitik kayaçlar ve Maden Kompleksi (Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996) ile temsil edilen alt nap, tavanda ise Güneydoğu Anadolu'daki metamorfik

masiflerden (Malatya, Keban, Engizek) oluşan üst nap bulunmaktadır (Yılmaz, 1991, 1993; Yılmaz ve ark., 1993; Şekil 4.3). Nap zonuna ait tektono-stratigrafik/magmatik (metamorfik masifler ve ofiyolitler) birimler bölgede yaygın olarak gözlenen granitoidler tarafından kesilmektedirler.



Şekil 4.3. GD Anadolu Orojenik Kuşağı'nın yapısal modeli (Yılmaz, 1993).

Yaklaşık doğu-batı yönlü dar bir kuşak boyunca kuzeyde nap zonu ve güneyde Arap platformu çökelleri tarafından sınırlanan yığışım zonu diğer birimlerden bindirmeli dokanak ilişkisi ile ayrılmaktadır. Bu zon Üst Kretase-Alt Miyosen zaman aralığında çökelmiş stratigrafi birimlerinin sıkışma rejiminin sonucu olarak bindirmeli dokanak ilişkisi ile temsil edilir ve yoğun tektonizma nedeniyle normal stratigrafik dizilim kaybolmuştur. Orojenik kuşağın en güneyinde yer alan Arap platformuna ait birimler duraylı bir Pan-Afrikan temel üzerinde Alt Paleozoyik'ten günümüze kadar hiçbir kesiklik olmadan çökelmişlerdir. Bu birimler genellikle tektonizmadan etkilenmemişlerdir. Ancak kuzeye doğru çıkıldığında Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'na sınır olan bölgelerde kıvrımlanma ve bindirmeler olağandır (Yılmaz, 1993, Robertson ve ark., 2004; Garfunkel, 2004, 2006).

İnceleme alanı Yığışım zonu ile Arap platformu sınırında yer almakta ve farklı kaya grupları ile temsil edilmektedir. Bu alanda birbirleri ile litoloji,

metamorfizma, yaş ve konum itibariyle korele edilebilen veya edilemeyen farklı metamorfik birimler ile volkanik-sedimanter ve ofiyolitik birimler bulunmaktadır.

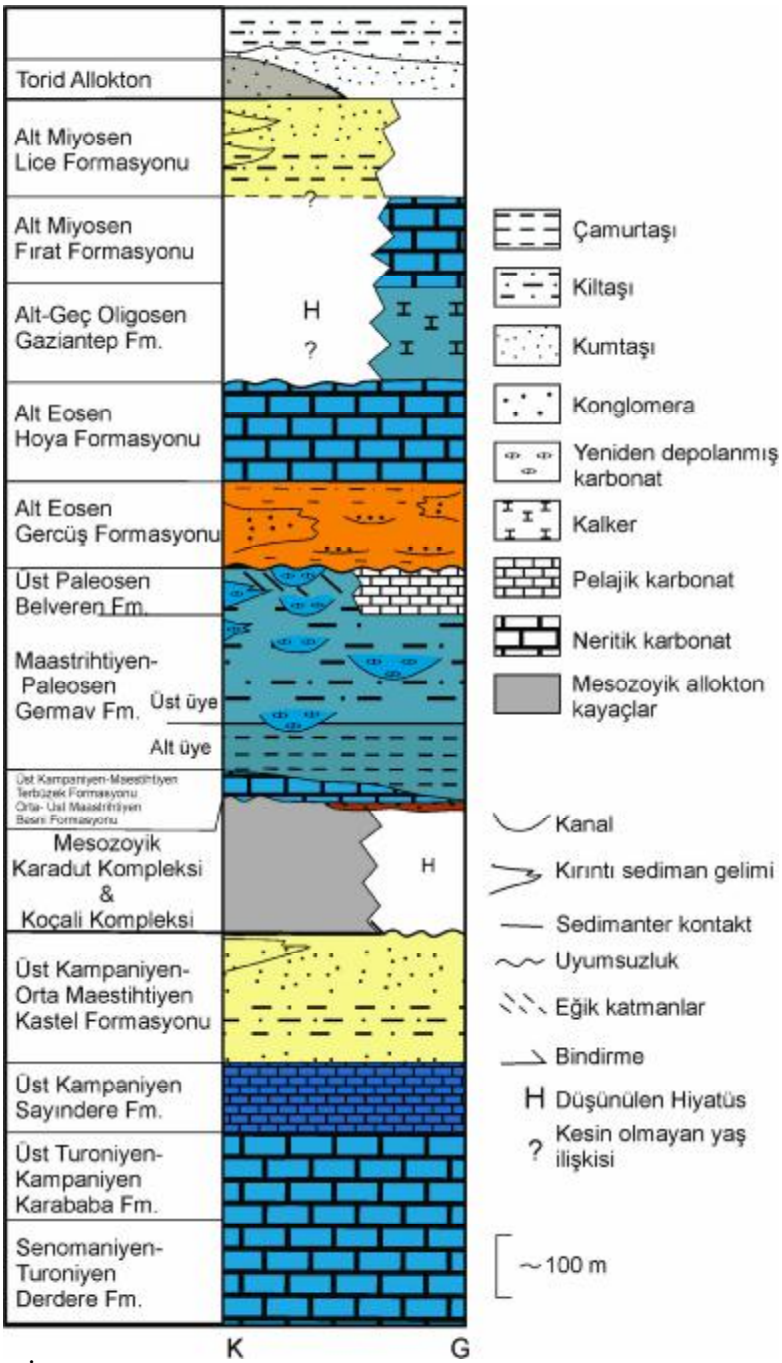
4.2. Stratigrafi ve Petrografi

İncelenen bölgede; alttan üste doğru başlıca aşağıdaki jeolojik birimler mevcuttur (Şekil 4.4).

1. *Arap önülkesi (Alt otokton seri):* En büyüğü ve en önemlisi Tut çevresinde bulunan Tut-Pembeğli tektonik penceresi olan (Dean ve ark., 1997) bazı tektonik pencereler şeklinde yüzeyler (Şekil 4.4, 4.5). Tektonik pencere içerisindeki Geç Prekambriyen ve Geç Kretase yaşlı litolojiler, neotektonik dönemdeki fay zonuna bağlı olarak ötelenmişlerdir.
2. *Karadut Karmaşığı (Alt allokton seri):* Son incelemeler Karadut Karmaşığına ait Jura-Kretase yaşlı derin deniz sedimanlarının riftleşmeye maruz kalmış Arap kıta kenarının eğimli-yamaçlarında çökeldiğini işaret etmektedir (Robertson ve ark., 2014). Karadut karmaşığına ait birimler en Geç Kretase'de bindirme dilimleri, parçalanmış-kırılmış formasyonlar ve melanj halinde Arap platformuna yerleşmişlerdir (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Sungurlu, 1973; Perinçek, 1979a,b; Fourcade ve ark., 1991; Robertson ve ark., 2013a,b, Robertson ve ark., 2016a; Şekil 4.4).
3. *Koçali Karmaşığı (Alt allokton seri):* Koçali Karmaşığı iki farklı kökene sahip karma bir topluluktur. Birincisi, riftleşmeye maruz kalmış Arap kıtasının dıştaki kenarını meydana getiren bir anlamda da Karadut Karmaşığı'nın ıraksak eşleniği olan Triyas – Kretase arası yaşlı ıraksak derin deniz kökenli volkanik ve tortul kayaçları barındırır (Robertson ve ark., 2014; Robertson ve ark., 2016a; Robertson ve ark., 2016b). İkincisi, volkanik-sedimanter birimin ofiyolitik kayalarla (tektonit- kümülat-levha dayk) iç içe geçtiği topluluktur (Yıldırım ve ark., 2012). Her iki topluluk da benzer şekilde en Geç Kretase dönemindeki bölgesel tektonik olaylar

sırasında Arap kıta kenarının üzerine yerleşmiştir (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Sungurlu, 1973; Perinçek, 1979a,b; Varol ve ark., 2011; Uzuncimen ve ark., 2011; Robertson ve ark., 2014). Koçali ofiyoliti Geç Kretase yaşlı Hatay ve Baer-Bassit ofiyolitleri ile genel olarak deneştirilebilir.

4. *Üst Kretase-Orta Miyosen yaşlı tortul istifi (Üst otokton seri):* (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Perinçek, 1979a,b; Yılmaz ve Duran, 1997; Meriç ve ark., 1985, 1987; Guven ve ark., 1991; Çoruh ve ark., 1997).
5. *Yığışım ve Nap zonuna ait metamorfik masifler, ofiyolitler ve volkanik-sedimanter birimler (Üst allokton seri):* Bu birimler ile ilgili bilgiler Bölgesel Jeoloji bölümünde detaylı olarak verilmektedir.

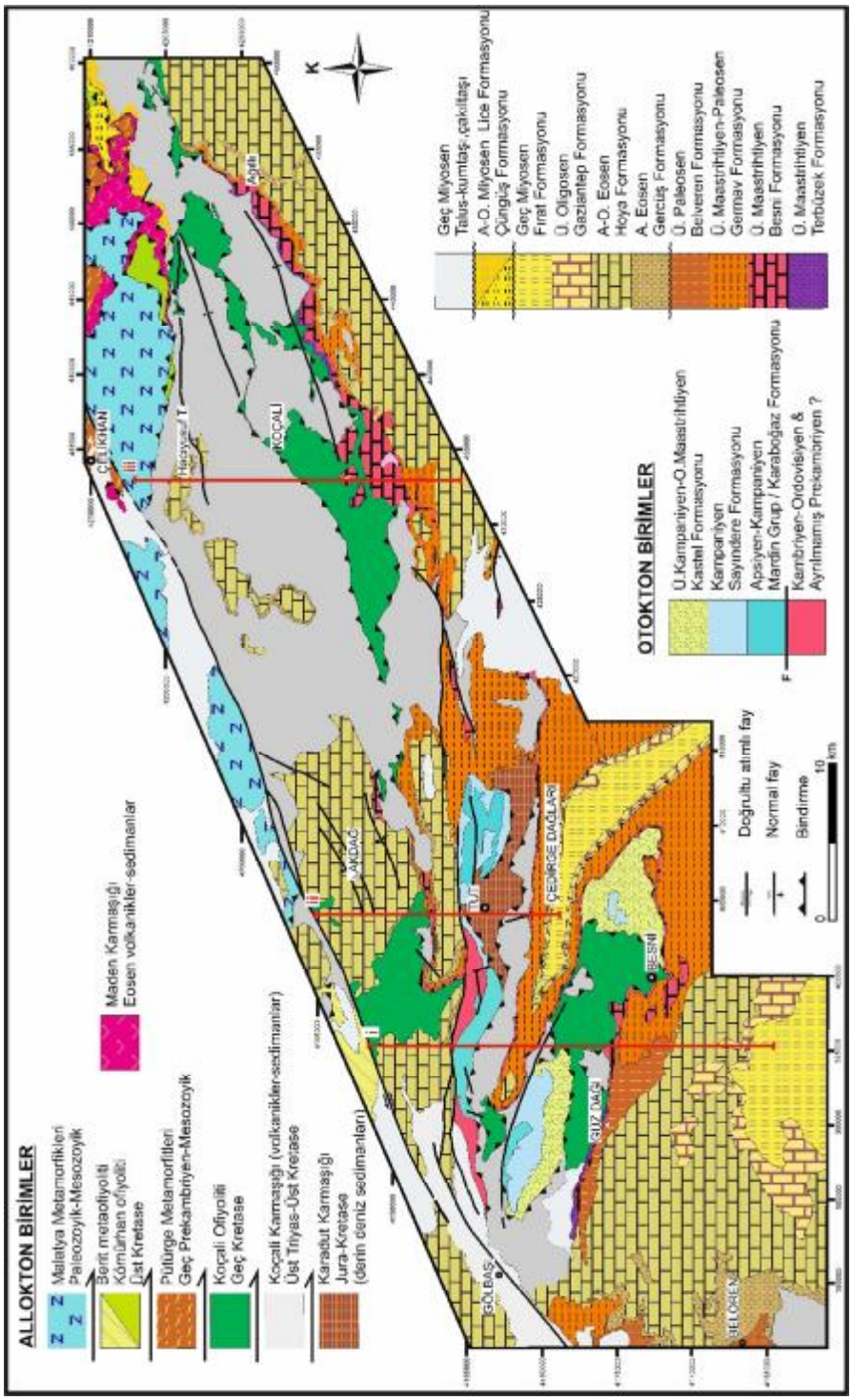


Şekil 4.4. İnceleme alanının Mesozoyik - Senozoyik tektonostratigrafisinin özeti. Birimlerin kalınlıkları fasiyes değişimleri nedeniyle tahminidir (Robertson ve ark., 2016a'dan).

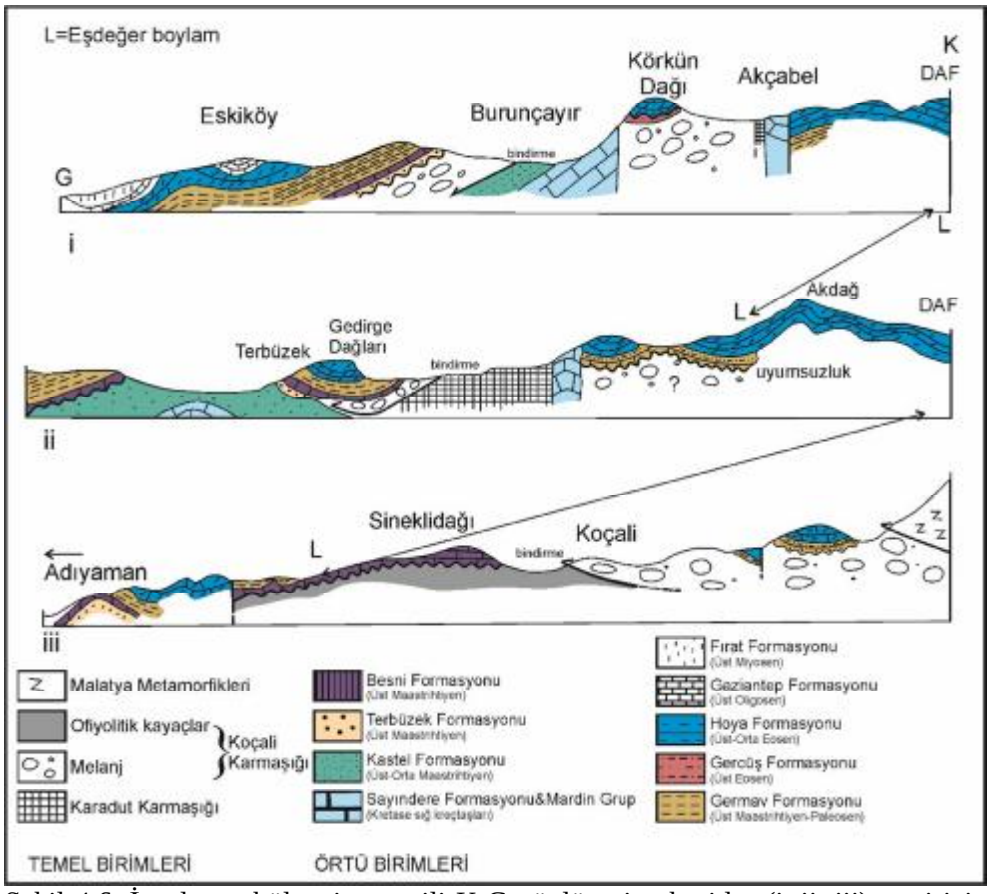
Yukarıda bahsedilen birimler Şekil 4.4'teki dikme kesitte özetlenmiş olup, bu birimlerin büyük bir kısmı Arabistan levhası önülkesi, kuzeybatı Irak ve Zagros (İran) bölgelerinde de izlenebilmektedir (Yılmaz, 1993; Robertson, 1998; Jassim ve Goff, 2006; Özer ve ark., 2012; Özer ve ark., 2013; Robertson ve ark., 2015a).

Bölgenin kuzeyinde allokton kayaçların (Karadut ve Koçali Karmaşığı) üzerine en Geç Kretase - Senozoyik yaşlı tortul istif transgresif olarak gelmektedir. Bunun aksine, güneyde ise Geç Kretase - Erken Miyosen yaşlı kesintisiz tortul bir istif Arap önülkesi üzerinde yer almaktadır (örn. Besni güneyi; Şekil 4.5). Torid alloktonunun Orta Miyosen sırasında güneye doğru son yerleşmesi ile önülke çökelimi son bulmaktadır. Daha sonra Geç Miyosen, Pliyosen ve Pleyistosen yaşlı karasal çökeller deforme Arap platformunu ve bölgeye yerleşmiş allokton birimleri örtmüştür (Şekil 4.5 ve 4.6).

Daha ayrıntılı olarak bölgesel jeolojiden bahsedilecek olunursa; Prekambriyen-Paleozoyik yaşlı bir temel ve üzerinde yer yer uyumlu transgresif, yer yer ise Mesozoyik yaşlı platform çökellerinin (Arap platformu) üzerine, Geç Triyas-Geç Kretase yaşlı Koçali Karmaşığı altındaki Karadut Karmaşığı ile birlikte tektonik olarak yerleşmişlerdir. Bunları, Arap platformunun Üst Maastrihtiyen-Paleosen yaşlı transgresif çökelleri (Terbüzek formasyonu, Besni formasyonu ve Germav formasyonu) uyumsuz olarak örtmüştür. Eosen başlangıcında bölge transgresyona uğramış, Alt Eosen - Alt Miyosen yaşlı çökeller (Gercüş formasyonu, Midyat formasyonu, Gaziantep formasyonu ve Fırat Formasyonu) alttaki birimleri uyumsuz olarak örtmüştür. Bu birimin üzerine şeyl-marn-kumtaşı ardalanmasından oluşan Lice formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir (Perinçek, 1978).



Şekil 4.5. İnceleme alanın sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Perinçek, 1978; Herece, 2008 ve içindeki referanslardan değiştirilmiş). Üç adet temsili enine kesit profilleri harita üzerinde gösterilmiştir.



Şekil 4.6. İncelenen bölgenin temsili K-G yönlü enine kesitler (i, ii, iii); yeri için Şekil 4.5'e bakınız.

Şekil 4.6'da:

i. Güneyde, allokton kayaçların üzerine uyumsuz olarak Maastrihtiyen-Erken Miyosen yaşlı örtü serisi gelirken, Daha kuzeyde Tut-Pembeğli kırık kuşağına ait sarp eğimli kırıklar allokton kayaçlar ile örtüyü kesmektedir.

ii. Bu kesit geniş ölçekli Miyosen kıvrılmasına ışık tutmaktadır;

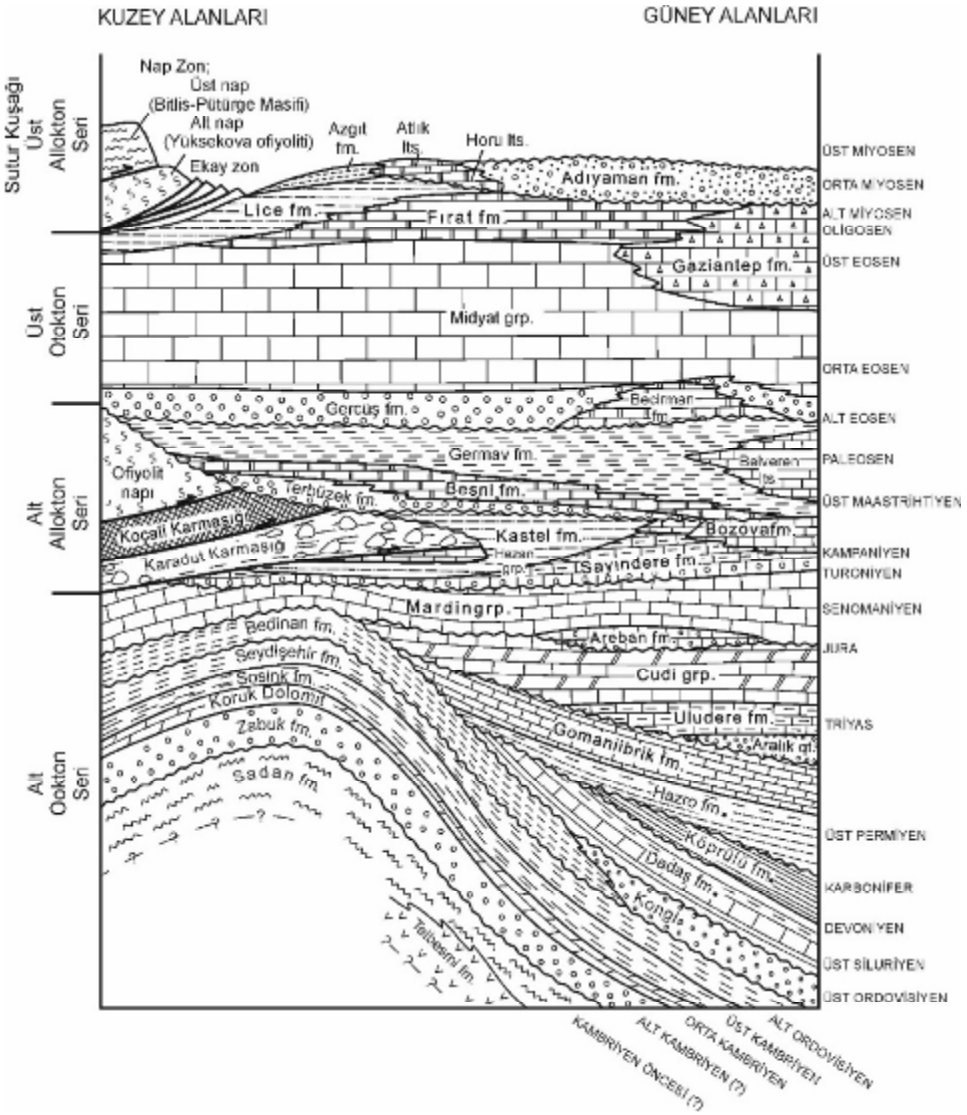
iii. Bu kesit Mesozoyik yaşlı allokton kayaçların (örn. Koçali Karmaşığı) en geç Kretase evreli bindirme yerleşmesine ve ayrıca kuzeyde Torid alloktonunun bindirmesine (Malatya metamorfikleri) vurgu yapmaktadır (Robertson ve ark., 2016a'dan).

Çalışma alanındaki birimlerin stratigrafisi, bölgedeki kaya birimlerinin konumu ile komşu birimlerle olan ilişkileri gözetilerek alt otokton seri, alt allokton seri, üst otokton seri ve üst allokton seri şeklinde incelemiştir (Şekil 4.7).

İnceleme alanının kuzeyinde, ekay ve nap zonlarına ait Çüngüş formasyonu, Maden karmaşığı, Kömürhan ofiyoliti ve Pütürge Metamorfiki(üst allokton seri), tektonik olarak otokton birimler üzerine Orta-Üst Miyosen'de yerleşmişlerdir (Perinçek, 1978; Yılmaz, 1993; Şekil 4.7).

4.2.1. Alt Otokton Seri

Afrika-Arabistan plakasının kuzey uzantılarını oluşturan Paleozoyik yaşlı birimler Antakya-K.Maraş arasında yer alan Amanoslar ile Adıyaman ili Pembeğli-Tut bölgesinde ve Mardin ili Derik dolayında yüzeylemektedir (Herece, 2008). Adıyaman-Tut bölgesinde, alttan üste doğru Sadan formasyonu, Zabuk formasyonu, Çaltepe formasyonu ve Seydişehir formasyonu şeklinde yüzeyler. Bu birimler inceleme alanının temelini oluşturmakta ve üzerine uyumsuzlukla Adıyaman Grubu gelmektedir (Şekil 4.7, 4.8; yanal ilişkiler için Şekil 4.6'ya bakınız).



Şekil 4.7. Kuzeydeki sütur zonundan, güneyde Arap platformunun kuzeyine, GD Anadolu'daki Arap plakasının genelleştirilmiş tektono-stratigrafi kesiti (Yılmaz, 1993'den sadeleştirilerek).

4.2.1.1. Sadan Formasyonu

Tanım: Günümüzde kullanıldığı şekliyle ilk kez Ketin (1966) tarafından Derik-Bedinan dolaylarında tanımlanmıştır.

Dağılım ve Konum: Formasyonun tip kesit yeri, Mardin ilinin 40 km batısında Telbesmi köyü civarıdır. Birim Amanos dağlarının doğuya ve batı yamaçlarında ve Adıyaman ili batısındaki Pembeğli-Tut bölgesinde yüzeylenir. Formasyonun alt dokanağı çalışma alanında gözlenmezken üst dokanağını ise belirgin olmayan uyumsuzlukla Zabuk formasyonu tarafından örtülmektedir (Şekil 4.7, 4.8).

Litoloji: Formasyon bordo ve yeşil renkli kumtaşı-silttaşı ara katkılı şeyllerden oluşur. Kumtaşları ve silttaşları koyu yeşil, yer yer kızılımsı siyah renkli ve dayanaksız, mikalı ve silislidir. Şeyller ise koyu yeşil kızıl renkli ve mikalıdır.

Yaş: Ketin (1966)'e göre İnfra-Kambriyen veya Erken Kambriyen, Dean ve ark. (1986)'na göre Geç? Prekambriyen yaşındadır.

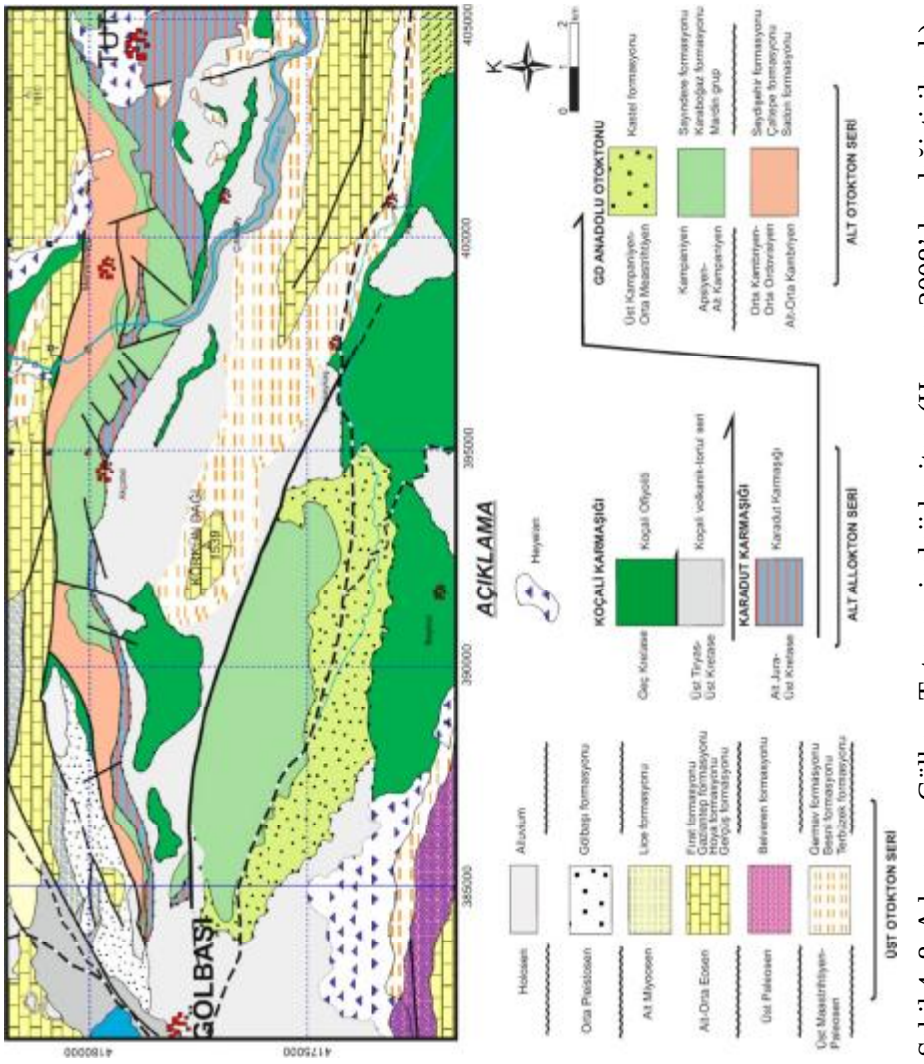
4.2.1.2. Çaltepe Formasyonu

Tanım: Birim Seydişehir bölgesinde Dean ve Monud (1971) tarafından adlandırılmıştır. Ketin (1966) tarafından yapılan ilk adlama ise Derik-Bedinan bölgesinde Sosink formasyonuna karşılık gelen Üst Kambriyen yaşlı klastikler için yapılmıştır.

Dağılım ve Konumu: Amanoslar'da ve Tut bölgesinde yüzeylenen formasyonun tip kesit yeri, Mardin ilinin Koruk köyü dolayıdır. Tut bölgesinde, alt dokanağında Zabuk formasyonu üzerinde uyumludur, üst dokanağında ise Seydişehir formasyonuyla sınırlı dereceli geçişlidir (Şekil 4.7, 4.8).

Litoloji: Dolomitik kireçtaşı, kahve, gri-boz renkli, sıkı dokulu, orta-kalın tabakalıdır. Pembeğli-Tut bölgesindeki Kaplandere vadisinde 170 m kalınlığındaki orta-kalın tabakalı, gri renkli, kaba taneli dolomitler 23 m kalınlığındaki gri ve kırmızı renkli nodüler kireçtaşı ve kırmızı şeyllerle izlenir (Dean ve ark., 1997).

Yaş: Önceki çalışmalarda birimin yaşını belirleyecek fosil bulgusu yoktur. Formasyonun yaşı stratigrafik olarak değerlendirilmiş ve Erken Kambriyen olarak yorumlanmıştır (Ketin 1966; Atan; 1969).



Şekil 4. 8. Adıyaman Gölbaşı-Tut arası jeoloji haritası (Herece, 2008'den değiştirilerek).

4.2.1.3. Seydişehir Formasyonu

Tanım: Birim, Blumental (1947) tarafından adlandırılmıştır.

Dağılım ve Konumu: Formasyonun tip kesit yeri, Konya ili Seydişehir ilçesi dolayıdır. Birim alt dokanağında Çaltepe formasyonuyla uyumlu, üst dokanağında ise Mardin Grubu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Şekil 4.7, 4.8).

Litoloji: Yeşilimsi gri, boz, kahve renkli şeyller, ile yeşilimsi gri, koyu yeşil renkli, ince tabakalı, ripple laminalanı silttaşlarından oluşmaktadır (Demirkol, 1988).

Yaş: Formasyon, Orta-Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşındadır (Dean ve Monod,1985; Bayçelebi ve ark., 1984).

4.2.1.4. Mardin Grubu

Tanım: Mardin Grubu'nun ilk adlama ve tanımlaması Tuna (1973) ile Sungurlu (1973) tarafından Apsiyen-Turoniyen yaşlı karbonatlar için yapılmıştır. Mardin Grubu dört ayrı formasyondan oluşur (Yılmaz ve Duran, 1997). Bunlar; kırıntılı kayalardan oluşan Apsiyen-Albiyen yaşlı "Areban Formasyonu"; marn-şeyl ara bantları içeren dolomitlerden oluşan Albiyen-Senoniyen yaşlı "Sabunsuyu Formasyonu"; dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşından oluşan Senomaniyen yaşlı "Derdere Formasyonu"; dolomitik kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı ve kireçtaşından oluşan Geç Koniyasiyen?-Erken Kampaniyen yaşlı "Karababa Formasyonu" dur (Herece , 2008).

Litoloji: Grubun alt bölümü kumtaşı, kumlu kireçtaşı, kireçtaşı ve Orbitolinalı kireçtaşından, üst bölümü ise düzensiz dağılımlı çörtler ve çörtlü kireçtaşından oluşur. Litolojiler arasında yanal ve düşey yönde fasiyes ve renk değişimleri izlenir (Herece, 2008).

Dağılım ve Konumu: İnceleme alanında Tut (Adıyaman) ve civarında yüzeylemektedir. Alt dokanağında Seydişehir formasyonu, Çaltepe formasyonu ile Sadan formasyonu üzerinde uyumsuzdur. Üst dokanağında ise Sayındere ve Karaboğaz formasyonlarının çökelleriyle uyumlu ve geçişli olarak izlenir (Şekil 4.7, 4.8).

Yaş: Birimin alt kesiminin yaşı Neokomiyen, üst seviyelerini oluşturan kireçtaşlarında ve Orbitolina'lı kireçtaşlarında derlenen örneklerden içerdikleri faunaya göre Geç Barremiyen-Albiyen yaşındadır (Selçuk,1985).

4.2.1.5. Adıyaman Grubu

Adıyaman Grubunu ilk adlaması Çoruh (1991) tarafından, Adıyaman ili dolayında yüzeylenen Karababa, Karaboğaz ve Sayındere formasyonları ile bu birimlerin Güneydoğu Anadolu bölgesinin doğusundaki zamansal eşlenikleri olan Ortabağ ve Beloka formasyonları tek bir grup altında toplanarak tanımlanmıştır. Adıyaman Grubu dört ayrı formasyondan oluşur. Bunlar; fosfatlı, glokonili kireçtaşı, silisli kireçtaşı ve çörtlerden oluşan Orta Kampaniyen yaşlı Karaboğaz formasyonu; kireçtaşı, killi kireçtaşı, siltli kireçtaşı, şeyl, silttaşı ve marnlardan oluşan Orta Kampaniyen yaşlı "Ortabağ formasyonu"; plaketli kireçtaşı, killi kireçtaşından oluşan Geç Kampaniyen yaşlı "Sayındere formasyonu" ile sığ denizel kireçtaşı ve derin denizel killi kireçtaşından oluşan Orta Kampaniyen-Erken Maastrihtiyen yaşlı "Beloka formasyonu"dur (Yılmaz ve Duran, 1997).

Karaboğaz Formasyonu: Glokonili, kavkılı kireçtaşı, killi kireçtaşından oluşan birim, ilk kez Handfield ve ark., (1959) tarafından "Karaboğaz formasyonu" olarak tanımlanmıştır. Adıyaman batısında Besni dolayında yüzeyleyen formasyon, alt dokanağında Karababa formasyonu ile uyumsuz, üst dokanağında ise Sayındere Formasyonu ile uyumludur. Önceki çalışmalara göre Orta Kampaniyen (Güven ve ark.,1991) yaşında olan birim, derin deniz-sığ deniz karbonat platformu-platform kenarı ortamında çökelmiştir.

Sayındere Formasyonu: Çakıltaşı, kumlu kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, bitüm ve glokonili marn ile killi kireçtaşından oluşan birim, ilk kez Gossage (1959) tarafından tanımlanmıştır. Tabanında kumlu kireçtaşlarıyla ardalanan iki ayrı seviyedeki çakılcıktaşlarıyla başlayan formasyon bunlarla geçişli olan kireçtaşları sıkı çimentolu olup çört yumruları ve çörtlü ara tabakaları kapsar. Formasyon üst dokanağında Koçali ofiyolitleriyle tektonik dokanaklı, alt dokanağında ise Mardin Grubu çökelleri ile geçişlidir (Şekil 4.7, 4.8). Litolojiler yanal ve düşey yönde birbirleriyle geçişlidir. Selçuk (1985)'in, derlediği mikro fosillere göre Santoniyen-Kampaniyen yaşında olan birim, sığ karbonat platformunda çökelmiştir.

Kastel Formasyonu: Şeyl, marn ve kumtaşı ardalanmasından oluşan birim, günümüzdeki stratigrafik konumunu Perinçek (1978) kazandırmıştır. Gölbaşı-Besni (Adıyaman) dolaylarında yüzeyleyen formasyonun tip kesit yeri Diyarbakır kuzeydoğusundaki Kastel sahasında açılmış olan Kastel-2 kuyusudur. Çalışma alanındaki tip kesit yeri ise Besni ilçesinin 5 km kuzeydoğusundaki Taşlıyazı köyü dolayıdır. Alt dokanağında Sayındere formasyonu ile uyumlu ve geçişlidir. Üst dokanağında ise Terbüzek veya Besni formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 4.7, 4.8). Formasyonun yaşını belirleyecek fosil bulgusu yoktur. Önceki çalışmalara göre Geç Kampaniyen-Orta Maastrihtiyen yaşındadır (Güven ve ark., 1991). Birim, deniz altı yamacında çökelmiştir.

4.2.2. Alt Allokton Seri

Arabistan'ın kuzey kenarı boyunca Kıbrıs ve Antakya üzerinden doğuya uzanan Hatay-Kızıldağ ve Koçali ofiyolitleri, Koçali ve Karadut Karmaşıkları alt otokton seri üzerine tektonik olarak gelmektedir (Şekil 4.7, 4.8; yanal ilişkiler için Şekil 4.6ii'ye bakınız).

Türkiye GD 'sunun Tetis kenet kuşağında yer alan Mesozoyik yaşlı tektonik yerleşmeli tortul ve volkanik kayaçlar 1970'li yıllarda TPAO tarafından haritalanmıştır. Kenet kuşağının farklı yapısal düzeylerinde ilişkili olduğu volkanik kayaçların bulunduğu ya da bulunmadığı iki farklı kayaç topluluğu belirlenmiştir. Bunlar sırasıyla Koçali birliği ve Karadut birliğidir (Sungurlu 1973; Perinçek 1978, 1979).

4.2.2.1. Karadut Karmaşığı

Tanım: Birimin ilk adlaması Turkish Gulf Oil (1961) tarafından yapılmıştır.

Dağılım ve Konum: Tip kesit yeri, Adıyaman ili kuzeydoğusundaki Karadut köyüdür. Çalışma alanında Tut güneyinde yüzeylemektedir. Karadut Karmaşığı, Sayındere ve Mardin Grubu ile Koçali Karmaşığı arasındaki bir pencere de tektonik olarak yer alır. Mostranın hemen doğusunda ise Germav formasyonu

tarafından açısal uyumsuzlukla örtülür (Şekil 4.7, 4.8; yanal ilişkiler için Şekil 4.6ii'ye bakınız).

Litoloji: Karmaşık silisli şeyl, killi kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, radyolarit ve çört ardalanmasından oluşur. Karmaşık içerisinde orta-kalın tabakalı, çört ara tabakaları ve ince taneli kumtaşı ara seviyeleri izlenir. Kireçtaşları yer yer silisleşmiş, yer yerde magmatik kaya bloklarını kapsar. Tut bölgesinde genellikle çamurtaşı, radyolaryalı çörtler ve kireçtaşı ile temsil olunur.

Oluşum Ortamı: Bu çalışma ile birlikte yürütülen "Arap kıta kenarının GD Türkiye'de Geç Kretase-Miyosen tortul gelişimi" adlı çalışmayla; Karadut Karmaşığı'nın Arap platformundan beslendiğini ve birkaç farklı bölgede görüldüğü gibi riftleşmeye maruz kalmış kıta kenarının görece yakınsak yamaç tabanı ortamında birikmiş olduğu belirlenmiştir. Karadut bölgesinin eski akıntı kanıtları, yamacın kuzeye baktığını işaret etmektedir. Yamaç tabanı ortamı, aralarında matriks-destekli çakıltaşları, dereceli kalkarenitler ve kalsitürbiditlerin bulunduğu kalın (10m. nin altında), kanallanmış haldeki çekim akması çökelleriyle belirtilir (Şekil 4.9). Kimi bölgelerde (örn. Besni yakınında) benzer yamaç tabanı fasiyesleri tektonik olarak daha ıraksak olarak türemiş kıta kenarı ve ofiyolitik litolojilerle karışmış ve Geç Kretase yerleşimi sırasında Arap kıtası üzerinde bir melanj üretmiştir. Karadut Karmaşığı'nın yaşı, litolojisi ile yamaç–yamaç tabanı olan ortamı Neotetis'in farklı riftleşmiş kıta kenarı istifi ile karşılaştırılabileceğini göstermektedir. Çekim akmaları, aynı kuzey Suriye'de Baer-Bassit melanjı içindeki bloklar ve dilimler şeklinde korunduğu gibi, Geç Triyas – Orta Kretase yaşlı silisli pelajik tortullar içindeki kalkerli çekim akması çökelleri ile kabaca karşılaştırılabilir (Delaune-Mayere, 1984; Al-Riyami ve Robertson 2002; Robertson ve ark., 2016b). Ayrıca Güneybatı Kıbrıs'da Mamonia Karmaşığı'nın Geç Triyas – Kretase yaşlı Ayios Photios grubu ile de benzerlikleri mevcuttur (Robertson ve Woodcock 1979; ayrıca Bragin ve Krylov 1999a, b). Ek olarak, Karadut Karmaşığı'nın yeniden çökelmiş fasiyesinin merceksi yapısı, Toros karbonat platformunun göreceli olarak yakınsak, kanal açmış yamaç tabanı istifi

olarak yorumlanmış olan (Robertson and Woodcock 1982) Antalya Karmaşığı'nın Çatal Tepe birimine benzerdir (Poisson 1977; Robertson ve ark., 2016b).

Yaş: Karadut Karmaşığı, bu tez çalışması ile birlikte yürütülen "Arap kıta kenarının GD Türkiye'de Geç Kretase-Miyosen tortul gelişimi" adlı inceleme sırasında yeniden yaşlandırılmış olup, Erken Jura-Geç Kretase aralığında bir yaş konağına sahip olduğu belirlenmiştir (Robertson ve ark., 2016a; Robertson ve ark., 2016b). Büyük ölçüde kalkerli mikro fosillere göre önceden belirlenmiş olan Senomaniyen-Erken Turoniyen yaşına uzanmaktadır (Sungurlu 1973; Perinçek 1978, 1979). Bununla birlikte, Karadut Karmaşığı'nın toplam yaş aralığının daha büyük olması mümkündür. Esasında, Karadut Karmaşığı'nın incelenmeden kalan birçok yüzleği mevcuttur ve karmaşığın yaşının Koçali Karmaşığı'na benzer biçimde Geç Triyas'dan Kretase'ye kadar uzanması da olasıdır (Robertson ve ark., 2016b).



Şekil 4.9. Karadut Karmaşığı'na ait arazi fotoğrafları (Robertson ve ark., 2016b'den).

Şekil 4.9'da:

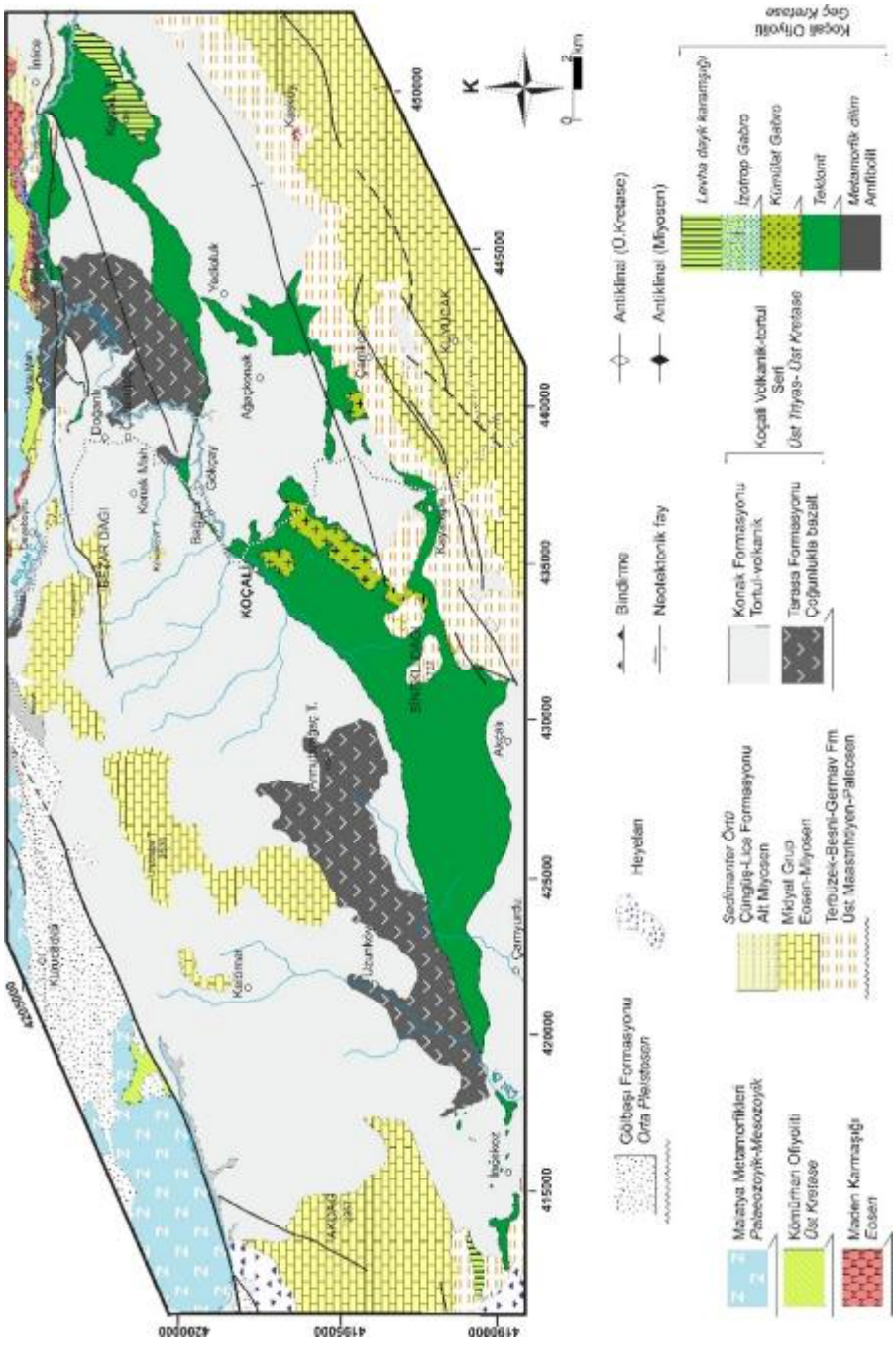
a) Marnlar (resesif bozunma) ve kalsitürbiditler (Turoniyen–Santoniyen);
b) Geç Kretase yaşlı marnlar ve kalsitürbiditler (kıvrımlar dikey olarak ya da güneye doğru devriktir);
c) Yoğun olarak kesilmiş kıvrımlar (yerel olarak güneye doğru eğimli);
d) Kanallanmış şekilde yüksek yoğunluklu çekim akmaları olan merceksi yeniden çökelmiş kireçtaşı paketi;
e) Çok iyi tabakalı, deforme olmamış kırmızı şeyl ile yer yer ince-orta tabakalı, dereceli ve mikro çapraz laminalı kalsitürbiditler ve yer yer de ara tabakalı radyolaryalı çört katmanları;

f) ve (c)'de Kalsitürbiditin kanallanma yapısını gösteren ayrıntı (stratigrafik terslenmeyi işaret eder).

4.2.2.2. Koçali Karmaşığı

Tez çalışmasının ana konusunu oluşturan bu birim, ilk olarak Koçali Birliği adıyla adlandırılmış, sonradan Koçali Karmaşığı olarak bilinir hale gelmiştir (Fontaine 1981). Çoğunlukla serpantinit, gabro, diyorit ve diyabaz olmak üzere ofiyolitik kayaçların ardalanmalarıyla da haritalanmıştır (örn. Perinçek 1979; Herece 2008). Bu çalışma da ise Gölbaşı-Sincik ilçeleri arasında geniş yüzlekler veren Koçali Karmaşığı ast birimlerine ayırtlanmaya çalışılmış ve detaylı olarak haritalanmış, birimin esasında bir karmaşık olmadığı ve ayırtlanabildiği ilk kez bu çalışma ile ortaya konulmuştur (Şekil 4.10). Bu kapsamda Koçali Karmaşığı; kökenleri farklı olan, birisi volkanik-tortul bir topluluk (Tarasa-Konak formasyonları) ve bir diğeri ise ofiyolitik topluluk (Kale Formasyonu) olan iki temel birimi kapsamaktadır. Koçali Karmaşığı'nın Güney Doğu Anadolu Bölgesinde Kenar Kıvrımları Kuşağı boyunca batıdan doğuya yaygın yüzeylemeleri bulunur. Birim, Gaziantep'ten Adıyaman'a ve daha doğuda Hakkari'ye kadar uzanan kuşak boyunca farklı kökenden litolojik birimlerin karışımından oluşmuş bir yapı sunmaktadır. İnceleme alanı, oldukça geniş yayılım sunan bu birimin tip kesit yeri olan Koçali köyünü de içine almaktadır.

Sungurlu (1974) ve Perinçek (1978), karmaşık iç yapılı okyanusal basen birimlerinden oluşan topluluğu, Koçali Karmaşığı adı altında Tarasa, Konak, Kale formasyonlarına ayırtlayarak haritalamış ve tanımlamıştır. Buna göre karmaşığın tabanında spilitik bazalt, bazalt ve diyabazdan oluşmuş, 1000m. kalınlığa erişen Tarasa formasyonu bulunmaktadır. Bu birimin üzerine ise radyolaryalı çört, spilitik bazalt, bazalt, silisli şeyl, biyomikrit ve dolotaşından oluşan Konak formasyonu gelmektedir. En üstte ise tektonik dokanakla gabro, diyorit, serpantinit ve kromit cevherleşmelerinin yer aldığı Kale formasyonu yer almaktadır (Perinçek, 1978).


Koçali Ofiyoliti
Geç Kretase
Levha dayk karmaşığı
İzotrop Gabro
Kümülat Gabro
Tektonit
Metamorfik dilim
Amfibolit
Koçali Volkanik-tortul Serisi
Üst Triyas- Üst Kretase
Konak Formasyonu
Tortul-volkanik
Tarasa Formasyonu
Çoğunlukla bazalt
Antiklinal (Üst Kretase)
Antiklinal (Miyosen)
Bindirme
Neotektonik fay
Sedimanter Örtü
Çüngüş-Lice Formasyonu
Alt Miyosen
Mikyal Grup
Eosen-Miyosen
Terbüzek-Besni-Germav Fm.
Üst Maastrihtiyen-Paleosen
Heyelan
Çölbaşı Formasyonu
Orta Pleistosen
Malatya Metamorfikleri
Paleozoyik-Mesozoyik
Kömürhan Ofiyoliti
Üst Kretase
Maden Karmaşığı
Eosen
KOÇALI
BEZİRDAĞI
KUNDAK
Yeşilyurt
Kuşçubaba
Kestirmek
Uzunkuyu
Çalmyurdu
Akçaya
Ağaçönü
Yeşilyurt
Çamlık
Kayalık
Kundak
Kestirmek
Kuşçubaba
Kavaklı
Doğanlı
Kanlık Mah.
Belpınar
Gelkızar
Ağaçönü
Yeşilyurt
İnönü
Kundak
Çamlık
Kayalık
Çalmyurdu
Uzunkuyu
Akçaya
İşpekçe
Akdağ

Bölgesel haritalamaya göre Koçali Karmaşığı'nın tip alanının içinde başkalaşmamış volkanik ve tortul kayaçlardan meydana gelen iki stratigrafik seri haritalanmıştır. Birincisi başlıca volkanik olan Tarasa formasyonu ve ikincisi başlıca tortul kökenli olan Konak formasyonudur (Perinçek 1978, 1979). 400-1000 m arası kalınlığa sahip olduğu tahmin edilen Tarasa formasyonu, adını Koçali'nin kuzeydoğusunda iyi yüzeylenmiş bir nehir kesitinden (Tarasa Çay'ından) almıştır. Formasyon başlıca yüzey ve yarı derinlik magmatik kayaçlar (yani bazalt, diyabaz ve nadir lav breşi) olarak betimlenmiştir. Stratigrafik olarak üstte yer alan Konak Formasyonu ise adını Koçali kuzeyindeki bir mahalleden (Konak Mahallesi) almıştır. Bazalt, kireçtaşı ve çört içeriğiyle tanımlanmış ve içerdiği calpionellidler ve bentik foraminiferlere göre Geç Jura – Erken Kretase olarak yaşlandırılmıştır (Sungurlu 1973; Perinçek 1978, 1979).

Sonraki bir çalışmada (Fourcade ve ark., 1991) Tarasa formasyonunun Orta (?)-Geç Triyas yaşlı konodontlar ve Konak formasyonunun Geç Triyas yaşlı pelajik çift çenetliler (örn. *Halobia* sp.) içerdiği saptanmıştır. Birincil radyolarya tayinleri (Fourcade ve ark., 1991'de P. De Wever) ile Konak formasyonunun aynı zamanda Geç Triyas, Jura ve Kretase yaşlı radyolarya içerdiği saptanmıştır. Daha yakın zamanlarda hem Tarasa hem de Konak formasyonlarının Karniyen-Noriyen ile Resiyen yaş aralığında bulunan radyolarya içerdiği ortaya konmuştur (Uzunçimen ve ark., 2011). Bazaltik kayaçların jeokimyası ile ilişkili bir incelemede ise iki farklı kimyasal bileşime sahip volkanizma, okyanus adası bazaltı (OIB) ile zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltı (E-MORB) olduğu ortaya konmuştur (Varol ve ark., 2011).

Son zamanlarda, bölge Maden Tetkik ve Arama tarafından 1/25.000 ölçekte yeniden haritalanmıştır. Koçali köyü batısında kireçtaşı-çört ardalımında (Çatdere formasyonu) Kretase yaşlı radyolarya olduğu belirtilmiştir (Usta ve ark., 2014).

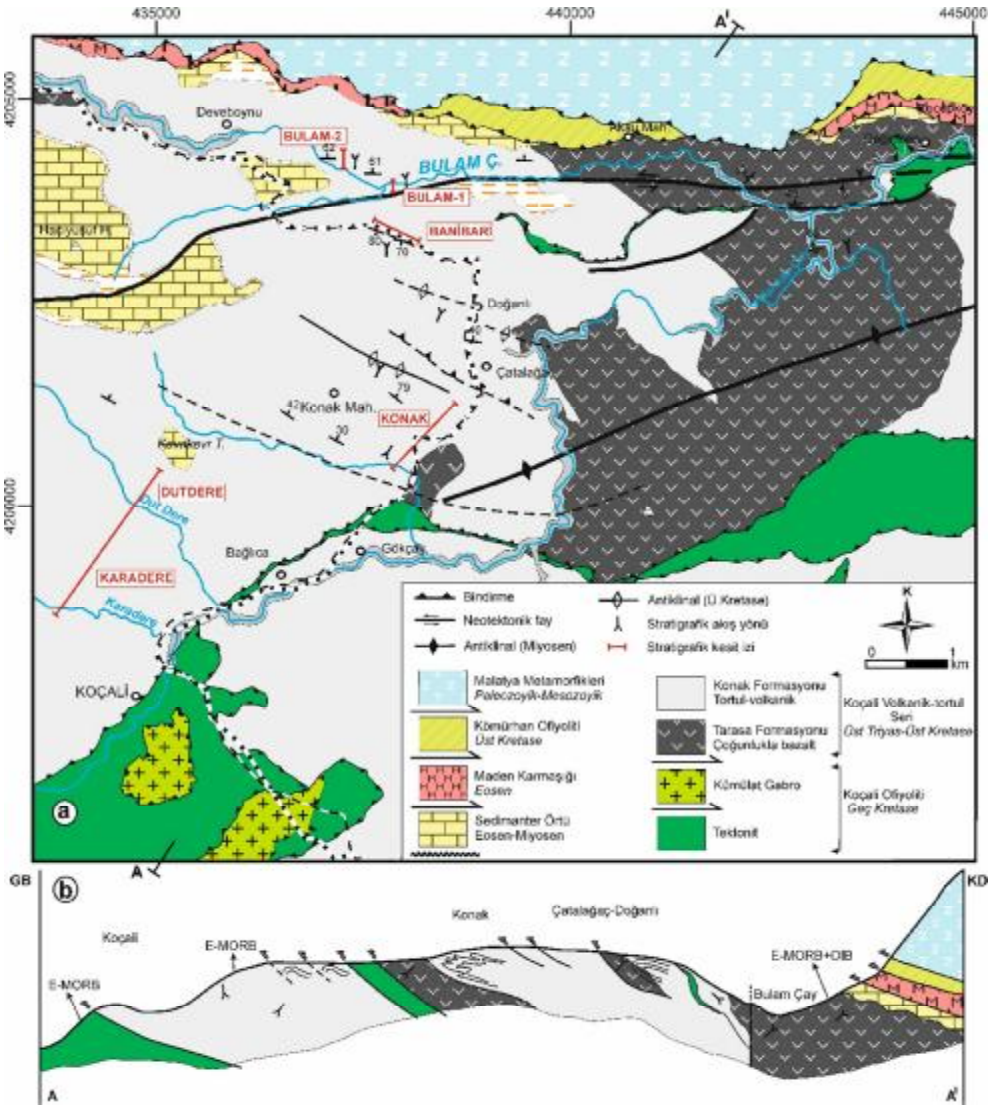
Koçali Karmaşığı'nın volkanik-tortul istifi (Tarasa ve Konak formasyonları) ile yapısal olarak bu birimlerle ekaylı bir yapı sunan ofiyolitik kayaçlar (Kale formasyonu) aşağıda detaylı olarak sunulmaktadır.

4.2.2.2.(1). Koçali Volkanikleri (Tarasa Formasyonu) ve Volkanik-Tortul İstifi (Konak Formasyonu): Riftleşmeye Maruz Kalmış Iraksak Kıta Kenarı Volkanikleri ve Derin Deniz Sedimanları

Şekil 4.11'de inceleme alanının bu bölümünü kapsayan özet bir jeoloji haritası sunulmaktadır. Harita başlıca volkanik kayalardan oluşan Tarasa formasyonu ile volkanik-tortul ardalımından oluşan Konak formasyonunun tip alanlarını içine almaktadır.

Stratigrafi: Tarasa formasyonunun en iyi yüzeylediği bölge Koçali köyünün kuzeydoğusunda yer alan Tarasa çayı çevresi ve Çat dere civarıdır. Tarasa formasyonunun üzerindeki Konak formasyonu, inceleme alanında oldukça yaygın olarak izlenmekte ve en iyi yüzeylediği yer Koçali köyünün kuzey-kuzeydoğusundaki tip kesiti olan Konak Mahallesi çevresi ve kuzeye doğru Tarasa formasyonu ile olan dokanağına yakın kesimlerdir (örn. Çatalağaç-Doğanlı, Banibari, Bulam-1 ve Bulam-2 serileri).

Birçok çalışmacı, Tarasa ve Konak formasyonları arasındaki dokanağın stratigrafik olduğu konusunda hemfikirdir (Perinçek 1978, 1979; Fourcade ve ark., 1991; Uzunçimen ve ark., 2011; Usta ve ark., 2014). Bu çalışma sırasında gerçekten de stratigrafik bir ilişki olduğu doğrulanmıştır. Dokanak geçişli olduğu halde çoğunlukla ters faylar ya da kıvrılma ile deforme olmuştur (Şekil 4.11a). Konak ve Tarasa formasyonları göreceli olarak ayırtlanabilmiştir. Konak ve Tarasa formasyonlarının ayırt edilmesinde kullanılan kriter şöyledir. Konak formasyonunun, volkanik kayaçlara kıyasla % 70'den fazla tortul kayaç içermesine karşılık, Tarasa Formasyonunun tortul kayaçlara kıyasla % 70'den fazla volkanik kayaca sahip olması şeklindedir (Şekil 4.12).



Şekil 4.11. Koçali (Adıyaman) civarı jeoloji haritası ve jeolojik enine kesiti.

Şekil 4.11'de:

a) Koçali köyünün kuzey ve kuzeydoğusunda Koçali Karmaşığı'nın tip alanının özet jeoloji haritası. İncelenen stratigrafik kesit yerleri (*düz kırmızı çizgiler*) ve adları (*kutulu baş harfler*) haritaya işlenmiştir;

b) KD-GB yönlü enine kesit özeti. Harita ve kesit, Perinçek (1978, 1979) tarafından gerçekleştirilmiş önceki haritalama ve bu çalışma sırasındaki ayrıntılı haritalama esas alınarak yapılmıştır.



Şekil 4.12. Koçali köyünün birkaç kilometre kuzeyinde yer alan Koçali Karmaşığı'nın tip alanının parçasını gösteren arazi görünümü (Dutdere yukarısına batıya doğru bakış). *Kahverengi*/*gri* renkli yeknesak biçimli ön bölüm, Orta (?)-Geç Triyas yaşlı Tarasa formasyonundan ibarettir. Tarasa Formasyonu, imbrike ve kıvrımlı Geç Triyas-Kretase yaşlı Konak formasyonunun bir kısmını meydana getiren pelajik tortul kayaçlar (*kırmızımsı renkler*) tarafından üzerlenir. Eosen yaşlı örtü sedimanları birimi (*soluk gri*) uyumsuzlukla örtmektedir.

Yapı: Tarasa ve Konak formasyonları yaygın biçimde makaslanmalı olup makaslama düzlemleri genelde litolojik aykırılıklarla (örn. Şeyl'e karşı bazalt gibi) ayırt edilmektedir (Robertson ve ark., 2016b). Koçali çevresinde görüldüğü üzere (Şekil 4.11a), Koçali volkanik-tortul serisini ofiyolitik kayaçlardan (serpantinit, harzburjit, amfibolit, kümülat, levha dayk) oluşan güneybatıya eğimli bindirme örtüsü kesmektedir (Koçali bindirmesi). Bu bindirme, Tut-İncekoz mevkiinden Sincik-Korun'a kadar kesintisiz devam eden yaklaşık 50 km'lik bir devamlılığa sahiptir (Şekil 4.10). Koçali yakın kuzeybatısında makaslanmış serpantinitten

meydana gelen ince (<30 m) bir ofiyolitik birim (Şekil 4.13), aynı zamanda biraz daha kuzeyde Banibari doğusunda ve daha güneydeki Ağaçkonak mahallesi güneyinde de istifi kesmektedir (Şekil 4.11a). Daha kuzeyde, sol yanal bileşenli Güney Anadolu Fay Kuşağı'nın kolu olarak haritalanan yaklaşık D-B gidişli yüksek açılı bir fay (Bulam Çayı Fayı) Konak formasyonunu kesmektedir (Herece 2008; Şekil 4.11a).



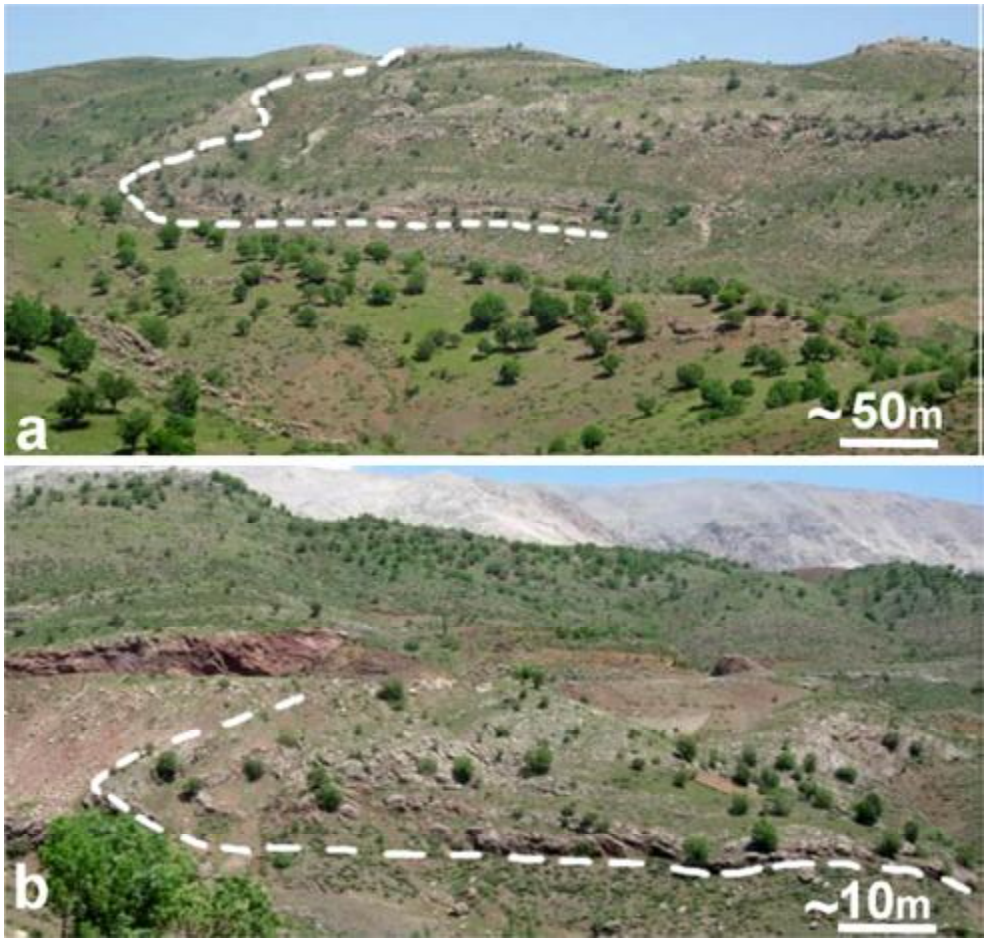
Şekil 4.13. (a) Koçali köyünün birkaç kilometre kuzeybatısında yer alan Koçali Karmaşığı'nın tip alanının parçası ve Koçali bindirmesini gösteren arazi görünümü (Bezar dağına batıya doğru bakış). (b,c) Koçali bindirmesiyle makaslanmış serpantinit dilimi (yeşil renkli).

Tarasa ve Konak formasyonlarının iç yapıları da değişik ölçeklerde deformasyon geçirmişlerdir. Bulam çayının kuzeyinde yer alan yüzleklerde, volkanoklastik çekim akması çökelleri normal derecelenme göstermesine karşın stratigrafik olarak terslenmişlerdir (Perinçek 1978, 1979; Uzunçimen ve ark., 2011; Robertson ve ark., 2016b; Şekil 4.11a). Stratigrafik terslenme zonu, doğuya doğru Recepköy civarına ve güneye doğru da Tarasa çay yakınına kadar uzanır (Şekil

4.11). Volkanik-tortul istif bir bütün olarak sayısız ters fay ve küçük ölçekli bindirme ile kesilmekle birlikte bu kırıklar boyunca olan yer değiştirme az miktardadır. Örneğin, Çatalağaç yakınında Konak formasyonunun üzerine Tarasa formasyonuna ait olan ince bir yastık bazalt dilimi (yaklaşık 25 m kalınlıkta) yer yer bindirir. Ek olarak, istif onlarca-yüzlerce metrelik ölçeklerde genellikle GB'ye doğru yatık, göreceli olarak sünek izoklinal kıvrımlarla deformasyona uğramıştır (Şekil 4.14a,b ayrıca Şekil 11'e bakınız). Tüm volkanik-tortul ve ofiyolitik kayaç topluluğu da muhtemelen Senozoyik yaşlı KKD-GGB gidişli büyük ölçekli açık kıvrımlarla deforme olmuştur (Perinçek 1978, 1979; Robertson ve ark., 2016b).

Gözlenen yapılar tanımlanabilen üç evrede gelişmiştir. Birincisi, izoklinal kıvrılma ve ters faylanma/bindirme Arap önülkesi üzerine Geç Kretase yerleşimi ile ilişkilendirilir. Ofiyolitik birimin, başlangıçta tıpkı inceleme alanının güneybatısında ki Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti gibi volkanik-tortul istifin üzerine yerleşmiş olduğu sonucu çıkarılmıştır (örn. Delaloye ve Wagner, 1984; Bağcı ve ark., 2005, 2008; Inwood ve ark., 2009; Robertson ve ark., 2016b). Süregelen yerleşim sırasında, kuzey Suriye'de Baer Bassit ofiyolitinin ve ilişkili olduğu volkanik-tortul melanjınkine benzer şekilde, günümüzdeki yapısını ortaya çıkaracak biçimde yeniden imbrike olmuştur (Al-Riyami ve ark., 2002b). Aksine, en Geç Kretase– Senozoyik yaşlı tortul örtü, Arap kıta kenarının üzerine en geç Kretase yerleşiminin ardından kıvrılıp kırılmasına karşın, bu yoğun imbrikasyondan etkilenmemiştir (Herece 2008; Robertson ve ark., 2014a, b;). Bununla birlikte, Senozoyik yaşlı tortul örtü, Maden karmaşığı ve Malatya metamorfik birimini üzerleyen Toros alloktonu ve aşağıya doğru Koçali Karmaşığı'na da nüfuz edecek şekilde bindirmeli ve tektonik-dilimli bir yapı sunmaktadır (Şekil 4.11b'ye bakınız). Özellikle, Konak formasyonunun yaklaşık D-B gidişli, stratigrafik açıdan terslenmiş olan bindirme dilimi (Bulam Çay kuzeyi), yerleşme ile bağlantılı taban bloğu senklinali olarak yorumlanmıştır. Oluşumun olası yaşı, yapısal olarak üzerleyen Toros alloktonunun güneye doğru

nihai olarak Arap kenarının üzerine yerleşmiş bulunduğu Erken Miyosendir (Robertson ve ark., 2016b).



Şekil 4.14. Koçali Karmaşığı'nın tip alanı içinde yüzeylenmiş yapısal özelliklerin arazi fotoğrafları.

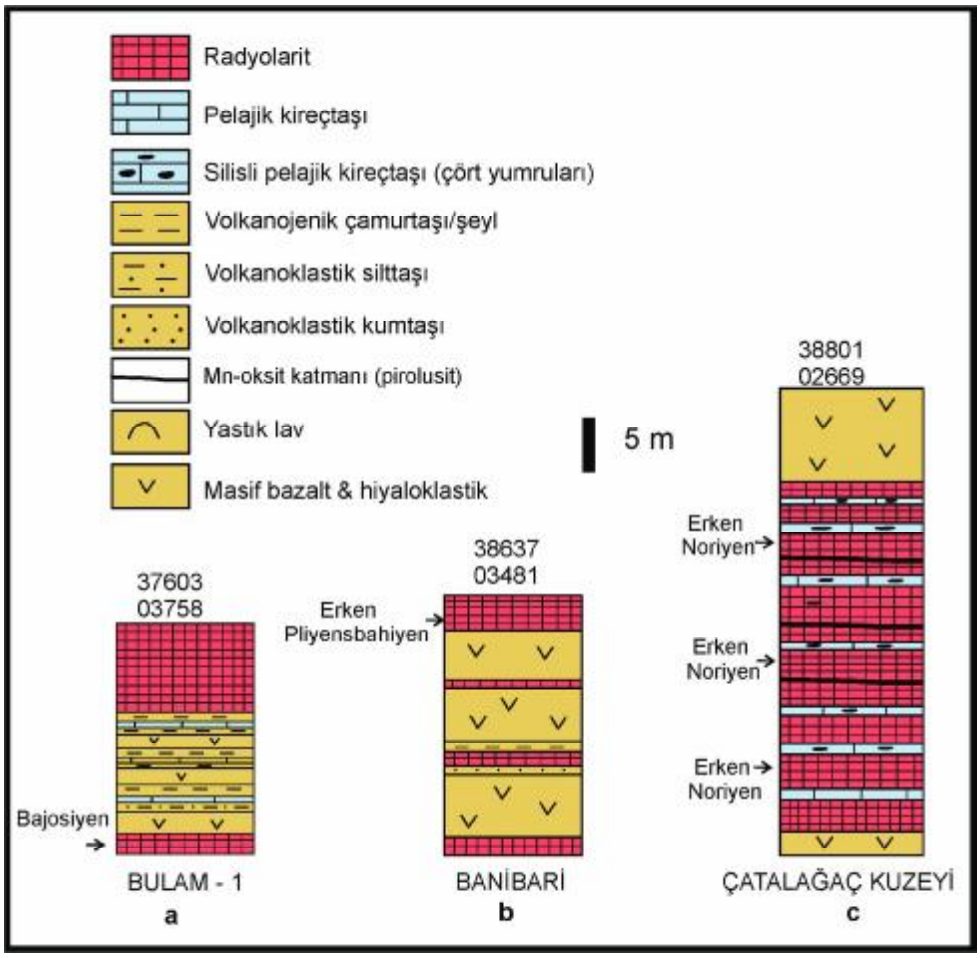
Şekil 4.14'de:

a) Çok sayıda parazitik kıvrımla birlikte güneye eğimli yatık izoklinal kıvrım, Konak mahallesi yakınında;

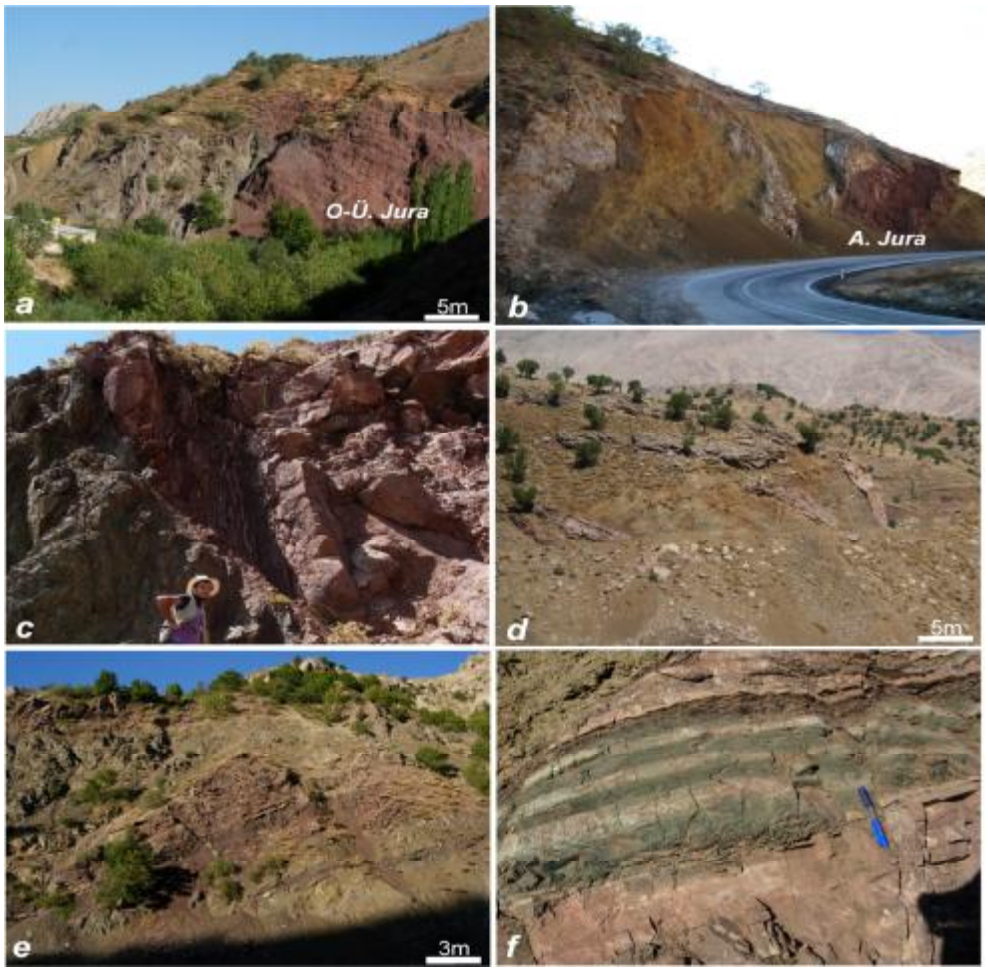
b) GB-eğimli izoklinal kıvrım, Doğanlı yakınında (yeri için Şekil 4.11b'ye bakınız). Kırılgan tip kıvrımlar, en Geç Kretase yaşlı güneye doğru yer değiştirme ile açıklanabilir (Robertson ve ark., 2016b'den).

Biyostratigrafi: Bu çalışmada, Koçali Karmaşığı'nda bulunan Jura yaşlı radyolaryalar ilk kez tespit edilmiş ve üç farklı kesit alınmıştır. Şekil 4.15'de incelenen yerel kesitler için ayrıntılı loglar ve koordinatlar gösterilmiştir; Şekil 4.16'da yaşlandırılmış olan aralıkların arazi fotoğrafları ve Şekil 4.17'de bir kısım ana arazi ilişkileri gösterilmiştir. Yeni sonuçlar derlenerek mevcut verilerle birlikte Şekil 4.18'de sunulmuştur. Şekil 4.19a-e'de ana radyolarya sınıfları listelenerek resmedilmiştir (Robertson ve ark., 2016b'den).

Bir kesitte; Çatalağaç-Doğanlı yol kesitindeki radyolaryalardan (1:100,000 ölçekli Şanlıurfa-M40 38801 02669; Şekil 4.16d, 4.18c'ye bakınız) Erken Noriyen yaşı alınmıştır (üç örnek; örn. A.10.50; Şekil 4.19a'ya bakınız). Bu radyolaritler, Konak formasyonu içerisindeki silisli pelajik kireçtaşı ve bazaltlar ile ara tabakalıdır (Robertson ve ark., 2016b; Şekil 4.11a'ya bakınız).



Şekil 4.15. Radyolaritlerin yaşlandırıldığı kesitlerin yerel logları. *a* ve *b*, Jura (Bajosiyen ve Erken Pliyensbahiyen) yaşlı radyolarit oluşuklarını gösterirken, *c*'de Geç Triyas (Erken Noriyen) yaşlı radyolaritlerin örneklenmiş olduğu üç aralık gösterilmektedir (Robertson ve ark., 2016b'den).



Şekil 4.16. Radyolaritler ve pelajik kireçtaşlarının incelenmiş olduğu alanları gösteren arazi fotoğrafları.

Şekil 4.16'da:

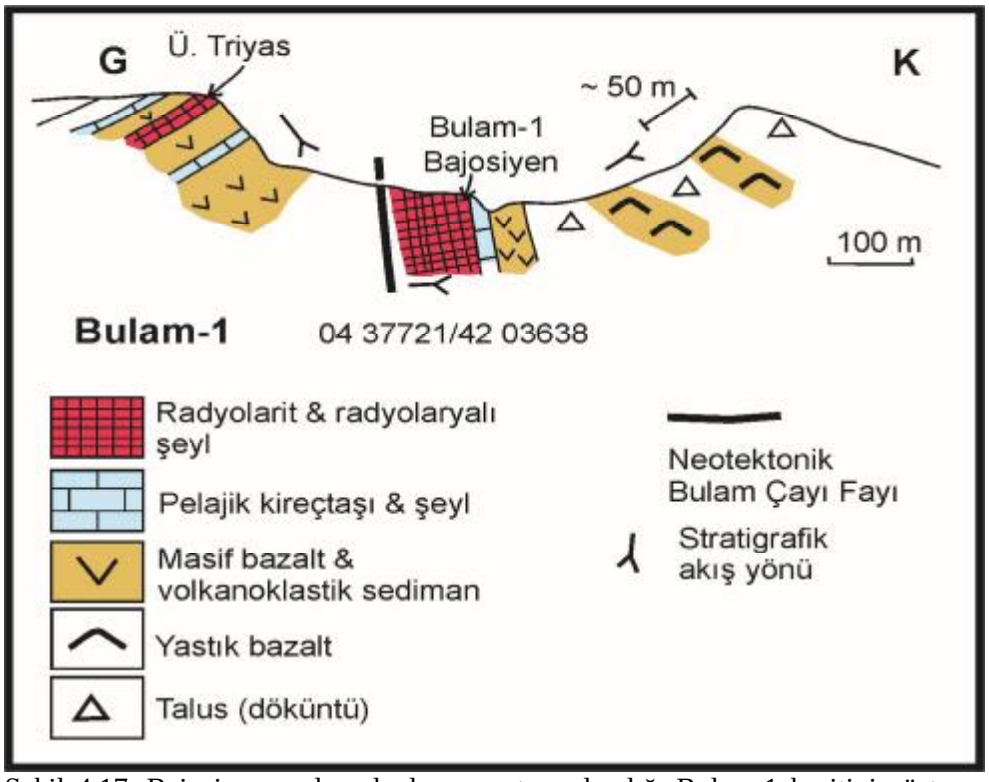
a) Bulam-1 kesitinde bulunan Orta Jura yaşlı radyolaritler (Şekil 4.15'de log a'ya bakınız yeri için Şekil 11a'ya bakınız);
b) Banibari kesitinin üst kısmında rastlanan Erken Jura yaşlı radyolarya (Şekil 4.15'de log b'ye bakınız). Lavların dokanankları makaslamalı olmasına karşın, pelajik sedimanlarla ara tabakalıdır;
c) Konak mahallesine yakın alanda yer alan ve kuzeybatıya gidişli vadi içinde iyi yüzeylenmiş ara tabakalı şerit radyolarit (ince tabakalı; *kırmızımsı*) ve

pelajik kireçtaşı (daha kalın tabakalı; *pembe*) aralığı (Şekil 11a'ya bakınız). Pelajik kireçtaşları, Geç Triyas yaşını işaret eden *Halobia* sp. kırıntılarını içerir. Pelajik tortul paketi, solda yastık bazaltlarla ters fay dokanağında yer alır;

d) Erken Noriyen olarak yaşlandırılmış olan seyrek radyolaryalı sedimanlarla (*her ikisi de pembe*) ilişkili üç adet pelajik karbonat paketi (Şekil 4.15'de log c'ye bakınız);
e) Bulam-2 kesitinde Geç Triyas (Karniyen-Noriyen) olarak yaşlandırılmış yapısal olarak terslenmiş bazalt, volkanoklastik sedimanlar, pelajik karbonatlar ve radyolaritlerden oluşan istif (Uzunçimen ve ark., 2011; Şekil 4.18 log e'ye bakınız);
f) Bulam-2 kesitinin, dereceli volkanoklastik kumtaşı türbiditlerle (terslenmiş) ara tabakalı olan silisli pelajik karbonat ve radyolariti (*kırmızımsı kahverengi*) gösteren kısmın ayrıntısı. (a–f), Geç Triyas-Kretase yaşlı Konak formasyonunun farklı görünüşleri (Robertson ve ark., 2016b'den).

İkinci bir kesitte; Bulam-1 kesitinde bulunan radyolaritler (1:100,000 ölçekli Şanlıurfa-M40 paftasında, 37603 03758 yakınında; Şekil 4.15a, 4.18e'ye bakınız) aynı istifte farklı düzeylerde Bajosiyen (A.10.61) ve Kimmericiyen–Titoniyen (KO.14.2) olarak yaşlandırılmıştır (Robertson ve ark., 2016b; Şekil 4.19b,c, Şekil 4.18e'ye bakınız). Bulam-1 kesiti, ana yolun her iki tarafında nehir yanındaki kayalıkları da kapsayacak biçimde Bulam Çayının doğrudan güneyinde yüzeylenir (Şekil 4.16a'ya bakınız). Üstteki kesit stratigrafik olarak orta – dik açılarda güneye doğru gençleşmektedir (Şekil 4.17). İstifin nehir tabanında bazaltik lavlar egemendir. Benzer bazaltik lavlar, Bulam-2 kesitinde izlenen mükemmel bir yüzleğin yanı sıra batıya doğru birkaç kilometre uzanan, nehrin kuzeyinde devrik bir istifin içinde gözlenir (Uzunçimen ve ark., 2011; Şekil 11a'ya bakınız). Bulam-1 istifinde; bazalt, stratigrafik olarak üste doğru volkanoklastik kumtaşları, saf

olmayan kireçtaşları ve şeyllere, daha sonra yeşilimsi, sonrasında kırmızımsı renkli şerit radyolaritlere geçer. Bulam çayı neotektonik dönemdeki doğrultu atımlı bir fay ile aynı doğrultudadır. Ancak faya bağlı atımın göreceli olarak düşük olduğu düşünülmektedir (1.5 km'den küçük). Yol kesiti boyunca iki adet yaşlandırılmış radyolarit örneği alınmıştır. Bajosiyen yaşlı (Şekil 4.19b'ye bakınız) birinci örnek (A.10.61), Bulam-1 köprüsünün güneyinde yolun batı yakasındaki yarmanın yüzeylediği kesitin alt kısmından toplanmıştır. İkinci örnek, yolun doğu yakasında (no. KO-14-2; GPS: 07S04 37605; UTM 41 03732), kesitin daha üst kısmından alınmıştır ve Kimmericiyen?-Titoniyen yaşı alınmıştır (Robertson ve ark., 2016b). Orta Jura-Geç Jura yaşlı radyolaryalı seri (Bulam-1), kuzeyde iyi yaşlandırılmış Karniyen-Noriyen yaşlı terslenmiş serinin (Bulam-2) genelde bir devamı olarak yorumlanmıştır (Uzunçimen ve ark. 2011; Robertson ve ark., 2016b; Şekil 4.17, 4.18e'ye bakınız). Bulam-1 kesitine ait olan seri güneye doğru belirgin bir neotektonik doğrultu-atımlı fay ile sönümlenmektedir (Robertson ve ark., 2016b; Şekil 4.17'ye bakınız).

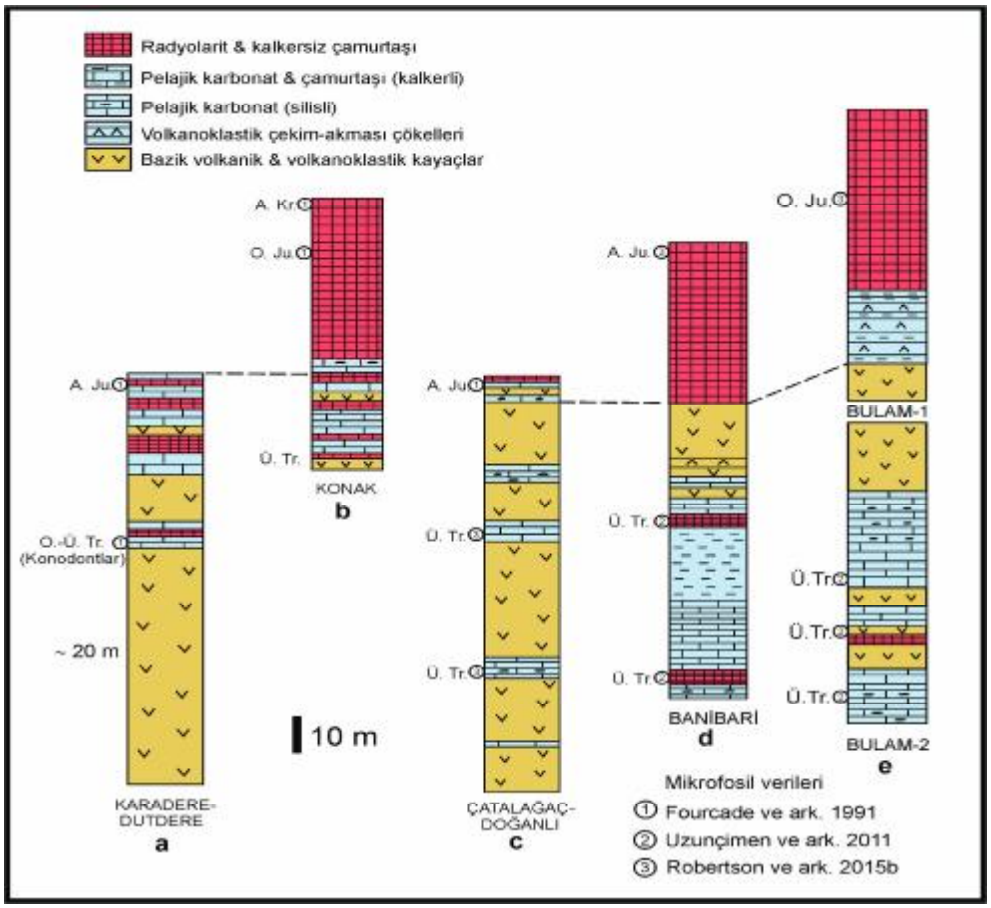


Şekil 4.17. Bajosiyen yaşlı radyolaryanın tanımlandığı Bulam-1 kesitini gösteren lokal enine kesit (Robertson ve ark., 2016b'den; ayrıntılar için Şekil 4.11a, 4.15a, 4.18e'ye bakınız).

Üçüncü kesit Banibari olup, derlenen radyolaryalardan (1:100,000 ölçekli Şanlıurfa-M40 paftası 38637 03481; örn. no. A.10.55; Şekil 4.15b'ye bakınız) Geç Sinemüriyen–Erken Pliyensbahiyen (Şekil 4.19a) yaşları elde edilmiştir. Bu yaş tayininin denetlenmesi amacıyla sonraki bir arazi gezisinde (GR 39068 03539) yakındaki yüzleklerden iki adet ilave örnek (KO-141-1) alınmış olup bunlardan Hettanjiyen yaşı elde edilmiştir (örn. KO-14-1; Şekil 4.19a; Robertson ve ark., 2016b).

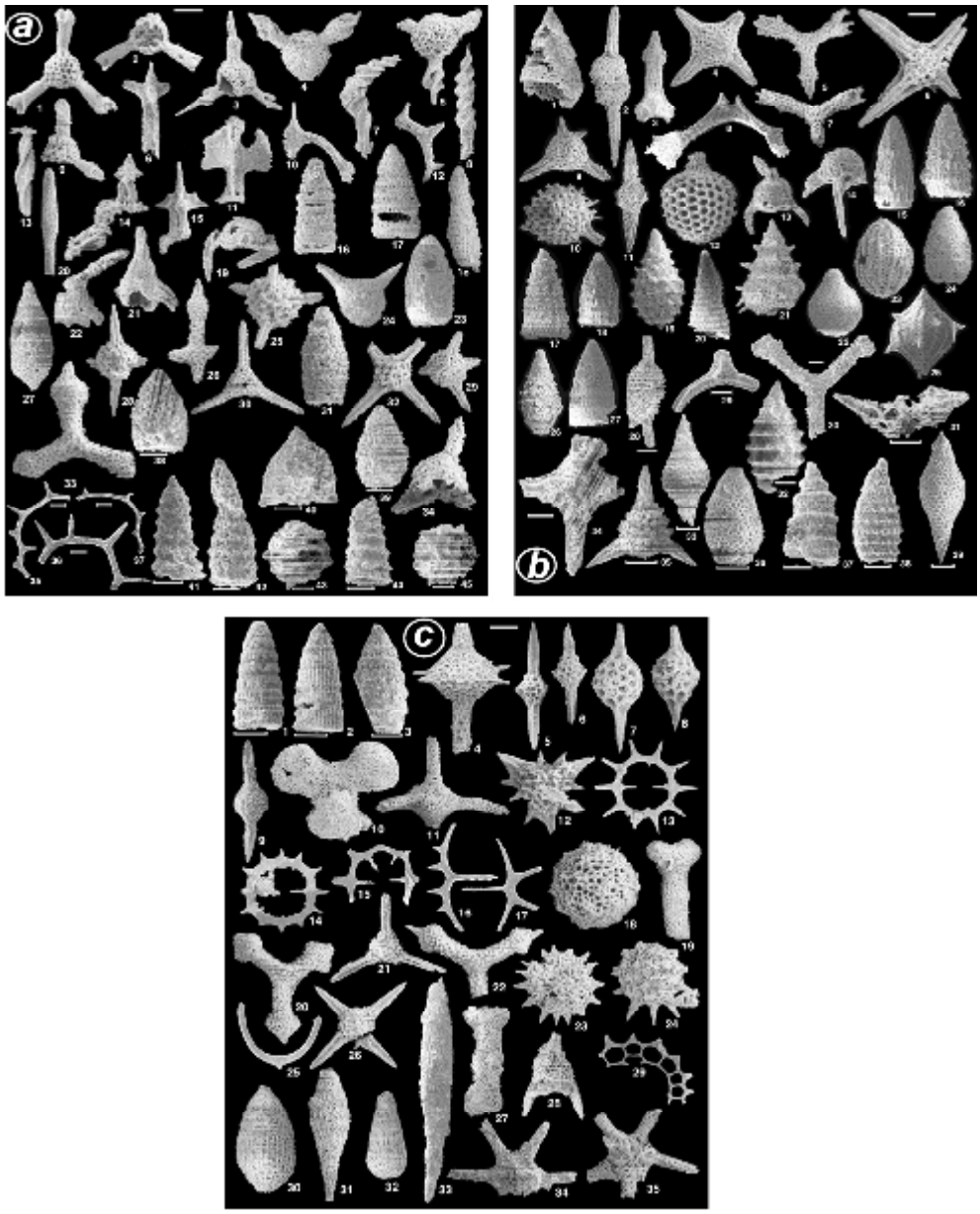
Farklı yerel yüzleklerde radyolaritler ile bazaltik kayaç arasındaki dokanak, çökelmeli olandan makaslamalıya kadar değişir. Bununla beraber, bazı durumlarda bazaltlarla ara katkılı olan radyolaritlerin az oranda makaslamaya maruz kaldıkları

görülmektedir. Radyolaryalı sedimanlar, Karniyen-Noriyen olarak yaşlandırılmış olup Konak formasyonunun bozulmamış volkanik-tortul istifinin (Banibari kesiti) bir parçasını meydana getirmektedir (Uzunçimen ve ark., 2011; Robertson ve ark., 2016b; Şekil 4.18d'ye bakınız). Bu kesit üste doğru ise yaklaşık 60m kalınlıkta ilave şerit radyolaritlere (yaşlandırılmamış) geçer ve daha sonra üzerinde farklı fasiyeslerin gözlendiği bir bindirme ile sönümlenir (Robertson ve ark., 2016b; Şekil 4.18c'ye bakınız).



Şekil 4.18. Koçali Karmaşığı'nın tip alanı içinde iyi yüzeylenmiş serilerin basitleştirilmiş logları. Logların yerleri için Şekil 4.11a'ya bakınız. Eski ve yeni biyostratigrafi verileri belirtilmiştir (Robertson ve ark., 2016b'den).

Bir araya getirilen mikropaleontolojik kanıtlar; çoğunlukla volkanik ağırlıklı Tarasa formasyonu için Anisiyen (?)-Noriyen yaşını verirken, üzerindeki volkanik-tortul Konak formasyonu için Karniyen-Noriyen'den başlayan ve en az Bajosiyen'e kadar çıkan bir yaş aralığını işaret eder. Bununla beraber, bu bölgedeki radyolaryalı fasiyesin Kretase'ye kadar uzandığı da bilinmektedir (Fourcade ve ark., 1991; Robertson ve ark., 2016b).



Şekil 4.19. Loglanmış istiflerde yüzeylenmiş şerit çörtlerden çıkarılmış radyolaryaların taramalı elektron mikro fotoğrafları (Robertson ve ark., 2016b'den).

Şekil 4.19'da:

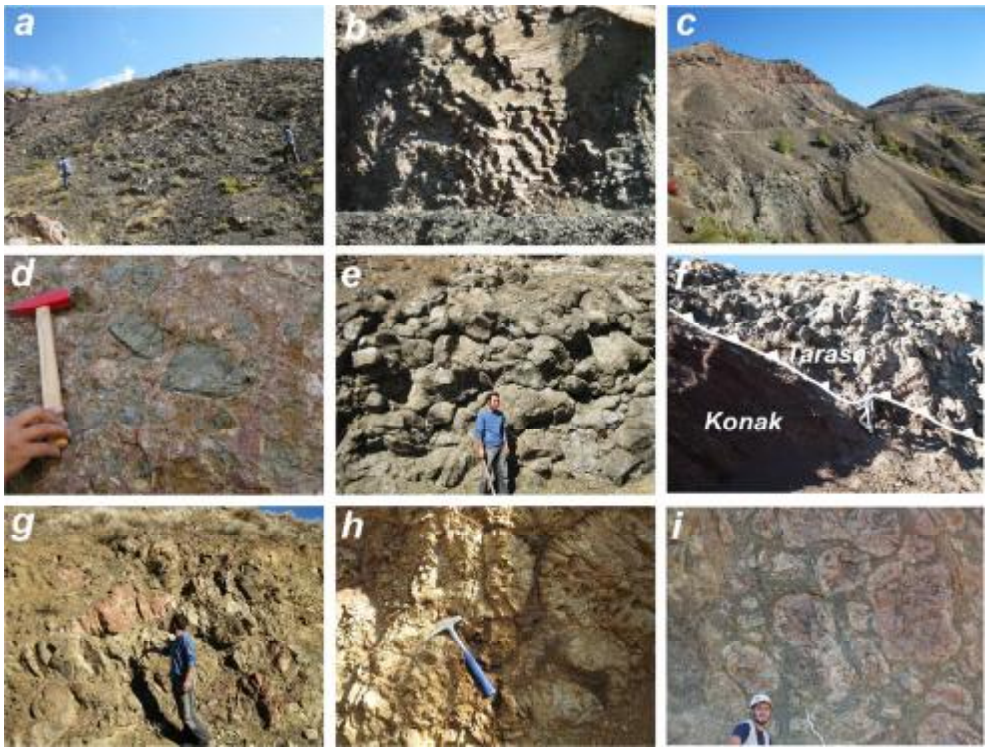
a) (levha 1)-Koçali Karmaşığı: Şekil **1**–**18**, örnek A.10.50 (Erken Noriyen): **1**—*Capnodoce* n. sp., ×125. **2**—*Capnodoce anapetes* De Wever, ×125. **3**—*Capnuchosphaera deweveri* Kozur & Mostler, ×125. **4**–**5**—*Capnuchosphaera* cf. *triassica* De Wever, ×125. **6**—*Kahlerosphaera norica* Kozur & Mock, ×200. **7**—*Spongotortilispinus* cf. *carnicus* (Kozur & Mostler), ×125. **8**—*Spongotortilispinus tortilis* (Kozur & Mostler), ×125. **9**—*Capnodoce crystallina* Pessagno, ×150. **10**—*Blechschmidtia raridenticulata* (Kozur & Mostler), ×150. **11**—*Kahlerosphaera* sp., ×200. **12**—*Blechschmidtia matteri* Dumitrica & Hungerbühler, ×150. **13**—B4 diken tipinde ×125. **14**—*Capnuchosphaera*? sp., ×125. **15**—aynı tür, ×150. **16**—*Corum* sp., ×150. **17**—*Japonocampe nova* (Yao), ×150. **18**—*Castrum*? sp., ×100. Şekil **19**–**20**, örnek A51: **19**—*Veghia* sp., ×150. **20**—*Pseudoeucyrtis* n. sp., ×150. Şekil **21**–**34**, örnek A55 (Geç Sinemüriyen–Erken Pliyensbahiyen): **21**—*Anaticapitula anatiformis* (De Wever), ×200. **22**—*Ares* sp., ×200. **23**—*Bagotum modestum* Pessagno & Whalen, ×200. **24**—*Bernoullius delnortensis* Pessagno, Blome & Hull, ×150. **25**, **29**—*Tozerium*? sp., ×150. **26**—*Hagiastrum rudimentum* Whalen & Carter, ×125. **27**—*Protokatroma*? sp., ×150. **28**—*Thurstonia minutaglobus* Whalen & Carter, ×150. **30**—Angulobracchiid, cins ve türü belirlenememiş, ×125. **31**—Parvicingulid, cins ve türü belirlenememiş, ×200. **32**—*Emiluvia* sp., ×150. **33**—*Paronaella grahamensis* Carter, ×100. **34**—*Saitoum* sp.,×200. Şekil **35**–**45**, örnek KO-14-1 (Hetanjiyen) (bütün resimler için *ölçek çubuğu* = 50 μm): **35**, **37**—*Pseudacanthocircus* cf. *pseudosimplex* Kozur & Mostler. **36**—*Pseudacanthocircus* cf. *artus* (Donofrio & Mostler). **38**, **39**—Nassellaria, cins ve türü belirlenememiş. **40**—dicyrtid nassellarian, cins ve türü belirlenememiş. **41**, **42**, **44**—*Canoptum* spp. **43**, **45**—*Thurstonia*? sp.

b) (levha 2) Koçali Karmaşığı: Şekil **1**–**27**, örnek A.10.61 (Bajosiyen): **1**—*Stichomitra*? sp., ×200. **2**—*Archaeospongoprunum imlayi* Pessagno, ×125. **3**—*Angulobracchia* aff. *digitata* Baumgartner, ×100. **4**—*Emiluvia nana* Baumgartner, ×200. **5**, **7**—*Paronaella* spp., ×150. **6**—*Emiluvia* aff. *chica* Foreman, ×150. **8**—*Angulobracchia purisimaensis* (Pessagno), ×100. **9**—Spumellaria, cins ve türü belirlenememiş, ×200. **10**—*Alievium* sp., ×250. **11**—Hagiastrid, 2 kolu kopmuş halde cins ve türü belirlenememiş, ×150. **12**—*Olanda olorina* Hull, ×125. **13**—*Saitoum levium* De Wever, ×200. **14**—*Saitoum pagei* Pessagno, ×200. **15**—*Transhsuum maxwelli* (Pessagno), ×150. **16**—*Transhsuum hisuikyoense* (Isozaki & Matsuda), ×125. **17**—*Stichomitra*? aff. *takanoensis* Aita, ×125. **18**—*Hsuum* sp., ×150. **19**—*Tethysetta dhimeniaensis* ssp. Baumgartner ve ark. 1995,×150. **20**—*Mirifusus proavus* Tonielli, ×125. **21**—Anisicyrtis? sp. D (şek 586), ×200. **22**—*Stichocapsa convexa* Yao, ×150. **23**—*Unuma* sp., ×200. **24**—*Bagotum*? sp., ×150. **25**—*Unuma echinatus* Ichikawa & Yao, ×200. **26**—*Tethysetta* cf. *dhimeniaensis* (Baumgartner), ×150. **27**—*Spongocapsula palmerae* Pessagno sp., ×150. Şekil **28**–**39**, örnek KO-14-2 (Kimmericiyen–Titoniyen) (bütün resimler için *ölçek çubuğu* = 50 μm): **28**—*Archaeospongoprunum* cf. *imlayi* Pessagno. **29**—*Dicerosaturnalis angustus* (Baumgartner). **30**—*Homoeoparonaella argolidensis* Baumgartner. **31**—*Perispyridium* cf. *ordinarium* (Pessagno). **32**—*Tethysetta boesii* (Parona) gr. **33**—*Pseudoeucyrtis*? sp.1. **34**—*Emiluvia* cf. *chica* Foreman. **35**—*Alievium regulare* (Wu & Li). **36**—*Stichocapsa* aff. *pulchella* (Rüst). **37**—*Cinguloturris carpatica* Dumitrica. **38**—*Parvicingula*? sp. **39**—*Pseudoeucyrtis*? sp. 2.

c) (levha 3) Koçali Karmaşığı ve Karadut Karmaşığı: Şekil **1**–**3**, örnek KO-14-2 (Kimmericiyen–Titoniyen) (bütün resimler için *ölçek çubuğu* = 50 μm): **1**—*Pseudodictyomitra* sp. **2**—*Archaeodictyomitra labronica* Chiari, Cortese & Marcucci. **3**—*Loopus doliolum* Dumitrica. Şekil **4**–**35**, örnek

A87 (Karadut Karmaşığı; Erken Toarsiyen); **4**—*Katroma* sp., ×150. **5**, **6**—*Trillus seidersi* Pessagno & Blome, ×150. **7**, **8**—*Pantanellium* cf. *cluense* Pessagno & Blome, ×250. **9**—*Archaeospongoprunum* sp., ×150. **10**—*Paronaella* sp. 1, ×100. **11**—*Teesium*? sp., ×150. **12**—*Paronaella*? sp. 2., ×250. **13**–**15**—*Palaeosaturnalis* spp., ×100, ×100, ×125. **16**, **17**—*Pseudacanthocircus* cf. *mediospinosus* Kozur & Mostler, ×150. **18**—*Praeconocaryomma* sp., ×125. **19**—*Bistarkum bifurcum* Yeh, ×100. **20**—*Paronaella* cf. *snowshoensis* (Yeh), ×100. **21**—*Emiluvia*? sp., ×200. **22**—*Paronaella snowshoensis* (Yeh), ×100. **23**, **24**—Angulobracchiids cins ve türü belirlenememiş., ×150. **25**—*Spongosaturninus bispinus* (Yao), ×150. **26**—*Emiluvia*? sp., ×200. **27**—*Bistarkum rigidum* Yeh, ×90. **28**—*Bipedis* cf. *japonicus* Hori, ×150. **29**—*Parasaturnalis diplocyclis* (Yeh), ×125. **30**—*Canutus cf. rennellensis* Carter, ×150. **31**—*Pseudoeucyrtis busuangensis* (Yeh & Cheng), ×100. **32**—*Bagotum modestum* Pessagno & Whalen, ×125. **33**—*Pseudoeucyrtis* cf. *safraensis* Dumitrica & Goricˇan, ×125. **34**, **35**—*Citriduma hexaptera* (Conti & Marcucci). ×150.

Litostratigrafi: 650 m kadar kalınlığa ulaşılabileceği düşünülen Tarasa formasyonu; başlıca masif ve yastık debili bazaltik lav akıntılarının ardalanımından oluşur. Bunlara az oranda parçalanmış-kırılmış yastık bazalt breşleri, hyaloklastik ve volkanoklastik kumtaşları eşlik etmektedir (Şekil 4.18a). Bazaltik kayaçlar yer yer boşluklu olabilmektedirler. Lavlar, merceksi paketler halinde (10m.'den daha az kalınlıkta) gri-pembe pelajik kireçtaşı, silisli kireçtaşı, radyolaryalı çamurtaşı (şeyl) ve radyolarit ile değişen oranlarda ara tabakalıdır (Robertson ve ark., 2016b; Şekil 4.20).



Şekil 4.20. Tarasa formasyonuna ait arazi görünümleri.

Şekil 4.20'de:

a) Yastık yapılı bazaltik lav akmaları;

b) Sütunsal yapılı bazaltlar;

c) Masif ve yastık yapılı bazaltik lav akmaları ve üzerine gelen pembe renkli pelajik kireçtaşları;

d) Yastık-bozunmalı breş;

e) Tarasa formasyonuna özgü iyi oluşmuş yastık lav;

f) Yastık yapılı bazaltlar (Tarasa formasyonu) ile volkanoklastik kumtaşı-şeyl çakıltaşı (Konak formasyonu) arasındaki bindirme;

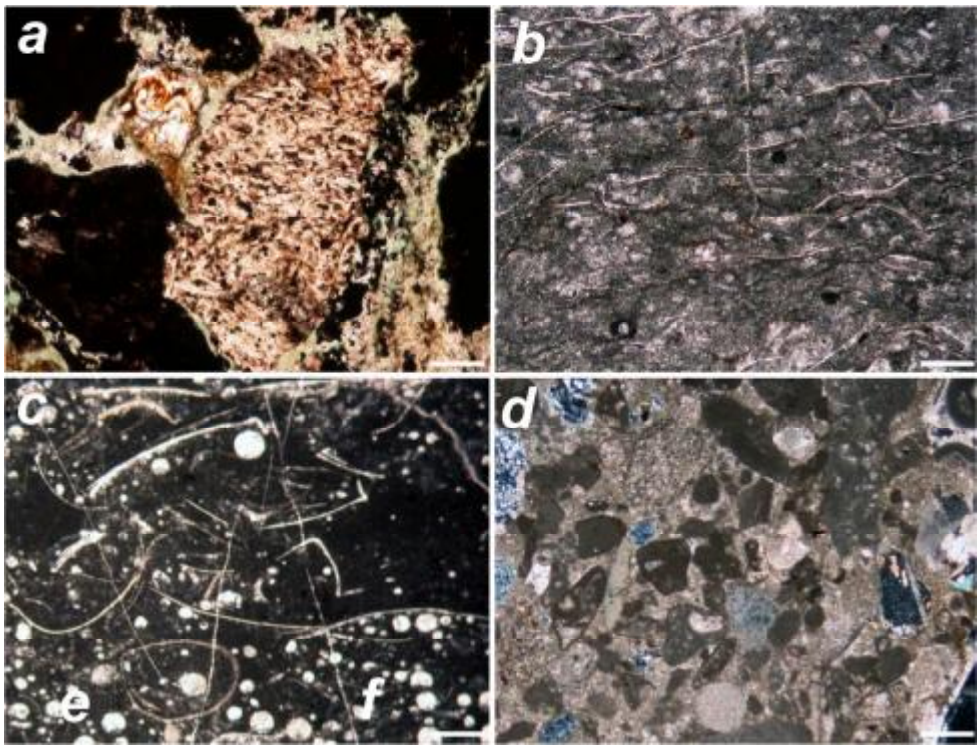
g) Lavlar arasında izlenen merceksi pembe pelajik kireçtaşı paketleri;

h,i) Yastık lavların içsel kesitleri ve aralarındaki hyaloklastlar.

Tarasa formasyonunu üzerleyen Konak formasyonu başlıca bazalt, volkanoklastik kumtaşı, volkanoklastik çakıltaşı, gri-pembe pelajik kireçtaşı, silisli kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, radyolaryalı şeyl (çamurtaşı) ve radyolaritten oluşmaktadır (Şekil 4.16a–f, 4.18b–e'ye bakınız). Volkanoklastik kumtaşları çoğunlukla stratigrafik olarak alt kesimlerde çamurtaşları ve saf olmayan pelajik karbonatlarla ara tabakalı olarak bulunur. Üstte, volkanoklastik sedimanlara nazaran daha fazla olan bazaltlar, pelajik kireçtaşları, silisli kireçtaşları ve radyolaritler ile ara tabakalıdır. Şerit radyolaritler ise yüzeylenmiş istifin daha üst düzeylerinde egemendir (Robertson ve ark., 2016b).

Konak formasyonu içinde masif lavlara, yastık lavlara oranla daha fazladır. Bu lavlar petrografik ince kesit ya da kimyasal analiz açısından uygun olmayacak biçimde oldukça alteredir. Bazı seriler (örn. Bulam-2; Şekil 4.16e, f), moloz akması çökelleri olarak yorumlanan dereceli, matriks-destekli volkanoklastik çakıltaşı ara tabakaları içerir. Ara tabakalı olarak yanal devamlılığı olan, dereceli volkanoklastik kumtaşları (Şekil 4.21a) daha çok türbidit akıntısı çökelleri olarak değerlendirilmiştir (Robertson ve ark., 2016b).

Volkanoklastik sedimanların ince kesitlerinde altere bazaltik cam (hyaloklastik), bazalt ve kloritik taneleri oldukça boldur (Şekil 4.21a). Pelajik karbonatlar; değişen biçimde yeniden kristallenmiş, mikritik bir matriks içinde bol miktarda ince-kavkılı çift çenetliler (örn. *Halobia* sp.; (Şekil 4.21b), *Daonella* sp.; (Şekil 4.21c) ve karbonatlaşmış radyolaryayı (Şekil 4.21b,c) barındırır. Pelajik kireçtaşları karasal sediman ya da yeniden çökelmiş neritik karbonatlardan yoksundur. Radyolarya, kalsit spar olarak korunmuş ya da yeniden kristallenme süreçleri ile kalsedon kuvarsa dönüşmüştür (Robertson ve ark., 2016b).



Şekil 4.21. Konak formasyonu ve Karadut Karmaşığı'nın tipik fasiyeslerinin mikrofotoğrafları.

Şekil 4.21'de:

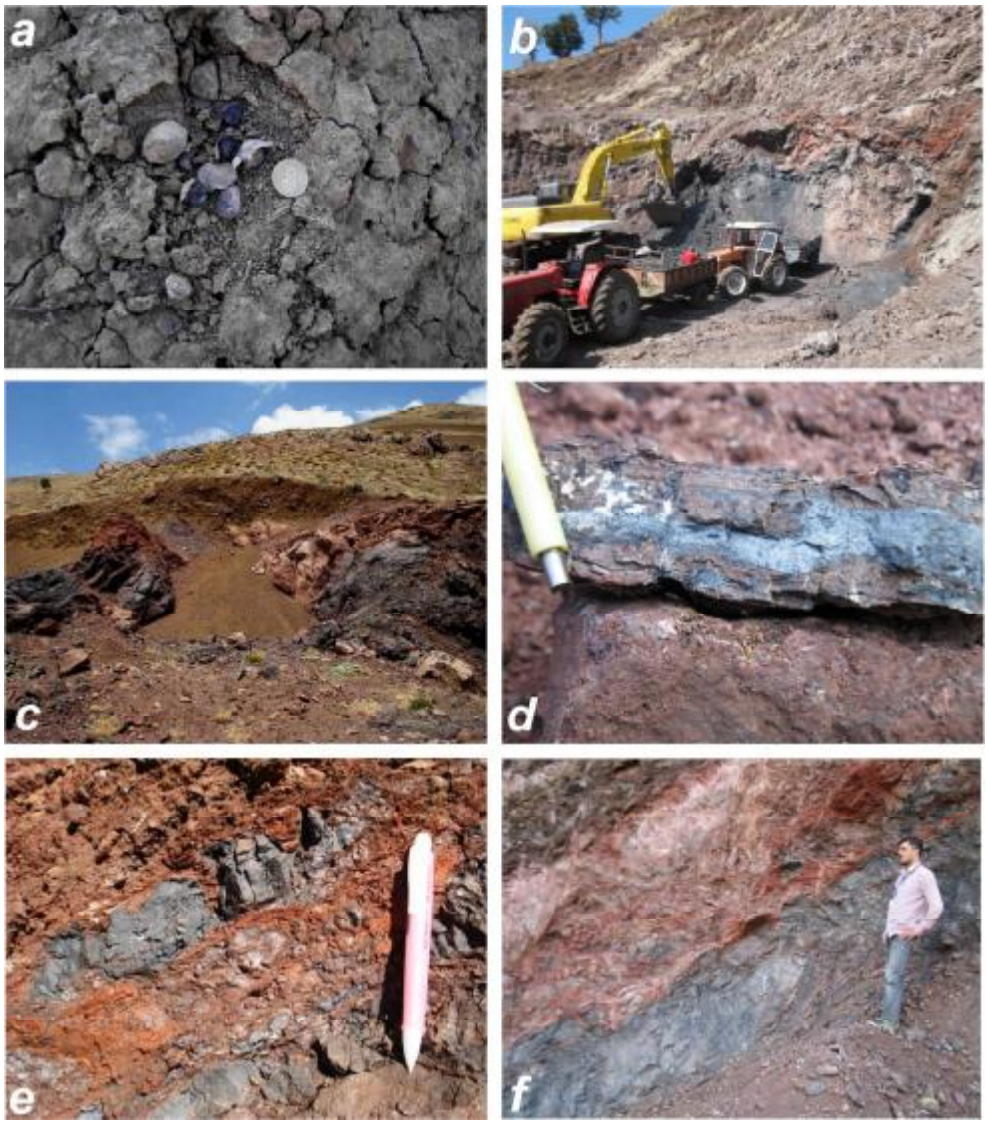
a) Volkanoklastik kumtaşı; Bulam-2 kesitinden normal camsılığını yitirmiş volkanik camın (görüntünün sol ve sağında *koyu* yarı köşeli taneler) yanında altere feldispat mikrofenokristalleri (görüntünün ortası) içeren yarı-yuvarlaklaşmış bazalt örneği. Matriks, metal içeren oksit (sağda *çok koyu* taneler), klorit (*yeşil*) ve kalsite (matriks alanı içinde pembemsi) altere olan volkanoklastik silttir (Şekil 18e'ye bakınız);
b) Konak Mahallesi yakınında kısmen mikrospara altere olmuş mikritten oluşmuş, sayısız düz kenarlı pelajik çiftçenetli, *Halobia* sp., kırıntıları ile belli belirsiz tanınabilen kalsitleşmiş radyolarya barındıran pelajik kireçtaşı (Şekil 18c'ye bakınız);

c) Çatalağaç-Doğanlı serisinin Geç Triyas yaşlı mikritten oluşmuş, bunun yanında kalsit-dolgulu ve ranplase olmuş radyolarya ile kavisli ince pelajik çiftçenetli kavkıları (örn. *Daonella* sp.); bazı *Halobia* sp. kırıntıları da bulunabilir (Şekil 18c'ye bakınız);
d) Karadut karmaşığının tip alanından mikrospar matriksinde çeşitli sığ su kaynaklı litoklastlar içeren Kretase yaşlı yeniden depolanmış kireçtaşı (Robertson ve ark., 2016b'den).

Konak formasyonuna kıyasla Tarasa formasyonunun kalın lavları seyrek, ince pelajik radyolaritler ve yarı pelajik karbonat ardalanmaları içerir. Bu durum, Tarasa formasyonuna ait volkaniklerin göreceli olarak hızlı bir biçimde 20 My boyunca (Ladiniyen?-Noriyen) sürekli olarak püskürdüğünü, Konak formasyonuna ait lavların ise daha uzun bir zaman dönemi için (40 milyon yıla kadar; Noriyen–Bajosiyen) ara ara püskürdüğünü düşündürmektedir.

Konak formasyonu içinde yer yer manganlı oksit mercekleri ve ince ara tabakaları (1.5m.'den daha az kalınlığa sahip) bulunur. Farklı litolojiler ve kesitlerde mineralojik olarak; psilomelan, pirolüsit, manganit, braunit ve rodokrozit gözlenmektedir (Öztürk 1993; Şekil 4.22a-f). Bu sedimanların, farklı litolojiler içinde değişken diyajenetik alterasyon ve segregasyona maruz kalmış, volkanizma ile ilişkili hidrotermal çökeller olduğu yorumu yapılmıştır (örn. Robertson ve Boyle 1983; Pe-Piper and Piper 1989).

Konak formasyonu içindeki ince ve bol bulunan mangan yataklarının muhtemelen kıtasal riftleşme sırasında ve hemen sonrasında riftleşmeye maruz kalmış kıta kenarı boyunca gelişen volkanizmayla ilişkili hidrotermal çökeller olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.22. Konak formasyonu içindeki manganlı seviyelerden arazi görünümü.

Şekil4.22'de:

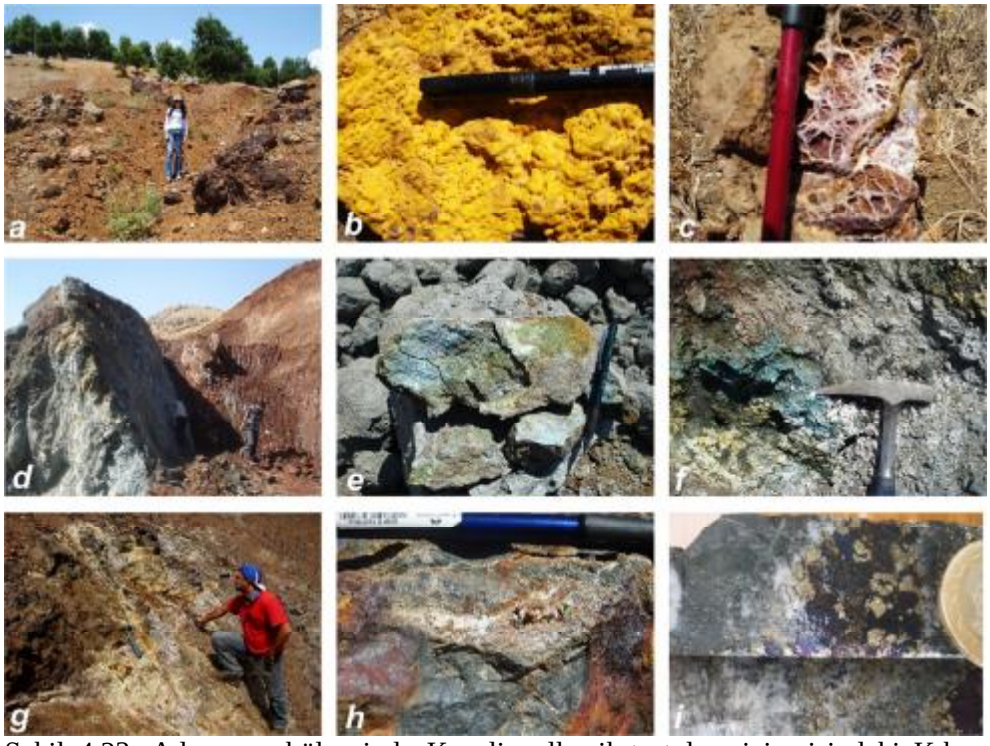
a) Bakırlı mangan nodülleri (Ormanbaşı Tepe-Sincik);
b) Konak formasyonu içerisinde stratabond şeklinde gelişmiş mangan cevherleşmesi (Kızların Tepe-Sincik);
c) Çağalalı Tepe-Koçali mevkiinde stratabond tipi mangan cevherleşmesi;

d) Kuş Tepe stratiform manganez cevherleşmesi yakın görünümü;
e) Kevrikevr Tepe-Koçali mevkiinde stratiform manganez cevherleşmesi yakın görünümü;
f) Nakavisiyar Tepe stratiform manganez cevherleşmesi.

Koçali volkanik-tortul seriye (yaygın olarak Tarasa formasyonu) ait bazaltlar (taban kayacı) ile üzerine gelen derin deniz pelajik sedimanları (tavan kayacı) arasında sülfür cevherleşmeleri yer alır. Bu cevherleşmeler, volkanik-tortul serinin yerleşimi esnasında ve sonraki sıkışma rejiminin etkisiyle imbrike bir yapı kazanmış ilksel ilişkileri kaybolmuştur. Cevherleşmeler farklı alanlarda izlenebilen, deniz tabanı oksidasyon ürünü olan gossan (proksimal) ile sülfit breşi (proksimal), masif cevher (proksimal), çıkış bacaları (proksimal), sülfit kumtaşı (distal), ve stokvork cevher yapısıyla kendine özgü bir fasiyes sunar. Cevher mineral birlikteliği masif cevher (10-20 m ortalama kalınlık) ve stokvork cevherde (40-50 m ortalama kalınlık) benzer olup pirit, kalkopirit, sfalerit, pirotin ve bornit birincil cevher mineralleridir. İdait, dijenit, spekülarit, kalkozin, kovellin, fahlerz ile hematit, götit ve limonit oksidasyon zonunda gelişen ikincil minerallerdir. Gang minerali olarak kuvars, klorit, serizit, ve karbonat yaygındır. Cevherleşmelerin çevresindeki taban ve tavan kayaçlarında, kloritleşme, karbonatlaşma, silisleşme, limonitleşme, hematitleşme ve epidotlaşma türü alterasyonlar izlenmektedir (Şekil 4.23).

Koçali volkanik-tortul seri içerisindeki bu cevherleşmelerin baz metal içeriklerine göre Volkanojenik Masif Sülfit (VMS) yataklarına benzer bir eğilim sundukları ve cevherleşmelerde hidrotermal süreçlerin etkin olduğu önceki çalışmalarda belirtilmiştir. Cevher ve yan kayaç örnekleri üzerinde yapılan jeokimya ve izotop analizleri, riftleşme ürünü olan ve yavaş yayılan okyanus ortası sırt ortamlarındaki VMS yataklarıyla benzerlikler sunduğunu göstermektedir (İlhan ve ark., 2016; Yıldırım ve ark., 2016).

Koçali volkanik-tortul seride içerisinde MTA tarafından önceden belirlenen Kıbrıs Tipi VMS cevherleşmeleri bilinmektedir. Bu cevherleşmeler, Adıyaman, Diyarbakır, Gaziantep bölgesinde yer almakta ve genellikle Tarasa formasyonu içerisinde stokvork-masif sülfit cevheri (Adıyaman-Koçali); merceğimsi ve tabakamsı masif sülfid cevheri (Adıyaman-Sincik-Ormanbaşı Tepe/ Diyarbakır-Çüngüş-Derdere); stokvork-masif sülfid/manyetit cevheri (Gaziantep-Ortaklar) şekillerinde izlenir (Yıldırım ve ark., 2008a-b, 2009, 2010a-b, 2012b, Yıldırım ve ark., 2016; Yıldırım, 2011, 2013; İlhan, 2013; Şaşmaz ve ark., 1999; Şekil 4.23, 4.24). Tetis sütur zonundaki Troodos (Kıbrıs) ofiyoliti, Semail (Oman) ofiyoliti ve İran Kermanşah ofiyolitinde benzer Kıbrıs Tipi VMS yatakları rapor edilmiştir (Ademides, 1980; Alabaster ve ark., 1980; Jankowic, 1980).



Şekil 4.23. Adıyaman bölgesinde Koçali volkanik-tortul seri içerisindeki Kıbrıs Tipi VMS cevherleşmeleri.

Şekil 4.23'de:

Sincik cevherleşmeleri (a,b,c,d);

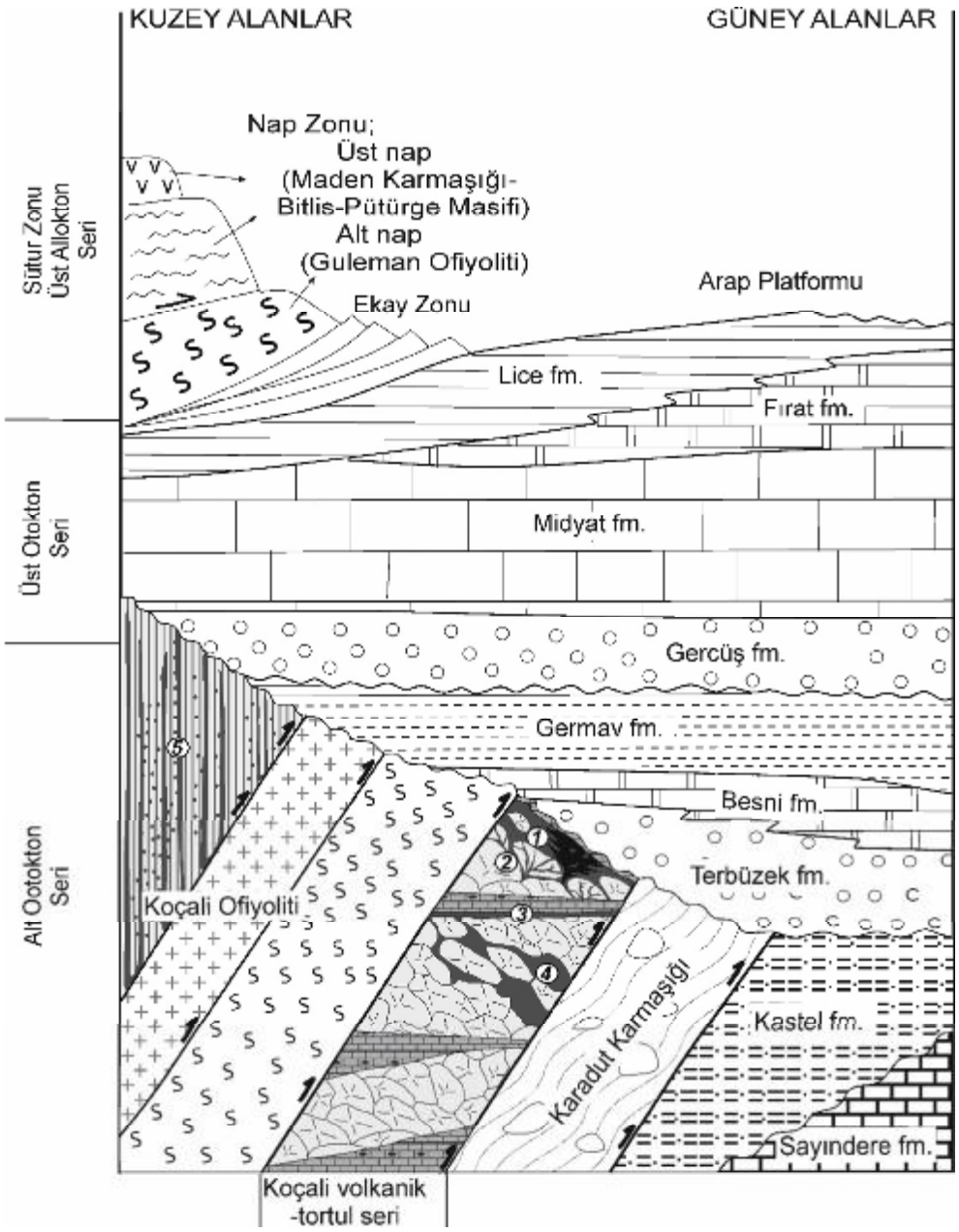
a) Oksidasyon zonu gossan görünümü,
b) Oksidayon zonunda izlenen götit,
c) Kuvars sülfit-silika içerisinde izlenen kokard doku.

Koçali Kevrikevr Tepe cevherleşmelerin (e,f,g,h);

d) Masif cevher ve tavan kayacı (çamurtaşı-radyolarit),
e) Masif cevher yakın görünüm,
f) Masif cevher zonunda gelişmiş alünitleşme ve malahitleşme ve kükürt oluşumları.

Koçali Havşa dere cevherleşmelerin (j,k,l);

g) Oksidasyon zonunda stokvork cevherde gelişen alünitleşme ve kükürt oluşumları.
h) Stokvork zonda gelişmiş kuvars-sülfit damarcığında izlenen kalkopirit-pirit-kalkozin-kovellin oluşumları.
i) Yarılanmış karot örneğinde yaygın bornit içeren kuvars-sülfit damarcığı.



Şekil 4.24. Kuzeydeki sütur zonundan, güneyde Arap platformunun kuzeyine, GD Anadolu'daki Arap plakasının genelleştirilmiş tektono-stratigrafi enkesiti ve Koçali Karmaşığı içerisindeki VMS cevherleşmeleri (Yılmaz, 1993'den faydalanılarak).

Şekil 4.24'de:

1. Gaziantep-Ortaklar,
2. Adıyaman-Koçali-Havşa dere,
3. Adıyaman-Sincik-Ormanbaşı Tepe,
4. Adıyaman-Koçali-Kevrikevr Tepe cevherleşmeleri,
5. Adıyaman-Tut-İncekoz cevherleşmeleri.

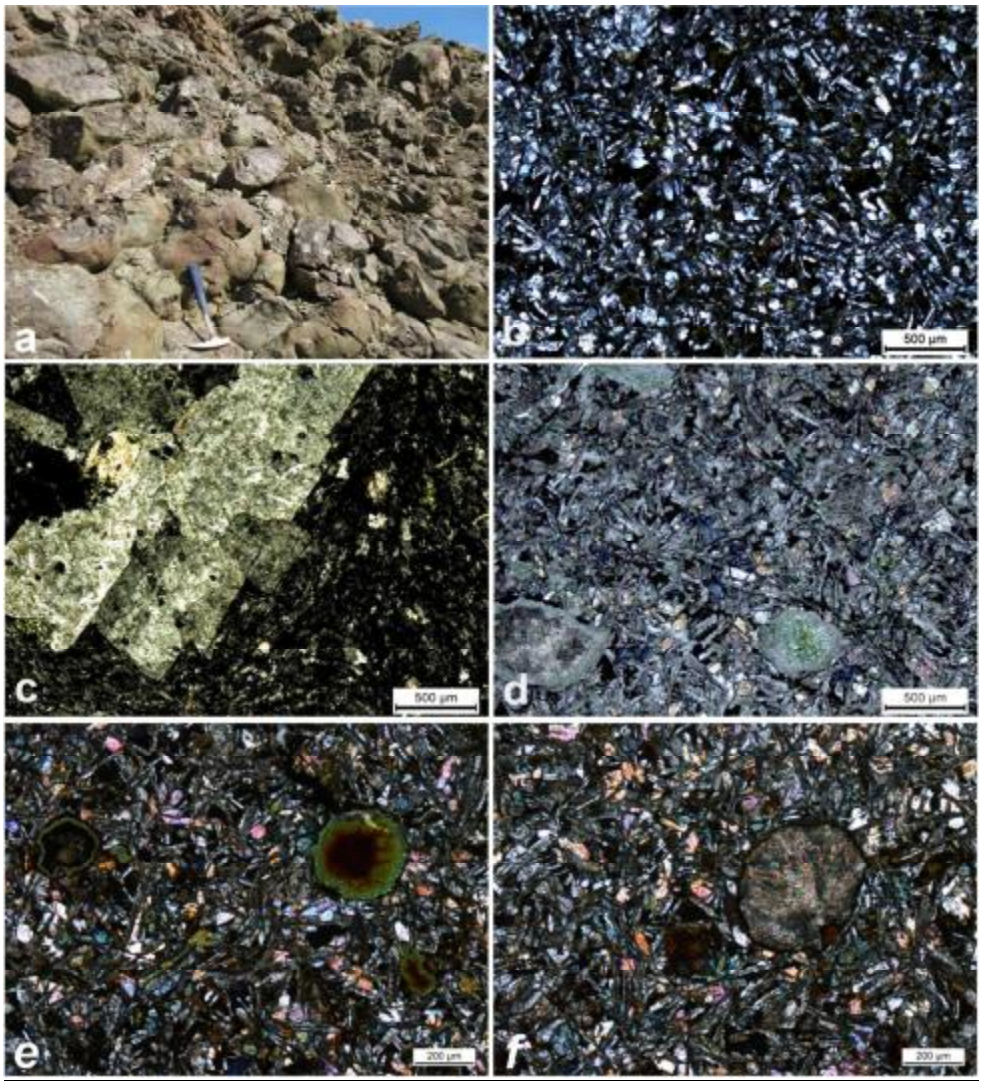
Bazaltik kayaçların petrografisi: Gerek Tarasa formasyonunda (Şekil 4.25a) gerekse Konak formasyonunda yer alan volkanik kayaçlar makroskobik olarak genellikle gri, koyu siyahımsı gri ve bazen de kloritleşmeye bağlı olarak koyu yeşilimsi renklerdedirler. Mineralojik bileşim olarak; ortalama % 70-75 plajiyoklas ve % 20-25 klinopiroksen, ortopiroksen, olivin ve ikincil olarak kalsit, kuvars, klorit, albit ve zeolit bulunmaktadır (Şekil 4.25b–f).

Plajiyoklaslar, iri fenokristaller şeklinde bulunabildiği gibi (Şekil 4.25c), bu kristallerin arasını dolduran mikrolitler şeklinde de izlenmektedir (Şekil 4.25b,d,e,f). Fenokristal boyutundaki plajiyoklaslar subotomorf ve ksenomorf taneler halindeyken, mikrolitler şeklindeki plajiyoklaslar ise uzun ve prizmatiktir. Plajiyoklaslar genellikle alterasyona uğrayarak serizitleşmiş ve karbonatlaşmışlardır. Porfirik dokulu bazaltlarda plajiyoklasların çoğu zonlu yapı göstermektedir. Örneklerin bazılarında plajiyoklas mikrolitlerinin oluşturduğu hamur malzemesi tamamen karbonatlaşmıştır. Alterasyonun yoğun olmadığı örneklerde albit ikizlenmeleride görülmektedir. Polisentetik ikizli kesitlerde 30-32° arasında değişen sönme açıları bulunmuş ve plajiyoklasların türü labrador olarak belirlenmiştir.

Piroksenler, genelde subotomorf ve ksenomorf kristaller halinde gözlenmektedir. Genelde tek yönde dilinim belirgin olup, çift yönde kötü gelişmiş dilinime sahiplerdir. Piroksenler olivinlere oranla daha fazladır. Baskın olarak klinopiroksenler bulunmaktadır. Canlı polarizasyon renkleri gösterirler.

Piroksenlerin çoğu dilinim ve kenar düzlemleri boyunca, bazıları ise tamamen klorite dönüşmüşlerdir.

Olivinler genellikle ksenomorf ve subotomorf kristaller halinde bulunur. Olivinler de piroksenler gibi canlı girişim renklerine sahiplerdir. Örneklerin bazılarında olivinlerin çatlak ve kenarları boyunca iddingsitleştiği gözlenmiştir.



Şekil 4.25. Tarasa formasyonunun volkanitlerine ait makroskobik ve polarizan mikroskop görüntüleri.

Şekil4.25'de:

a) Tarasa formasyonuna özgü iyi oluşmuş yastık lavın arazi fotoğrafı;
b) Tarasa formasyonunun tipik toleyitik bazaltının camsılığını yitirmiş camın mezostazında az oranda klinopiroksen mikrofenokristali içeren intersertal dokulu plajiyoklas gösteren mikro fotoğrafı (düzlem polarize ışık altında);
c) Hem Tarasa hem de Konak formasyonlarında olağan olan koyu, camsılığını yitirmiş camsı mezostazda yerleşmiş plajiyoklas ve klinopiroksen mikrofenokristallerine sahip plajiyoklas-firik bazaltın mikro fotoğrafı (çapraz polarize ışık altında);
d) Konak formasyonuna özgü oldukça altere, kısmen kalsitleşmiş feldispat-firik bazaltın mikro fotoğrafı;
e,f) Tarasa formasyonunun bazaltlarında izlenen amigdoloidal doku (zeolit,klorit ve kalsit dolgulu).

Bazaltlarda, genellikle hamur malzemesi içinde ince, çubuksu kristaller halinde plajiyoklasların olduğu mikrolitik doku (Şekil 4.25b) ve fenokristaller halinde plajiyoklasların bulunduğu mikroporfirik doku izlenmektedir. Gaz boşluklarının ikincil kalsit, klorit ve bazen de zeolitle dolduğu amigdaloidal doku da yaygın bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.25d-f). Az oranda da plajiyoklasların birbiri ile açı yapacak şekilde birleşip, aralarındaki boşluklarında olivin, piroksen ve demiroksit mineralleri tarafından dolduğu intergranüler doku da izlenmektedir.

4.2.2.2.(2). Koçali Ofiyoliti (Kale Formasyonu)

Sungurlu (1974) ve Perinçek (1978), karmaşık içyapılı okyanusal basen birimlerinden oluşan topluluk içerisindeki gabro, diyorit, diyabaz, serpantinit ve kromit cevherleşmelerinin yer aldığı bölümü Kale formasyonu adı altında incelemişlerdir. Bu tez çalışması kapsamında Kale formasyonu olarak ayırtlanan birim Koçali ofiyoliti olarak tanımlanmış ve ast birimlerine ayrılmıştır.

Koçali (Kale formasyonu) ofiyoliti, bölgesel ölçekte bakıldığında Güney Doğu Anadolu bölgesinde Kenar Kıvrımları Kuşağı boyunca batıdan doğuya yaygın yüzeylemelere sahiptir. Birim, Hatay'dan Gaziantep-Adıyaman'a ve daha doğuda Hakkari'ye kadar uzanan kuşak boyunca ofiyolitik kayaç topluluklarınca temsil olunmuş ve farklı isimlendirmelerle (Hatay bölgesinde Kızıldağ ofiyoliti; Gaziantep-Adıyaman-Hakkari bölgelerinde Koçali Karmaşığı) tanımlanmıştır (Şekil 4.2c'ye bakınız). İnceleme alanında Gölbaşı, Besni, Tut, Koçali ve Sincik dolaylarında yüzeyleyen bu birim KD-GB doğrultulu konuma sahip olup Üst Maastrihtiyen - Alt Miyosen yaşlı Arap platformuna ait çökellerce uyumsuz olarak örtülebildiği gibi genellikle Koçali Karmaşığı'nın volkanik-tortul istifiyle tektonik-dilimli bir yapı sunmaktadır (Şekil 4.5, 4.6, 4.7, 4.26'ya bakınız).

Bölgenin yapısal özelliğinde önemli yer tutan izoklinal kıvrımlanma ve ters faylanma/bindirme yapıları Arap önülkesi üzerine Geç Kretase yerleşimiyle ilişkilidir. Ofiyolit istifin başlangıçta tıpkı inceleme alanının güneybatısında ki, Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine benzer şekilde eksiksiz bir okyanusal litosfer olarak volkanik-tortul istifin üzerine yerleşmiş bulunduğu düşünülmektedir. Yerleşim sonrasında Geç Kretase-Miyosen zaman aralığındaki tektonik süreçler nedeniyle tıpkı kuzey Suriye'de Baer-Bassit ofiyolitinin ve ilişkili olduğu volkanik-tortul melanjına benzer şekilde yeniden imbrike bir yapı kazanmıştır (Al-Riyami ve ark., 2002b; Robertson ve ark., 2016b).



Şekil 4.26. Koçali ofiyolitinin tektonit-kümülat birimleri ile Koçali volkanikleri (Tarasa) ve bu birimleri örten Arap platform çökelleri arasındaki ilişkileri gösteren panoramik arazi fotoğrafları.

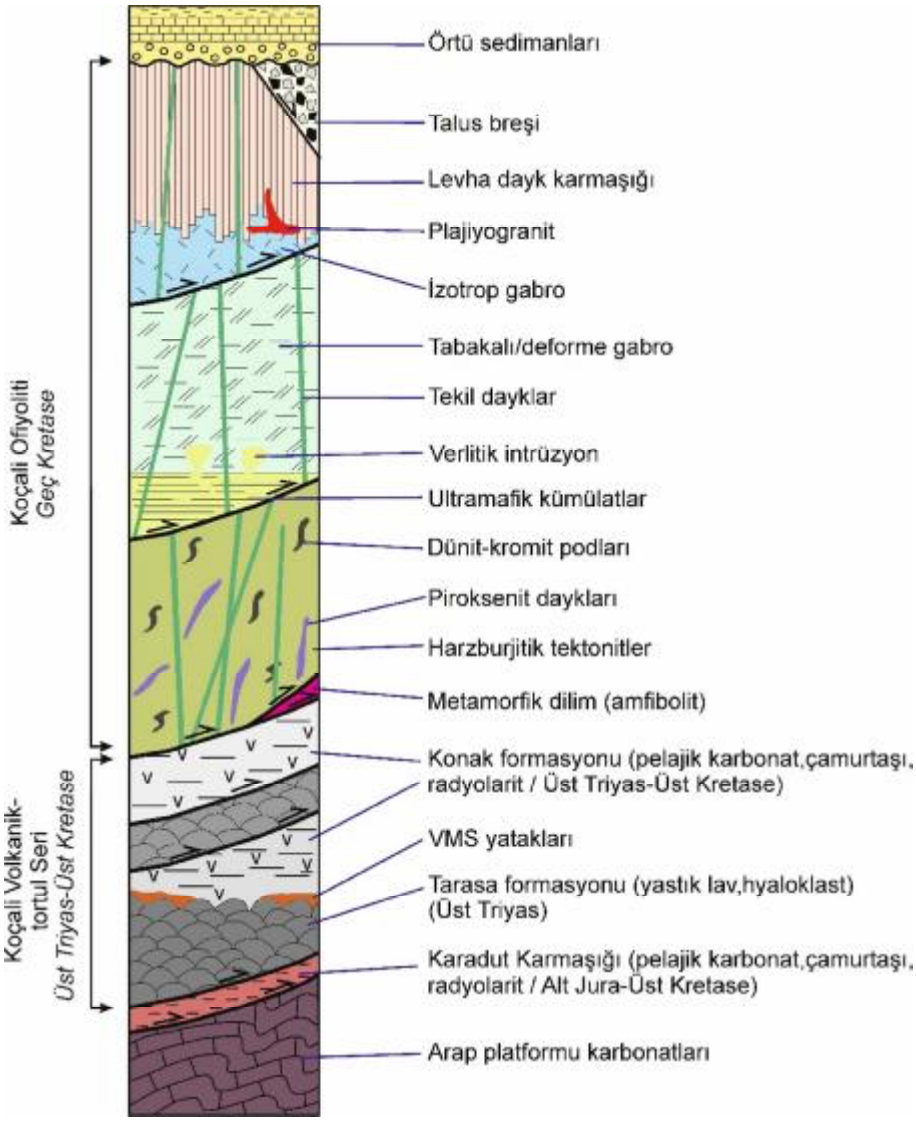
Şekil 4.26'da:

a) Kayatepe köyünden kuzeybatıya bakış;
b) Kayatepe köyünün 1.5 km batısındaki Rezip dere mevkiinden kuzeydoğuya bakış.

Koçali ofiyolitik istifin bu tektonik-dilimli yapısı hem düzensiz bir yapı hem de bazı bölümlerinin görülmemesine neden olmuştur. Koçali ofiyolitik birimleri; ince bir metamorfik dilim ile temsil edilen ofiyolit tabanı metamorfik kayaçları (metamorphic sole), tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, tekil diyabaz-gabro daykları, levha dayk kompleksi ve talus breşinden oluşmaktadır. Ayrıca levha dayk kompleksine ait kayaçlar içerisine sokulum yapmış olarak magmatik diferansiyasyonun son evresine ait ürünler olan plajiyogranitik sokulumlarda izlenmektedir. Birimlerin birbiriyle olan ilişkilerinin neredeyse tamamına yakını tektonik dilimlenme sunar. Bu yoğun tektonik yapı,

istifin üst bölümlerini oluşturan volkanik kompleksin yüzeylenmesini önlemiş ve/veya aşınmasına da sebep olmuş olabilir (Şekil 4.27).

Bundan sonraki bölümlerde Koçali ofiyolitine ait kaya birimlerinin inceleme alanındaki yayılımları, mineralojik ve petrografik özellikleri anlatılacaktır.



Şekil 4.27. Koçali Ofiyoliti ve Koçali volkanik-tortul serinin iç yapısını gösteren sütun kesiti.

4.2.2.2.(2).(a) Ofiyolit Tabanı Metamorfikleri (Metamorphic Sole)

Ofiyolitlerin tabanındaki metamorfik kayaçların oluşumu ilk kez Williams ve Smyth (1973) tarafından Kanada'daki Newfoundland ofiyolitlerinde tanımlanmıştır (Parlak, 2001). Ofiyolitlerin tabanında yer alan metamorfik kayaların ilk keşfedildiği yıllarda bu metamorfik temel kayaçları için farklı oluşum modelleri önerilmiştir. Metamorfik kayaçların direkt olarak peridotitlerin tabanında olması, ters metamorfik zonlanma göstermesi (üst amfibolit-alt yeşilşist), metamorfiklerin üst kesiminin ve üzerindeki peridotitlerin alt seviyelerinin benzer deformasyon sergilemeleri, metamorfiklerin bileşimsel olarak tabandaki metamorfize olmayan kayaçlara benzerliği ve ayrıca metamorfik kayaçların kıtasal kabuğa benzerlik göstermemeleri nedeniyle, ofiyolitin bindirmesi esnasında bindirmeyle eş yaşlı olarak tabandaki volkanik-sedimanter kayaçların metamorfizması ile bu tür kayaçlar oluştuğu kabul görmüştür (Parlak, 2001). Metamorfik kayaçlar genelde ofiyolitlerin alt seviyelerini oluşturan peridotitlerin (tektonitlerin) tabanında 500 metreyi aşmayan ince tektonik dilimler oluşturacak şekilde yüzeylerler.

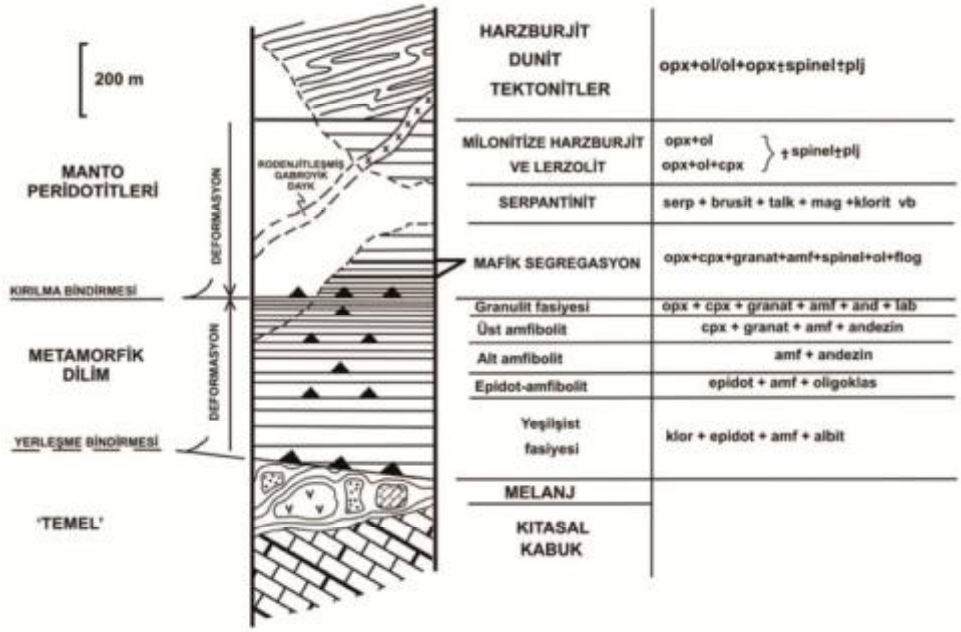
Literatüre geçmiş metamorfik kayaçlar incelendiğinde, bu kayaçların birtakım ayırt edici özelliklere sahip olduğu görülmektedir. Bu özellikler şöyle sıralanabilir (Spray, 1984: Parlak, 2001; Rızaoğlu 2006'dan)

a) Ofiyolitlerin tabanındaki metamorfik kayaçlar okyanus içi bindirmeye bağlı olarak oluşmuş olup yüksek sıcaklık-düşük basınç metamorfizması gösterirler.
b) Ofiyolitlerin tabanında yer alan metamorfik dilimlerin kalınlıkları sınırlıdır. Genelde birkaç metre ile 500 m arasında kalınlıklara sahiptirler. Bununla birlikte tektonik hareketlere bağlı olarak metamorfik kayaçların oluşumu esnasında veya sonrasında kalınlıklarında azalma veya artma gözlenebilir.
c) Metamorfik dilimlerin kalınlıkları sınırlı olmasına rağmen yanal devamlılıkları oldukça fazla olabilmektedir.
d) Metamorfik dilimler ters metamorfik (üst amfibolit/granulit-yeşilşist fasiyesi) zonlanma sunmaktadırlar. Peridotitlerle kontakt zonlarında granulit fasiyesi ve

hatta anateksi (ergime) gözlenirken (MacKenzie, 1960; Gnten, 1964; Challis, 1965; Pamic, 1977; Jameison, 1979; Searle ve Malpas, 1982) taban seviyelerinde başlangıç metamorfizması gözlenmektedir (Şekil 4.28).

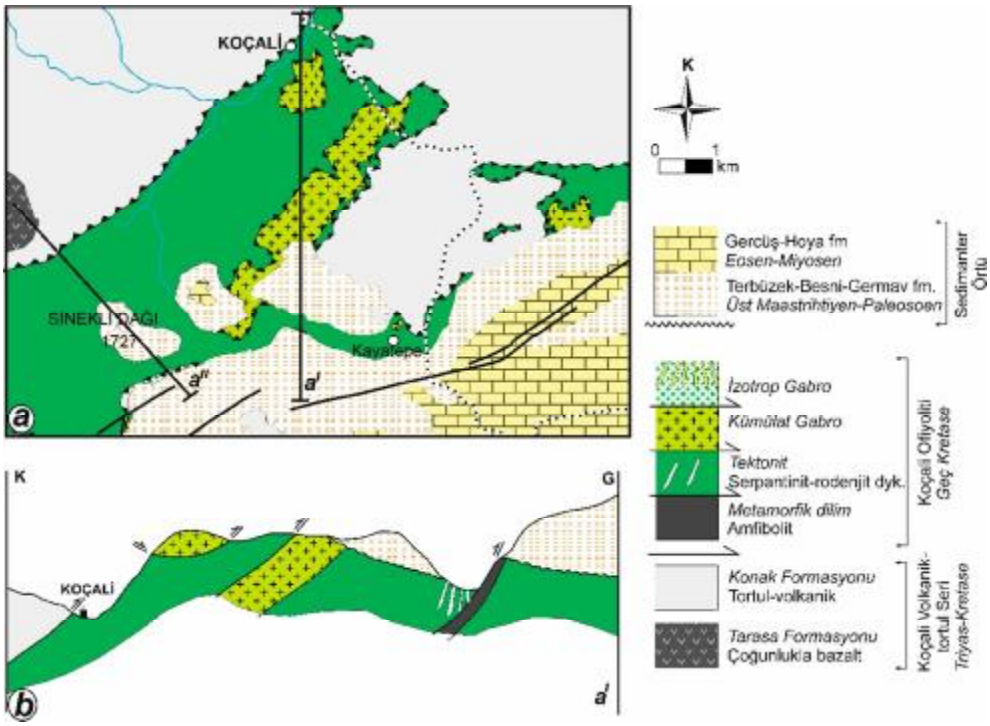
e) Metamorfik dilime ait kayalar yoğun bir şekilde deformasyon (kıvrımlanma ve faylanma) geçirmişlerdir. Yoğun deformasyon peridotitlerde kontakt zonlarında gnaysik ve şisti bir doku ile karakterize olurken, taban seviyelerinde göreceli olarak daha az deformasyon geçirmiş kayaçlar (fillit-sleyt) mevcuttur.

f) Metamorfik dilim genellikle amfibolitler ve metasedimentler ile temsil edilirler. Amfibolitler peridotitlerle kontakt zonlarında, metasedimentler ise genellikle taban seviyelerinde gözlenmektedirler. Jeokimyasal çalışmalar sonucunda amfibolitlerin, okyanusal kabuğa ait alkali ve toleyitik mafik kayaçların (bazalt-gabro) metamorfizması ile oluştukları saptanmıştır.



Şekil 4.28. Manto peridotitleri ve tabanındaki metamorfik dilimin ilişkisini gösteren ideal dikme kesit (Spray, 1984; Parlak, 2001; Rızaoğlu 2006'dan).

İnceleme alanında Kayatepe köyünün 1,5 km batısında Rezip dere mevkiinde oldukça dar bir alanda yanal yönde devamlılığı fazla olmayan yaklaşık 20-25 metre kalınlığındaki ofiyolit tabanı metamorfikleri, alt-amfibolit fasiyesine ait metamorfik bir dilimden ibarettir. Birim direkt olarak manto tektonitlerinin temelinde gözlenmekle beraber tektonizmanın etkisiyle normal stratigrafik dizilim bozulmuş ve budinajlı bir yapı kazanmıştır. Bu nedenledir ki yeşil-şist fasiyesinden amfibolit fasiyesine kadar değişen ters zonlanmalı metamorfik dilimin tamamı izlenememektedir. Metamorfik dilim, Üst Maastrihtiyen-Paleosen yaşlı Terbüzek formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 4.29a,b).



Şekil 4.29. Koçali köyü güneyinde yüzeyleyen Koçali ofiyoliti ve örtü birimlerini gösterir. (a) özet jeoloji haritası (b) jeoloji kesiti.

Ofiyolit tabanı metamorfiklerine ait kayaçlar esas olarak amfibolitlerle temsil edilmekte, makroskobik olarak koyu yeşil renkte ayrışma yüzeyine sahip, genellikle masif görünümlü ve diğer kayaçlara oranla biraz daha dayanımlı oldukları gözlenmektedir (Şekil 4.30a).

Koçali ofiyolitine ait ofiyolit tabanı metamorfik kayaçlarında yapılan ince kesit determinasyon çalışmaları sonucunda tayin edilen kayaçların ayrıntılı petrografik özellikleri aşağıda verilmektedir.

Amfibolit: Amfiboller genellikle çubuksu ve hemen hemen aynı yöne doğru uzamış kristallerden oluşmaktadır. Yeşilin tonlarında pleokroizma renkleri sunmaktadırlar. Kayaç içerisinde yaklaşık % 50-60 oranında yer alırlar. İri kristalli olanlarında çift yönde gelişmiş dilinim izleri net olarak gözlenirken, küçük kristalli olanları tek yönde dilinim göstermektedir (Şekil 4.30b,c).

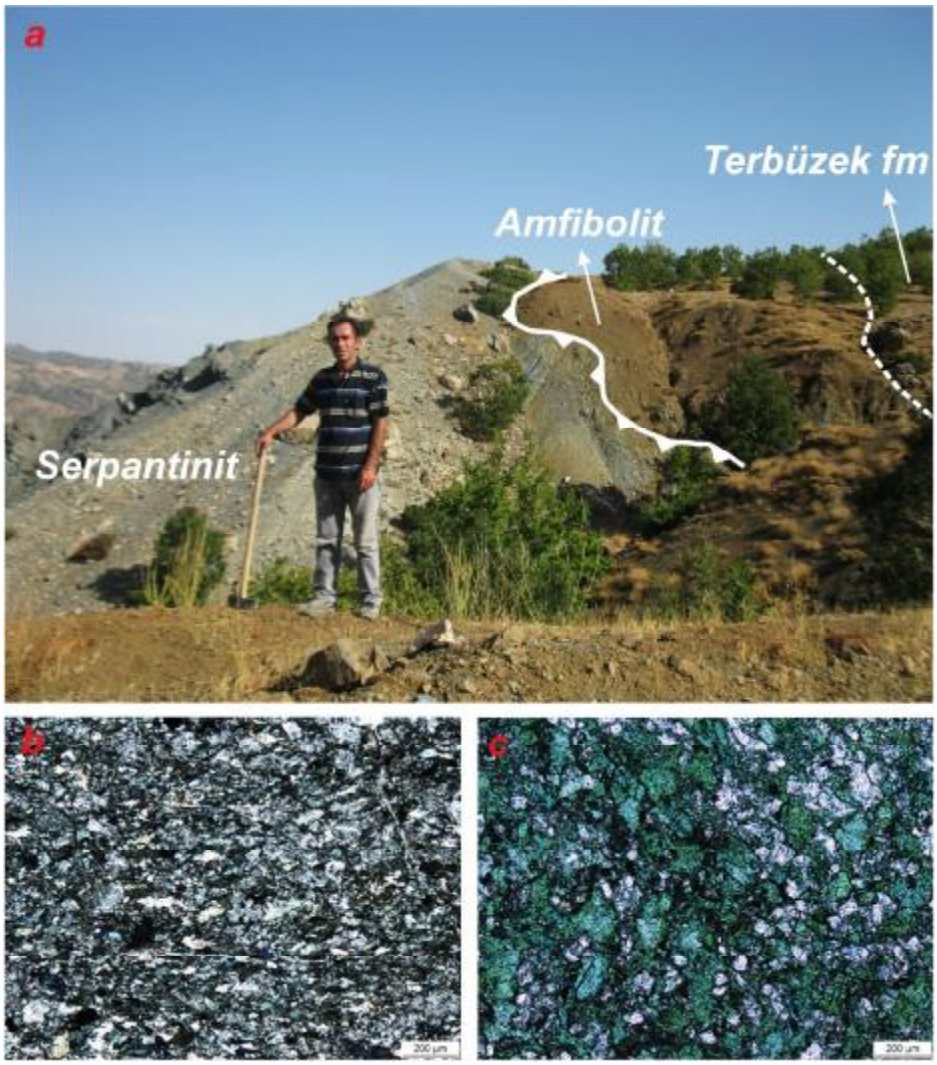
Plajiyoklaslar genellikle ksenomorf kristaller halinde izlenir. Polisentetik ikizlenmelerin net olarak izlenemediği plajiyoklaslar kayaç içerisinde % 30-35 oranında bulunmaktadır. Ayrışma yaygın olup genel olarak serizitleşme gözlenir.

Az oranda bulunan kuvars mineralleri ksenomorf kristaller halinde olup, dalgalı sönme göstermektedir.

Kloritler, kayaçta az oranlarda bulunmakta, lacivert-yeşil girişim renkleri ve yeşilimsi sarı arasında değişen pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Yine kayaç içerisinde az oranda bulunan opak minerallerin manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.

Amfibolitlerde nematoblastik ve grano-nematoblastik doku hakimdir (Şekil 4.30b,c).



Şekil 4.30. Ofiyolit tabanı metamorfiklerinin (amfibolitler) arazi ve mikroskop görünümleri.

Şekil 4.30'da:

a) Kayatepe köyünün 1,5 km batısında Rezip dere mevkiinde ofiyolit tabanı metamorfiklerine ait amfibolitleri üzerleyen tektonitler ve bu birimleri örten Terbüzek formasyonunu gösteren arazi fotoğrafı (bakış doğuya);
b) Nematoblastik doku ve genel görünüm (Ç. N.);
c) Grano-nematoblastik doku ve genel görünüm (T. N).

4.2.2.2.(2).(b). Tektonitler

Koçali ofiyolitinin en yaygın birimi olan üst manto tektontileri, yeşilin tonlarında ayrışma renkleri, makroskobik ölçüde yaygın serpantinleşme göstermeleri, belirgin kayma düzlemleriyle diğer birimlerden keskin dokanaklarla ayrılması ve yanal yönde süreklilik arz etmeleriyle karakteristiktirler. Manto tektonitleri serpantinit, serpantinize harzburjit, lokal dünit ve kromit mercekleriyle temsil olunurken, yer yer de piroksenit ve gabroyik-diyabazik dayklarca kesilmektedir. Tektonitlerin en yaygın kaya türü serpantinitlerdir. Birim jeolojik enine kesitlere göre yaklaşık 1.000 m kalınlıklara (Sinekli Dağı civarı) kadar ulaşabilmektedir (Şekil 4.29b'ye bakınız).

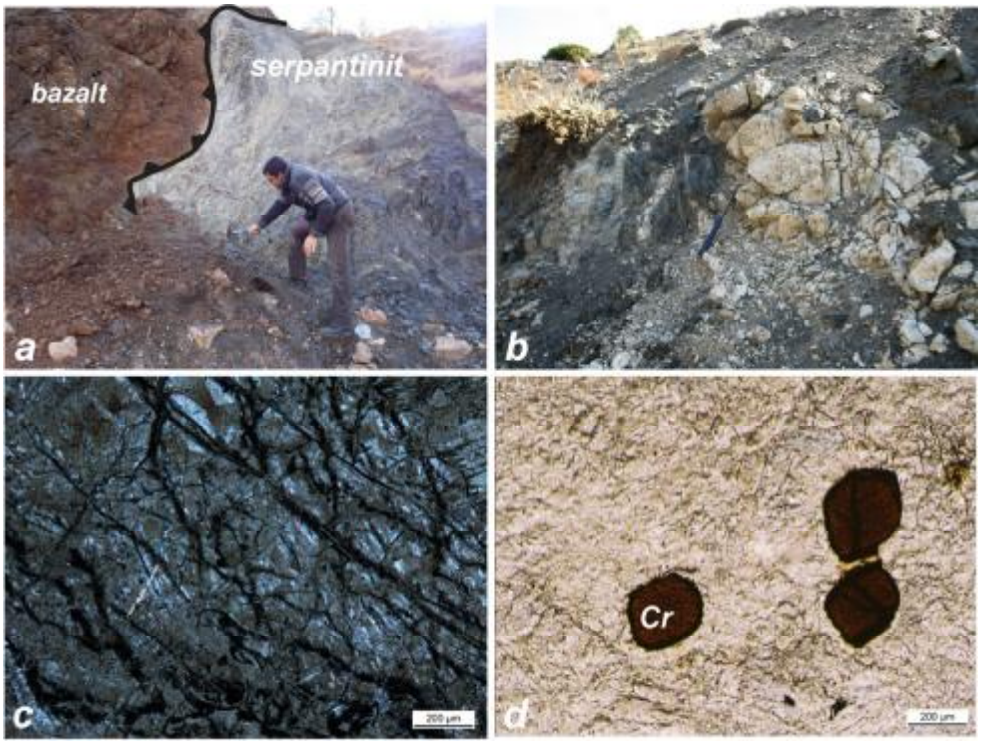
Gölbaşı-Besni-Tut bölgesinde geniş mostra veren tektonitler, genellikle Koçali volkanik-tortul seriye bindirirken (yer yer ekaylı-tektonik klip ve tektonik pencereler halinde), Besni dolaylarında doğrudan alt otokton seriye ait Kastel formasyonuna bindirmeli, Tut güneyinde ise Karadut Karmaşığı'na bindirmektedir (Şekil 4.8). Tektonitler Kretase- Senozoyik yaşlı transgresif çökellerce uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 4.8, 4.10'a bakınız). Koçali çevresinde kuzeybatıya eğimli olan Koçali volkanik-tortul serisi tektonitlerden oluşan Koçali ofiyolitine bindirmektedir. ((Koçali bindirmesi). Bu bindirme; Tut-İncekoz mevkiinden Sincik-Korun'a kadar kesintisiz devam eden yaklaşık 50 km'lik bir doğrultu devamlılığına (KD-GB) sahiptir ve kuzey batıya eğimlidir (Şekil 4.10'a bakınız). Koçali köyü yakın kuzeydoğusunda makaslanmış serpantinitten meydana gelen ince (<30 m) bir tektonit, yine biraz daha kuzeyde Banibari-Recepköy-İnlice arasında yaklaşık D-B doğrultulu yanal yönde devamlılığı olan teknonitlerin Koçali volkanik-tortul seriyle bindirmeli dokanak ilişkisi net bir şekilde görülmektedir (Şekil 4.10, 4.11, 4.13'e bakınız). Ayrıca tektonitler, ofiyolit tabanı metamorfikleri, kümülatlar, levha daykları ve talus breşleriyle bindirmeli bir dokanak ilişkisine sahiptir (Şekil 4.10'a bakınız).

Yapılan ince kesit çalışmaları sonucunda tayin edilen kayaçların ayrıntılı petrografik özellikleri aşağıda verilmektedir.

Serpantinit: Koçali ofiyolitine ait manto tektonitleri içerisinde en yaygın izlenen kayaç grubu olan serpantinitler, peridotitik kayaçların serpantinleşmesi sonucu oluşmuşlardır. Koçali ofiyolitinin yerleşimi sırasında kataklastik doku kazanmış olup yer yerde makaslanmalıdır (Şekil 4.31a). Bu seviyerlerde talklaşma da izlenebilmektedir. Arazide kırıklı, çatlaklı, keskin köşeli bir yapıda koyu-açık yeşil renk tonlarında ve yağımsı bir parlaklıkta izlenirler (Şekil 4.31b). Serpantinitler içerisinde izlenen 3-5 mm damar kalınlıklarına sahip asbest oluşumları da olağandır.

Serpantinitlerin mikroskobik incelemelerinde, alterasyonlara bağlı olarak olivin ve ortopiroksen mineralleri kenarlarından itibaren serpantinleşmiş ve kristalin orta kısımlarında kalıntı halinde birincil mineraller görülmektedir. Kayaçta yer alan olivin ve piroksenler sulu ortamda dönüşüme uğrayarak krizotil, lizardit, antigorit ve bastit türü serpantin grubu minerallerine dönüşmüşlerdir. Bu dönüşüm sonucu serpantinitlerde ağsı (mesh) doku gelişmiştir (Şekil 4.31c). Piroksen ve olivinlerin serpantinleşmesi sırasında ise demiroksitler açığa çıkmıştır.

Serpantin grubu minerallerle beraber bünyelerinde opak mineral gelişimleri izlenmektedir. Özellikle serpantin grubu minerallerin dilinimleri ve çatlakları boyunca yerleşim göstermektedirler. Bu opak minerallerin kromit oldukları ve kenarlarından itibaren manyetite dönüştükleri görülmüştür (Şekil 4.31d).



Şekil 4.31. Serpantinitlerin arazi ve mikroskop görüntüleri.

Şekil 4.31'de:

a) Tarasa formasyonuna ait bazaltların Koçali ofiyolitinin serpantinilerine bindirmesiyle gelişmiş kataklastik zon (Gökçay yakın batısında izlenen Koçali bindirmesi);
b) Serpantnitleri kesen rodenjıt daykları (Rezip dere);
c) Serpantinitlerde gelişmiş ağsı (mesh) doku (Ç.N);
d) Kenarlarından itibaren manyetite dönüşmeye başlamış kromitler (T.N).

Harzburjit - Serpantinize Harzburjit: Tektonitlere ait yaygın litolojilerden biri de harzburjitlerdir. Dünit katmanlanmaları ile uyumlu olarak gözlenebilen harzburjitler yer yer bunlarla yanal geçişli olabildiği gibi düzensiz mercekler de içerebilmektedir. Arazide, bileşimlerinde yer alan piroksenlerin aşınmaya karşı dirençli olmalarından dolayı, daha yüksek rölyef sunmaları ve karakteristik kızıl

renkleriyle dünitlerden kolayca ayırt edilirler. Alterasyondan etkilenmiş harzburjitler yeşilimsi renkte ve kaygandırlar (Şekil 4.32a.b). Harzburjitler yer yer birkaç cm kalınlığındaki piroksenit dayklarınca kesilmekte (Şekil 4.32b) ve bazı alanlarda çatlaklar boyunca asbest damarcıklarıda içerebilmektedir.

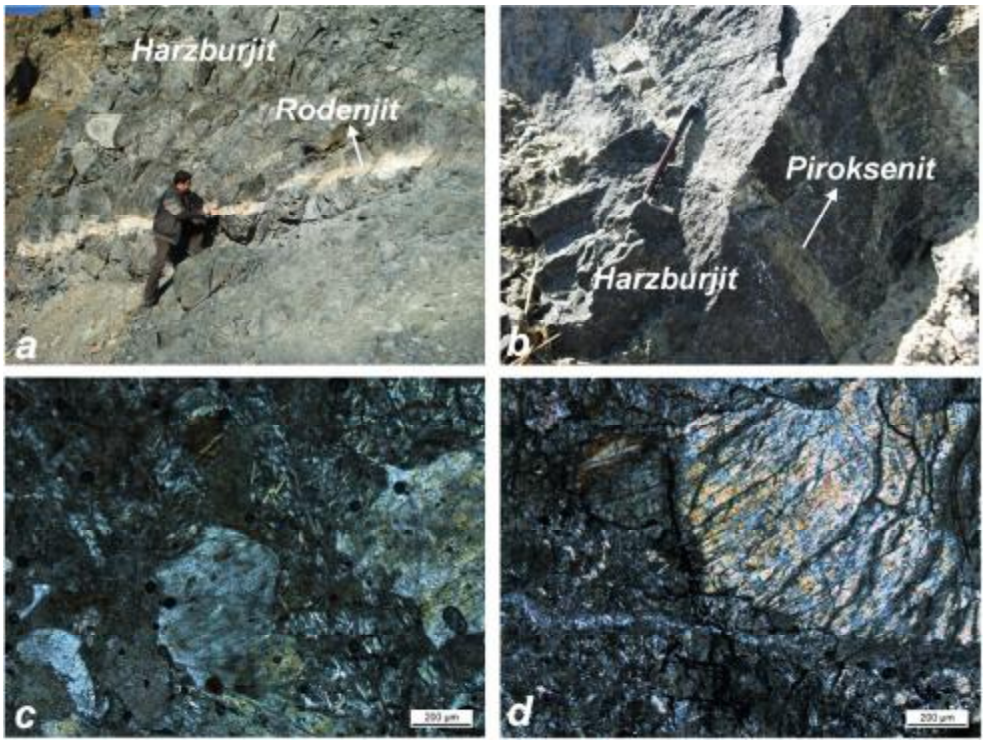
Esas olarak olivin ve ortopiroksen minerallerinden oluşan bu kayaçlar daha az oranlarda klinopiroksen, opak mineraller ve ikincil mineraller içerir. Alınan kayaç örneklerinden yapılan ince kesitlerin mikroskopta incelenmesi sonucu % 60-70 olivin, % 20-25 ortopiroksen, % 3-5 klinopiroksen ve % 1-2 kromitten oluştuğu belirlenmiştir.

Serpantinize harzburjitler de birincil mineraller çoğunlukla serpantinleşmiş, piroksenler ise bastitleşmişlerdir. Olivin kayaç içerisinde en fazla bulunan mineral olup, çatlaklar boyunca serpantinleşmiş ve kalıntı olarak kalmıştır. Olivinler, ortopiroksenlere oranla serpantinleşmeden daha fazla etkilenmişlerdir. Bazı örneklerde serpantinleşmemiş olivin kristallerinde dalgalı sönme izlenmektedir. Serpantinleşmenin olduğu kısımlarda yüksek çift kırma rengi belirgin olarak görülmektedir.

Ortopiroksenler kayaç içerisinde olivinden sonra en çok bulunan ikincil mineraldir. Olivinlere göre daha iri boyutlarda olup, subotomorf ve ksenomorf kristaller halinde bulunmaktadır. Bu minareller de tek yönde dilinimler izlenmekte ve bu dilinim izlerine göre de paralel sönme görülmektedir (Şekil 4.32d). Ortopiroksenler, kayaç içerisinde yer yer bastitleşmiş olup kristallerde plastik deformasyon izlerini taşıyan bükülmeler gözlenir (Şekil 4.32c,d).

Kromit subotomorf ve ksenomorf taneler halinde olup, tek nikolde opağımsı kızıl-kahve renklerdedir.

Serpantinleşme nedeniyle birincil doku özellikleri kısmen veya tamamen kaybolmuş ve ağsı doku gelişmiştir (Şekil 4.32d).



Şekil 4.32. Harzburjit-serpantinize harzburjitlerin arazi ve mikroskop görüntüleri.

Şekil 4.32'de:

a) Yeşilimsi renkli, kaygan serpantinize harzburjitler ve bunları kesen rodenjit daykı (Gökçay yakın batısı);
b) Harzburjitleri kesen piroksenit daykı (Kayatepe köyü yakını);
c) Serpantinize harzburjitlerde bastitleşme (Ç.N);
d) Ortopiroksenlerde izlenen plastik deformasyon izleri ve ağsı doku (Ç.N).

Dünit-Serpantinize Dünit: İnceleme alanındaki dünitler, harzburjitlerdeki magmatik katmanlanmalara uyumlu olarak izlenirler. Genellikle, harzburjitler içinde birbirine paralel katmanlanmalar veya mercekler şeklindedirler. Yer yer harzburjitlerle yanal ya da düşey geçişli olan dünitlerin kalınlıkları birkaç cm ile birkaç 10 m arasında değişmektedir. İnceleme alanında haritalanabilir boyutta dünit bant veya mercekleri gözlenememiştir. Sarımsı, sarımsı kahverengi günlenme

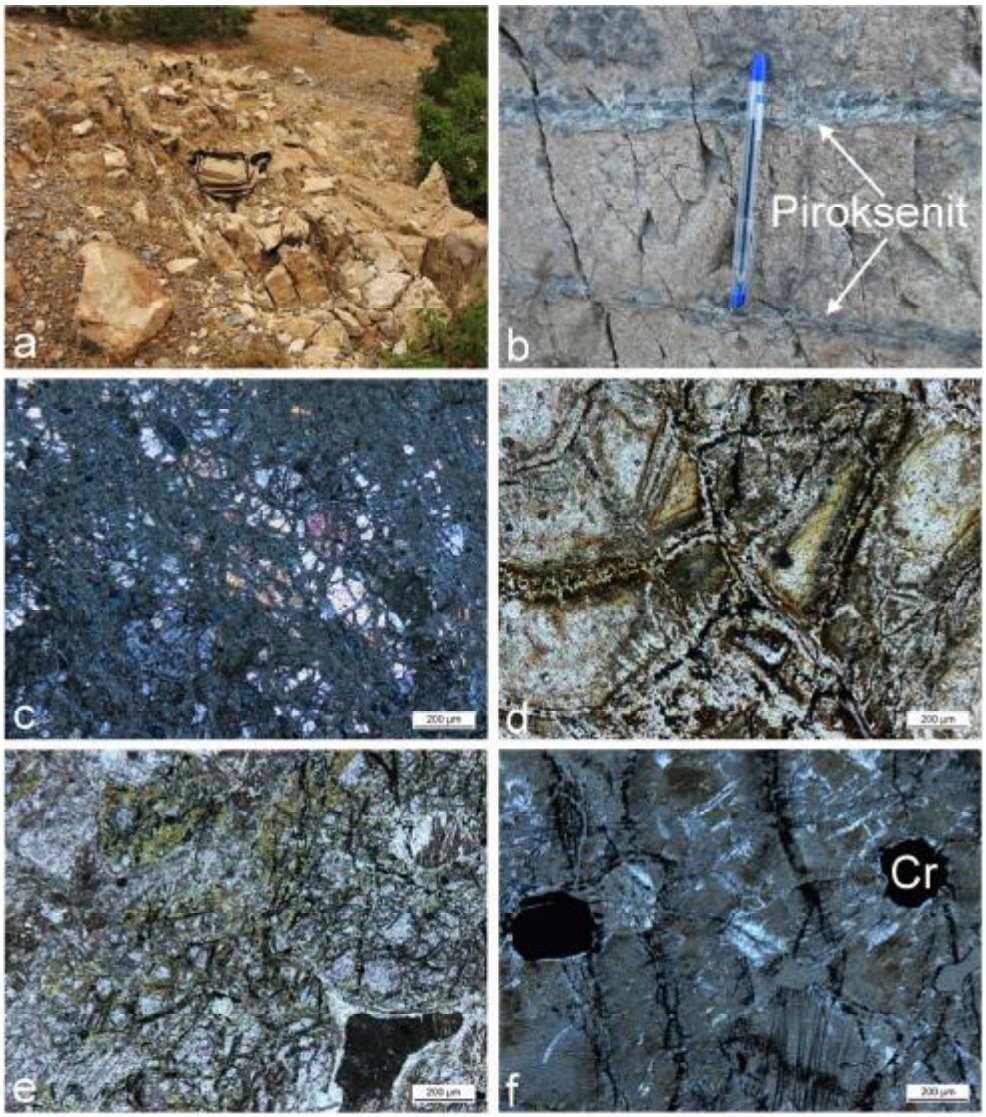
renkleri ve harzburjitlere oranla daha yumuşak, üzerleri düzleşmiş bir morfoloji sunmaları nedeniyle arazide kolayca ayırt edilebilirler (Şekil 4.33a). Dünitler büyük ölçüde serpantinleşmiş, parlak yeşilimsi renk almıştır. Dünitler yer yer piroksenit dayklarınca kesilmektedir (Şekil 4.33b).

Dünitlerin modal mineralojik bileşimleri; % 90 olivin, % 5 klinopiroksen, % 1-3 ortopiroksen ve % 1-3 kromittir. Olivinlerin çatlak ve kenarları boyunca iddingsitleşmeler gözlenmiştir (Şekil 4.33d,e). Serpantinize dünitlerde, olivinler çatlaklar boyunca serpantinleşmiş olmakla birlikte serpantin mineralleri (lizardit, krizotil) arasında kalıntı taneler şeklinde bulunmaktadır (Şekil 4.33c). Bunlarda gözlenen dalgalı sönme ve deformasyon lamelleri manto koşullarındaki plastik deformasyonu işaret etmektedir.

Piroksenler de genelde ksenomorf ve subotomorf kristaller halinde olup, klinopiroksenler ortopiroksenlere göre kayaç içerisinde daha fazla oranda bulunurlar. Eser miktarda izlenen ortopiroksenler bastitleşmiştir. Bunlar plastik deformasyon sonucu oluşmuş bükülme ve eğilmeleri işaret eder.

Öz şekilsiz, kataklastik ve uzamış taneler şeklinde kromit kristalleri izlenmiştir. Bu özellikler, tektonitler içerisindeki kromitler için karakteristiktirler (Şekil 4.33f).

Dünitler, elek (mesh) dokusu ve/veya granüler doku göstermektedirler (Şekil 4.33c,e).



Şekil 4.33. Dünit-serpantinize dünit arazi ve mikroskop görüntüleri.

Şekil4.33'de:

a) Harzburjitler içerisindeki sarımsı kahverengi günlenme renklerine sahip dünit görünümü (Yedioluk Cr ocağı yakını);
b) Düniti kesen piroksenit damarcıkları;
c) Dünitlerde izlenen ağsı (mesh) doku (Ç.N);

d,e) Olivinlerin çatlak ve kenarları boyunca gözlenen iddingsitleşmeler (T.N);

f) Serpantinize dünitlerde izlenen krom mineralleri (Ç.N).

4.2.2.2.(2).(c). Ultramafik Kümülatlar

Koçali ofiyoliti içerisinde oldukça dar alanlarda izlenen ultramafik kümülat kayaçlar verlitlerle temsil edilmektedir. Ultramafik kümülatlarda izlenmesi gereken dünit-verlit-klinopiroksenit ardalanmalarına pek rastlanmamıştır. Bu durum Koçali ofiyolitinin inceleme alanındaki tektonik-dilimli yapısı ile açıklanabilir. Koyu yeşil ayrışma rengine sahip olan verlitik kayaçlar, Sinekli dağı yakın güneyindeki manto tektonitleri (muhtemelen üst seviyeleri) içerisinde çok küçük ölçekli mercekler halinde (birkaç metre kalınlık) izlenirken nadiren de Adıyaman-Çelikhan yolu Gök Tepe güneyindeki gibi mafik kümülatlar içerisinde intrüzif olarak (8-10m^2) yer almışlardır (Şekil 4.34.a,b). Ultramafik kümülatlara ait numuneler üzerinde yapılan ince kesit çalışmaları sonucunda tayin edilen kayaçların petrografik özellikleri aşağıda verilmektedir.

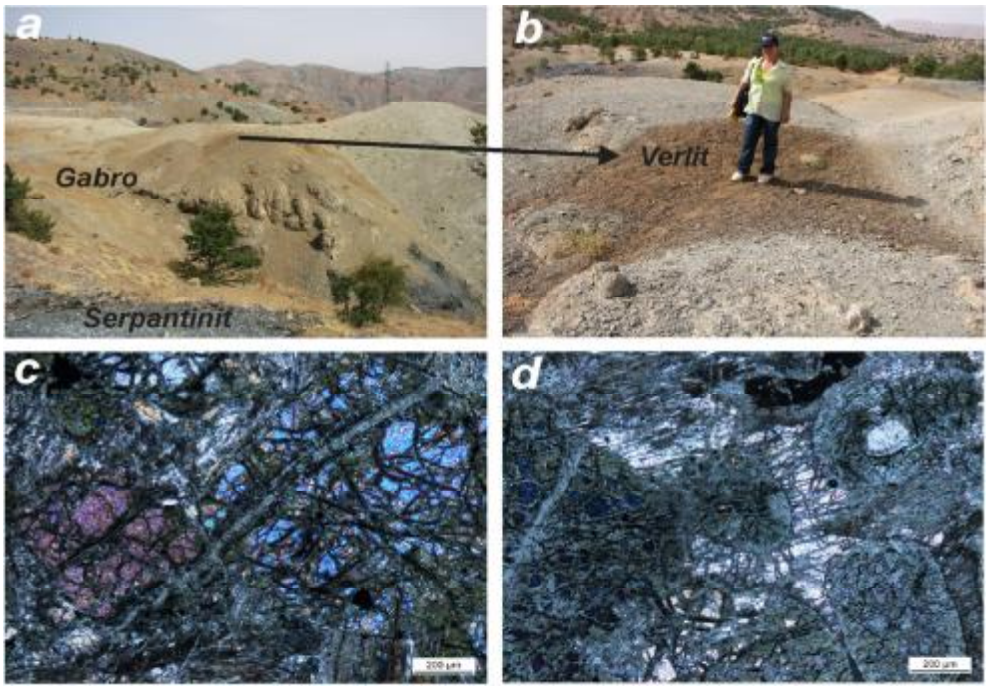
Verlit: El örneklerinde koyu yeşilimsi-siyahımsı renklerde izlenen verlitik kayaçların oldukça lokal alanlarda mostra vermesi sebebiyle ayırt edilmesi oldukça güçtür. Mineralojik olarak, % 55-60 olivin, % 35-40 klinopiroksen ve tali mineral olarakta kromit içerirler.

Olivinler genelde ksenomorf kristaller halinde olup, canlı polarizasyon rengine sahiptirler. Örneklerin bazılarında olivinlerin çatlak ve kenarları boyunca serpantinleştiği ve yer yer de iddingsitleştiği gözlenmiştir (Şekil 4.34c).

Klinopiroksenler genelde ksenomorf ve subotomorf kristaller halindedir ve tek yönde dilinim belirgindir (Şekil 4.34d). Klinopiroksenlerin sönme açıları 20°-23° arasında değişmektedir. Bazı örneklerde klinopiroksenlerde bastitleşme gözlenmiştir. İri kristalli klinopiroksenler olivin kapanımları içerebilmektedir (Şekil 4.34d). Bu durum, kristalleşme sırasının olivin ⟶ klinopiroksen şeklinde olduğunu göstermektedir. Verlitler içerisinde ksenomorf kristaller şeklinde ki opak

mineraller, genellikle olivinlerin iç kısımlarında izlenmekte ve kromit oldukları tahmin edilmektedir.

Verlitler elek (mesh) dokusu ve/veya granüler, poikilitik doku göstermektedirler (Şekil 4.34c.d).



Şekil 4.34. Verlitlerin arazi ve mikroskop görüntüleri.

Şekil 4.34'de:

a,b) Kümülat gabrolar içerisinde intrüzif olarak yer alan verlit (Adıyaman-Çelikhan yolu Gök Tepe güneyi);

c) Olivinlerin çatlak ve kenarları boyunca izlenen serpantinleşme ve ağsı (mesh) doku (Ç.N);

d) Olivin kapanımları içeren klinopiroksenler (Ç.N).

4.2.2.2.(2).(d). Mafik Kümülatlar

Koçali ofiyolitinde tektonitlerden sonra en yaygın izlenen kayaç topluluğu mafik kümülatlardır. Olivinli gabro ve normal gabro ile temsil olunan mafik kümülatlar genellikle tektonitlerle imbrike bir yapı sunmaktadır ve ilksel ilişkileri kaybolmuştur (Şekil 4.29, 4.35a-f). Açık yeşil tonlarında ayrışma rengine, koyu yeşil taze yüzey rengine sahip olan mafik kümülatlar, genellikle ayrışmış olup taze örneklerine nadiren rastlanmaktadır. Genellikle plajiyoklasların alterasyonu neticesinde kil minerallerinden kaynaklı beyazımsı yüzey renkleriyle belirgindirler (Şekil 4.35b-g). Mafik kümülatlar yer yer tekil diyabaz dayklarınca kesilmektedir (Şekil 4.35g).

İnceleme alanında KD-GB doğrultulu 5 km kesintisiz olarak uzanan mafik kümülatlar, Akçalı ile Yoğurtlu köyleri arasında (Koçali köyü güneyi) tektonitlerin içerisinde tektonik bir dilim halinde yüzeyler. Jeolojik enine kesitlerde kümülatların 400 m kalınlıklara ulaşabildiği görülmüştür (Şekil 4.29b'ye bakınız). Koçali köyü yakın güneyi (Gök tepe doğusu), Çamlıca köyü batısı, Kayadibi köyü kuzeyi ve Korun köyü dolaylarında haritalanan bu birim tektonitler içerisinde yer yer tektonik klip yer yer de tektonik pencere şeklinde mostra vermektedir (Şekil 4.10, 4.29a'ya bakınız).

Mafik kümülatlarda ki, mafik ve felsik bileşenlerinin ayrımlı yerleşmelerinden kaynaklanan magmatik bantlaşma yapıları (tabakalı yapılar) çok yaygın olmayıp genelde deformasyona maruz kalmıştır.



Şekil 4.35. Mafik kümülatların diğer litolojik birimlerle olan ilişkilerini gösteren arazi görüntüleri.

Şekil 4.35'de:

a) Koçali ofiyoliti (tektonit-kümülat birimleri) ve Koçali volkanik-tortul seri (Tarasa-Konak formasyonları) ile bu birimleri örten Arap platform çökelleri arasındaki ilişkileri gösteren panoramik arazi görünümü (Varlık köyünden batıya bakış);

b) Kümülat gabroları üzerine tektonik olarak gelen tektonitler (Gök tepeden batıya bakış);
c) Koçali ofiyoliti ile Koçali volkanik-tortul seriye ait birimlerin tektonik ilişkisi (Bağlıca mahellesinden kuzeybatıya bakış);
d) Tektonitlerin üzerine tektonik dokanakla gelen kümülat gabro ve bu birimi uyumsuzlukla örten Besni formasyonu (Rezip dere mevkiinden kuzeybatıya bakış);
e) Kümülat gabroları kesen budinleşmiş tekil diyabaz daykı (Karaorman tepe yakın doğusu).

Birimden alınan kayaç örneklerinin petrografik analiz çalışmaları sonucunda tayin edilen ayrıntılı petrografik özellikleri aşağıda verilmektedir.

Olivinli Gabro: Kayaç içerisinde % 55-65 oranında bulunan plajiyoklaslar, subotomorf ve ksenomorf kristaller halindedir. Bozuşmanın fazla olmadığı kristallerde albit ve albit-karlsbad ikizlenmeleri görülmektedir (Şekil 4.36a-d). Plajiyoklaslarda ölçülen 28°-30° lik sönme açılarından türlerinin labrador (An_{62-66}) olduğu tespit edilmiştir. İri kristalli plajiyoklaslarda olivin kapantıları izlenmektedir (Şekil 4.36d). Kayaç içerisinde en yaygın mineral olan plajiyoklaslarda az oranda serizitleşme de izlenmektedir (Şekil 4.36d).

Piroksenlerin çoğu klinopiroksen türündedir. Kayaç içerisinde yaklaşık % 15-20 civarında bulunan klinopiroksenler; subotomorf ve ksenomorf kristaller halinde olup, 35°-38°'lik sönme açılarıyla ojit oldukları belirlenmiştir. Çift nikolde canlı polarizasyon renklerine sahiptirler (Şekil 4.36a-d). Genelde hepsinde iyi gelişmiş tek yönde dilinim gözlenmekle beraber çok az bir kısmında kötü gelişmiş çift yönde dilinimler izlenebilmektedir. Klinopiroksenler kısmen altere olmuş ve yer yer kenarları boyunca kloritleşmeler ve uralite dönüşümler gözlenmektedir.

Ortopiroksenler, kayaç içerisinde yaklaşık % 3-5 civarında olup klinopiroksenlere oranla çok daha azdır. İri kristalli olanlarında plajiyoklas ve piroksen kapantıları bulunmaktadır.

Yaklaşık % 20 civarında izlenen olivinler genelde ksenomorf kristaller halindedir. Bol çatlaklı yapıdaki olivinler de piroksenler gibi canlı polarizasyon renklerine sahiptir (Şekil 4.36a-d). Yüksek rölyefleriyle dikkat çeken olivinlerde çatlaklarından itibaren gelişen lifsi yapıdaki serpantin minerallerine rastlanır.

Olivinli gabrolarda genellikle farklı boyuttaki kristallerin bir arada bulunduğu heterogranüler doku (Şekil 4.36a-c) ve yer yer de poikilitik doku izlenmektedir (Şekil 4.36d).

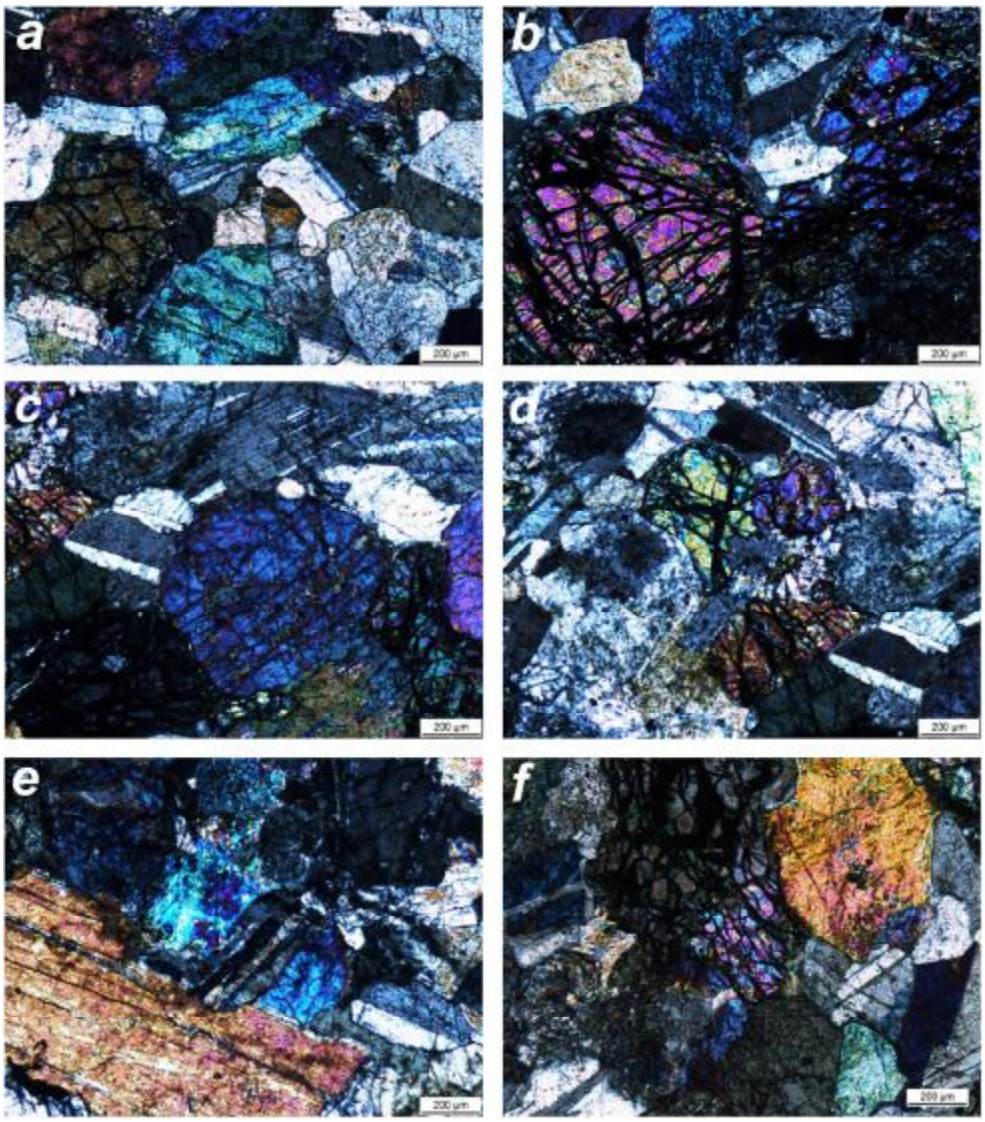
Gabro: Gabrolardaki en yaygın mineral olan plajiyoklaslar kayaç içerisinde yaklaşık % 55-65 oranında bulunmaktadır. Farklı boyutta kristallerden oluşan plajiyoklasların iri prizmatik kristallerinde Polisentetik ikizlenmeler belirgin bir şekilde izlenmektedir (Şekil 4.36e-f). Büyük plajiyoklas kristaller piroksen kapanımları içermektedir. Plajiyoklaslarda ölçülen 29°-30°'lik sönme açılarından türlerinin labrador olduğu tespit edilmiştir.

Kayaçta yaklaşık olarak % 20-25 oranında izlenen klinopiroksenler orta irilikte olup genellikle prizmatik ve subotomorf kristaller şeklindedir. Klinopiroksenlerin çoğunda tek yönde dilinim izlenir (Şekil 4.36e). İri kristalli ve plajiyoklas kapanımları (Şekil 4.36e) içeren klinopiroksenlerde yer yer kloritleşmeler ve uralitleşmelerde gözlenir.

Kayaç içerisinde klinopiroksenlere oranla daha az (% 3-5) bulunan ortopiroksenler orta taneli olup, tek yönde dilinimleri belirgindir. Klinopiroksenlerde olduğu gibi ortopiroksenlerde de yaygın alterasyon türleri uralitleşme ve kloritleşmedir.

Kayaç içerisinde az oranda izlenen amfiboller kahverengi pleokroizmaları ve çift yönde gelişmiş dilinimleri ile karakteristiktirler. Yine az miktarda bulunan kloritler, lacivert-mavi girişim renkleri ve yeşilimsi sarı pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler. Eser miktarda bulunan opak minerallerin manyetit olabileceği tahmin edilmektedir.

Kümülat gabrolarda, granüler ve poikilitik dokular yaygın olarak izlenmektedir (Şekil 4.36e-f).



Şekil 4.36. Olivinli gabro ve gabrolara ait mikroskop görüntüleri.

Şekil 4.36'da:

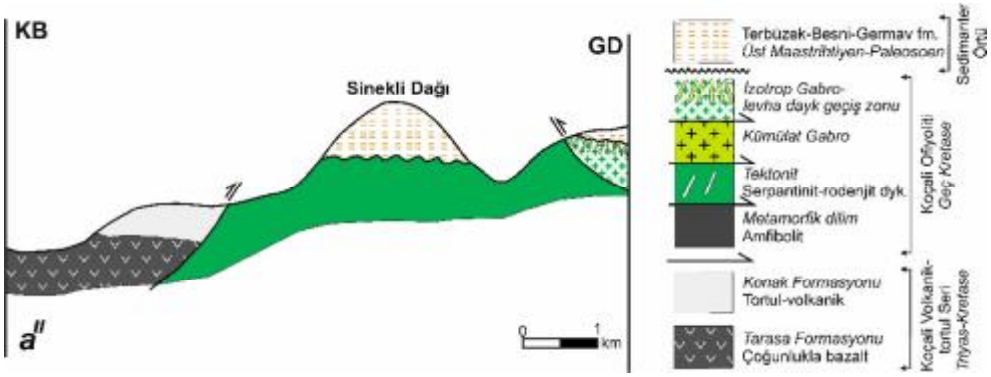
a-b-c) Olivinli gabrolar izlenen farklı boyuttaki kristallerin bir arada bulunduğu heterogranüler doku (Ç.N);

d) Olivinli gabrolarda izlenen poikilitik doku (Ç.N);

e,f) Gabrolarda izlenen granüler ve poikilitik dokular (Ç.N).

4.2.2.2.(2).(e). İzotrop Gabrolar

Koçali ofiyolitinin imbrike yapısından ötürü oldukça dar bir alanda izlenen izotrop gabrolar, genellikle çok yoğun deformasyona maruz kalmışlardır. Ultramafik birimlerden açık gri, beyazımsı alterasyon renkleriyle kolayca ayırt edilirler ve genellikle üzerleri düzleşmiş bir morfoloji sunarlar. İnceleme alanında sadece bir lokasyonda izlenebilen izotrop gabrolar, Sinekli dağı yakın güneydoğusunda yaklaşık 50 m kalınlık, 500 m uzanıma sahiptir (Şekil 4.29a'ya bakınız). İlksel konumlu olmayan bu birim tektonitlerin üzerinde bindirmelidir ve Üst Maastrihtiyen yaşlı Terbüzek-Germav formasyonlarınca uyumsuz olarak örtülür (Şekil 4.37).



Şekil 4.37. Sinekli dağı mevkiinde yüzeyleyen izotrop gabro ve diğer litolojik birimleri gösteren jeolojik kesit (kesit güzergahı için için Şekil 4.29a'ya bakınız).

Bu alandaki izotrop gabrolar, konum olarak levha dayk kompleksi geçiş zonuna karşılık gelir ve çok sayıda diyabaz dayklarınca (birkaç cm'den birkaç 10c'ye sahip kalınlıklarda) kesilir (Şekil 4.38a,b). Ayrıca izotrop gabrolar, lokal olarak birkaç 10 cm kalınlıklarda plajiyogranitlerce de kesilmektedirler (Şekil 4.39e,f).

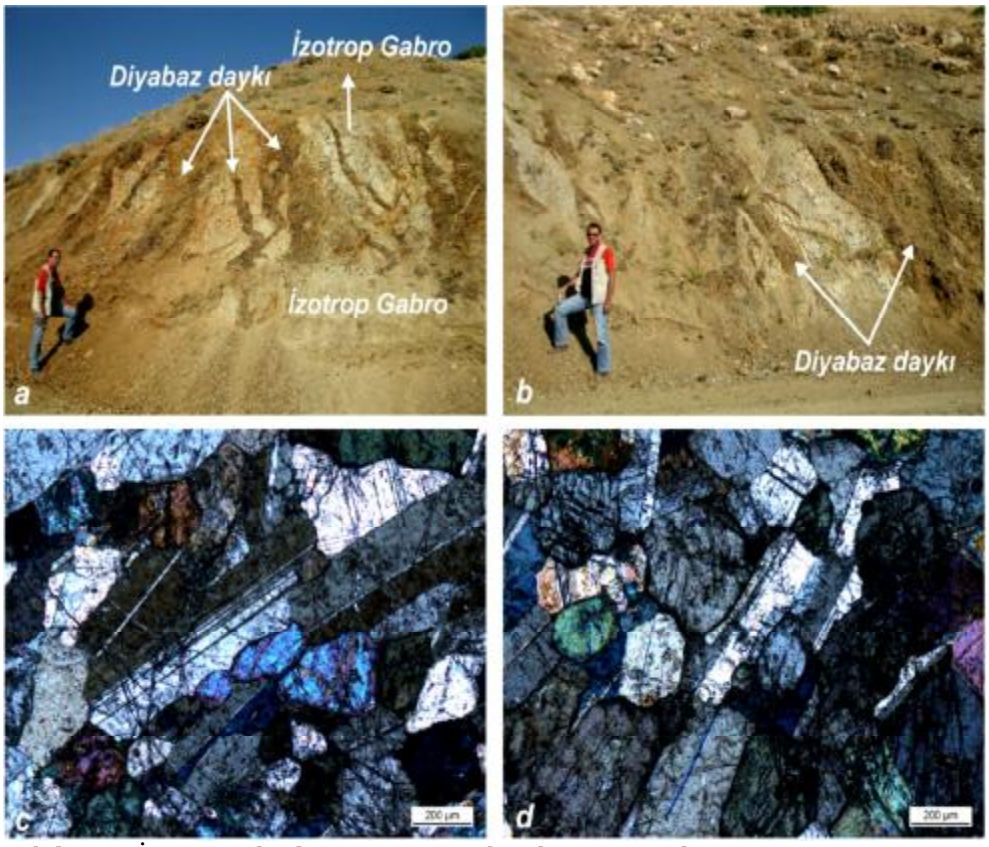
Birimden derlenen örneklerde yapılan ince kesitlerdeki petrografik determinasyonlarda birimin gabrolardan oluştuğu belirlenmiş ve aşağıdaki petrografik özellikler saptanmıştır.

Gabro: Plajiyoklaslar, subotomorf ve ksenomorf kristaller halindedir. Alterasyonun fazla olmadığı kristallerde albit ve albit-karlsbad ikizlenmeleri görülmektedir (Şekil 4.38c,d). Çubuksu ve prizmatik kristaller halinde gözlenen plajiyoklaslar kayaç içerisinde % 55-65 civarındadır. Plajiyoklaslarda ölçülen 28°-30°'lik sönme açılarından türlerinin labrador olduğu tespit edilmiştir.

Kaya içerisinde % 20-25 arasında izlenen klinopiroksenler; subotomorf ve ksenomorf kristaller halinde olup, 38°-40° sönme açılarıyla ojit oldukları saptanmıştır. Çift nikolde canlı polarizasyon renklerine sahiptirler (Şekil 4.38c,d). Genelde hepsinde iyi gelişmiş tek yönde dilinim gözlenmekle beraber, çok az bir kısmında kötü gelişmiş çift yönde dilinim izlenmektedir. Klinopiroksenler kısmen altere olmuş ve yer yer kenarları boyunca kloritleşmeler ve uralite dönüşümler gözlenmektedir. Klinoprioksenlere oranla çok daha az (% 3) izlenen ortopiroksenler orta tanelidir ve tek yönde dilinim gösterirler. Ortopirioksenlerde uralitleşme ve kloritleşme yaygın alterasyon tipidir.

Subotomorf ve ksenomorf hornblendler yeşil pleokroizmalarıyla karakteristiktir. İyi gelişmiş tek yönde dilinimin izlendiği amfibollerde yaygın alterasyon türü kloritleşmedir.

Gabrolarda genellikle farklı boyuttaki kristallerin bir arada bulunduğu heterogranüler doku izlenmektedir (Şekil 4.38c,d).



Şekil 4.38. İzotrop gabroların arazi ve mikroskop görüntüleri.

Şekil 4.38'de:

a,b) Sinekli dağı yakın güneydoğusunda izotrop gabro-levha dayk kompleksi geçiş zonunu gösteren fotoğraf görünmektedir;

c,d) İzotrop gabrolardan mikroskop görünümü (Ç.N).

4.2.2.2.(2).(f). Plajiyogranit

İnceleme alanında yer alan plajiyogranitler, izotrop gabro-levha dayk kompleksi geçiş zonu ile levha dayklarının içerisine sokulum yapmış şekilde izlenirler. Magma odasındaki kristallenme ve çökelim süreçleri sonucunda, diferansiyasyonun geride kalan en son asidik ürünleri olan tonalit bileşimli kayaçlardan ibarettir. Beyaz veya beyazımsı gri ayrışma yüzeyi ve beyaz taze kırık

yüzey renklerine sahip plajiyogranitler, 20-25 cm'den 1 m'ye varan kalınlıklara sahip sokulumlar olup doğrultuları boyunca birkaç 10 m izlenebilmektedirler (Şekil 4.39a-f). Plajiyogranitler inceleme alanında, Sinekli dağı yakın güneydoğusunda izotrop gabro-levha dayk kompleksi geçiş zonu içerisindeyken (Şekil 4.39e,f), İncekoz mahallesi batısındaki Gürlevik mevkiinde ise levha dayk kompleksine sokulum yapmış şekilde yer alırlar (Şekil 4.39a-d).

Benzer plajiyogranitik sokulumlar Arap platformu üzerine yerleşmiş Tetis ofiyolitlerinde (Kızıldağ-Hatay; Baer-Bassit-Suriye; Troodos-Kıbrıs; Semail-Oman) de gözlenmektedir. Kızıldağ, Baer-Bassit ve Semail ofiyolitlerinde izotrop gabro ile levha dayk kompleksi içerisine sokulum yapmış (Parlak ve ark., 2009; Bağcı ve ark., 2005; Dilek ve Furnes, 2009); Troodos ofiyolitinde ise izotrop gabrolar içerisinde izlenmektedir (Dilek ve Furnes, 2009).

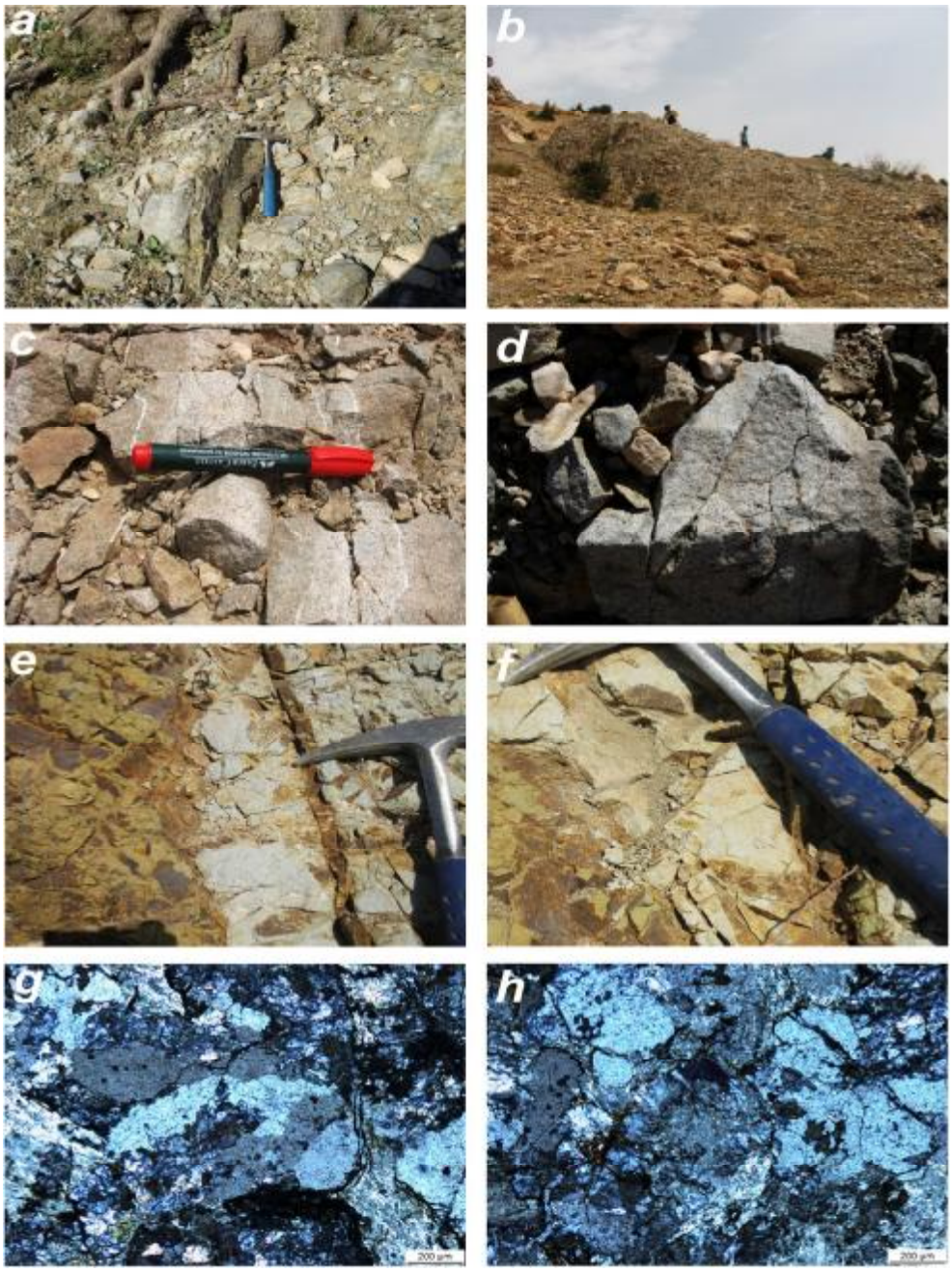
Plajiyogranitlerden derlenen örneklerde yapılan petrografik determinasyon çalışmaları sonucunda aşağıdaki petrografik özellikler saptanmıştır.

Plajiyoklaslar en yaygın mineraldir ve yaklaşık % 55-60 oranında bulunmaktadır. Genellikle subotomorf ve ksenomorf kristallerden oluşan plajiyoklaslarda karbonatlaşma ve serizitleşme yaygın olarak izlenmektedir (Şekil 4.39g,h). Alterasyondan dolayı Polisentetik ikizlenmeler net olarak izlenmemekle birlikte, subotomorf bazı kristallerde ikiz yapıları gözlenebilmiştir.

Kuvars kayaç içerisinde yaklaşık % 20-25 oranında bulunmaktadır. Grimsi-siyahımsı polarizasyon renklerine sahip kuvarslar genelde ksenomorf orta ve küçük taneli kristaller şeklindedir (Şekil 4.39g,h). Dalgalı sönme göstermektedir ve bir kısım çatlaklı yapı sunmaktadır.

Hornblendler subotomorf ve ksenomorf kristaller halindedir ve tek yönde dilinimleri belirgindir.

Piroksenler kayaç içerisinde hornblendlere oranla daha azdır ve çoğunlukla klinopiroksen türündedir. Piroksenlerde uralitleşme yaygın alterasyon türü olup, yer yer de piroksenlerin dilinim ve kenarları boyunca opaklaşmalar izlenebilmektedir. Plajiyogranitlerde granüler doku yaygındır (Şekil 4.39g,h).



Şekil 4.39. Plajiyogranitlerin arazi ve mikroskop görüntüleri.

Şekil 4.39'da:

a,b,c,d) İncekoz mahallesi batısındaki Gürlevik mevkiinde levha dayk kompleksine sokulum yapmış plajiyogranitler;

e,f) Sinekli dağı yakın güneydoğusunda izotrop gabro-levha dayk kompleksi geçiş zonu içerisine yerleşmiş plajiyogranitler.

g,h) Plajiyoklaslarda izlenene serizitleşme, karbonatlaşma ve granüler doku gelişimi

4.2.2.2.(2).(g). Levha Dayk Kompleksi

Okyanus ortası sırtlarda deniz tabanı yayılmasının önemli kanıtlarından biri olan levha daykları, Koçali ofiyolitinde tektonitler ve mafik kümülütlardan sonra en çok izlenen kayaç topluluğu olup çok iyi korunmuş yüzlekler sunarlar. Levha daykları esas olarak ince-orta taneli diyabazlar, mikrodiyoritler ve kuvarslı mikrodiyoritlerle temsil edilmektedir. Kalınlıkları 5-10 cm ile 80-100 cm arasında değişen, yaklaşık birbirine paralel dayklar şeklinde olup, bazı lokasyonlarda 20-25 cm'den 1 m'ye varan kalınlıklara sahip plajiyogranitlerce kesilmektedir. Yer yer diyabaz dayklarının kenar zonlarında, hızlı soğumaya bağlı olarak daha ince taneli soğuma kenarı gelişmiştir (Şekil 4.40h). Yeşilin tonlarında ayrışma renkli olan levha dayklarında makroskobik olarak kloritleşme ve epidotlaşma gibi alterasyonların yanı sıra sülfür mineralizasyonları da yaygındır (Şekil 4.40d,i,m).

İnceleme alanında batıdan doğuya doğru 4 farklı alanda (İncekoz, Sinekli dağı, Recepköy, Kışyolu tepe) mostra veren levha dayk kompleksi genel olarak diğer ofiyolitik kayaçlarla tektonik ilişkiye sahiptir (Şekil 4.10).

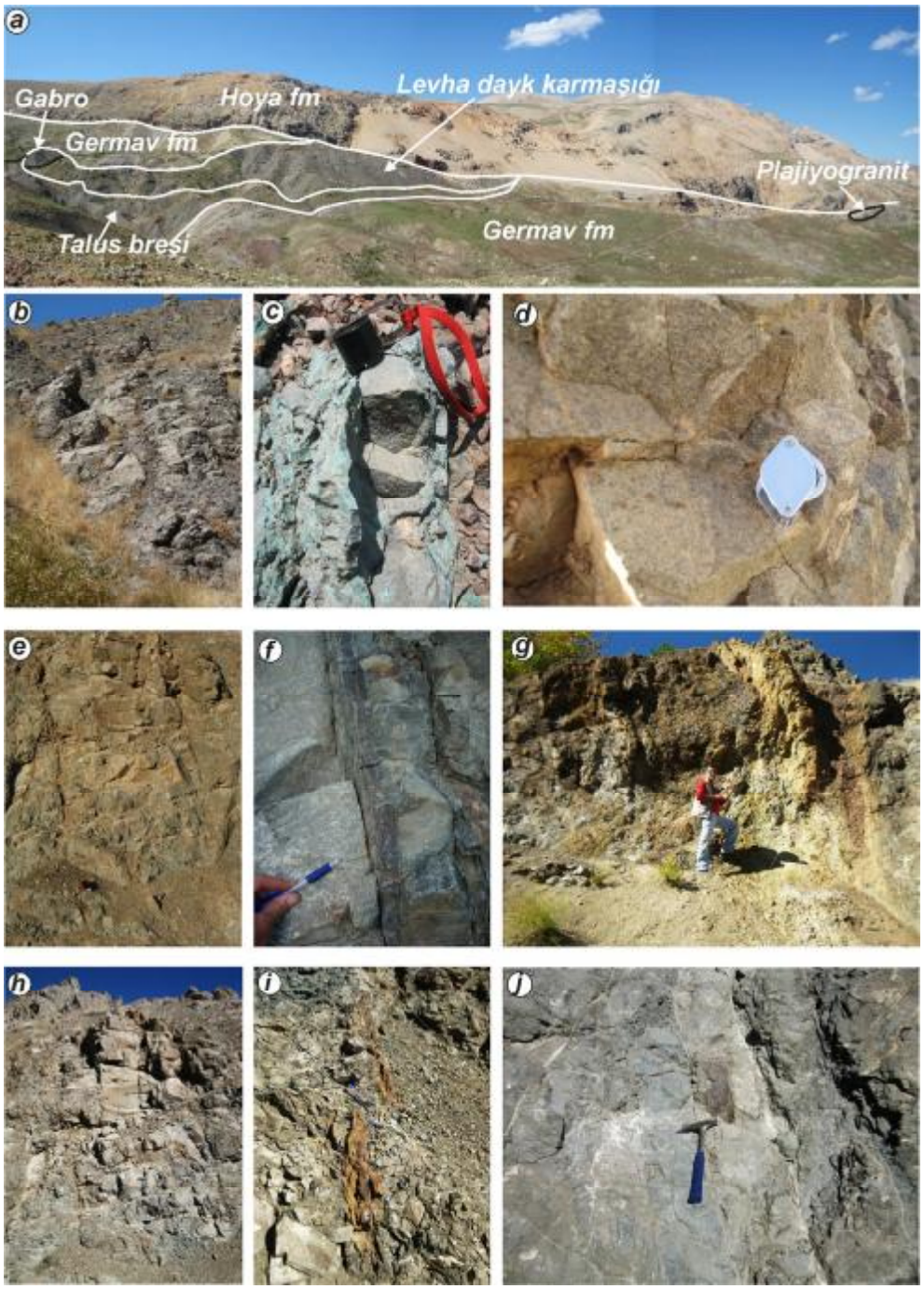
En batıdaki İncekoz Mahellesi-Gürlevik (Akdağ güneydoğusu) mevkiinde yaklaşık 1,5 km uzunluk ve 500 m kalınlığa sahiptir ve D-B/80-90^{o}K konumludur (Şekil 4.40a-e). MTA tarafından levha dayk kompleksi içerisindeki sülfür mineralizasyonlarına yönelik yapılan maden arama sondajlarında 800 m derinliğe kadar birimin devam ettiği görülmüştür (Yıldırım ve Çetiner, 2012). Talus breşiyle tektonik dokanağa sahip olan bu birim erozyonal pencere şeklinde, Germav

formasyonun aşınmasıyla mostra vermiştir (Şekil 4.41). Levha dayk kompleksi Gürlevik yakın doğusunda lokal olarak plajiyogranitlerce kesilmektedir (Şekil 4.39a-d, 4.40a).

Sinekli dağı mevkiinde dar alanlarda izlenen birimin izotrop gabrolar içerisine sokulum yapan çok sayda tekil diyabaz dayklarından ibaret olduğu ve levha dayk kompleksinin kök zonuna karşılık geldiği şeklinde yorumlanmıştır. Üst Maastrihtiyen yaşlı Terbüzek-Germav formasyonu tarafından uyumsuzca örtülen levha dayklarının üst bölümü izlenememektedir (Şekil 4.29, 4.37).

Recepköy mevkiinde levha daykları, Koçali volkanik-tortul seriye ait Tarasa formasyonu tarafından üzerine tektonik olarak gelmekte ve Üst Maastrihtiyen yaşlı transgresif seriyle (Terbüzek-Besni formasyonları) uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 4.42). Yaklaşık 400 m uzunluğa, 50 m kalınlığa sahip levha daykları altta Tarasa formasyonu üzerinde yataya yakın konumluyken üste doğru dikleşmiştir (Şekil 4.40f-h) Levha daykları içerisinde sülfür mineralizasyonları yaygın olarak izlenmektedir (Şekil 4.40i).

En doğudaki Kışyolu tepe ile Kuraş mahallesi civarı levha dayklarının en yaygın izlendiği alandır (Şekil 4.40j-m). KB-GD/70 ^{o}KD konumlu olup, yaklaşık 4 km uzunluğa ve 700 m kalınlığa sahiptir. Birim tektonitlerin altındadır ve erozyonal bir aşınma ile tektonik pencere şeklinde yüzeylemiştir. (Şekil 4.42).



Şekil 4.40. Farklı alanlarda yüzeyleyen levha dayk kompleksine ait arazi görüntüleri.

Şekil 4.40'da:

Tut-İncekoz mahellesi-Gürlevik (Akdağ güneydoğusu) mevkii levha dayk kompleksi arazi fotoları (a,b,c,d);

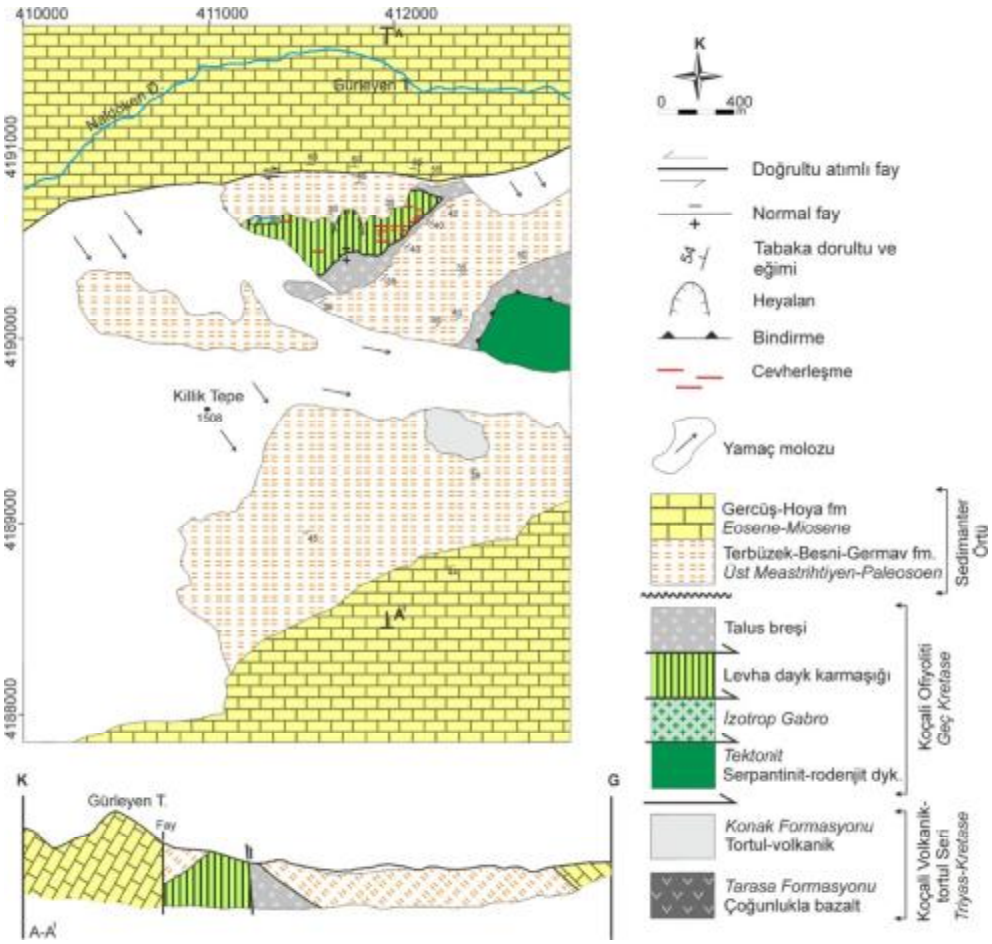
a) Levha dayk kompleksi, plajiyogranit, izotrop gabro ve talus breşi örtü birimlerinin ilişkisinin gösteren panoramik görüntü,
b) Levha daykları genel görünümü,
c) Levha dayklarının çıkış kanallarına yerlemiş sülfür mineralizasyonu,
d) Mikrodiyorit yakın görünümü,

Recepköy yakın kuzeyindeki levha daykları arazi fotoları (e,f,g);

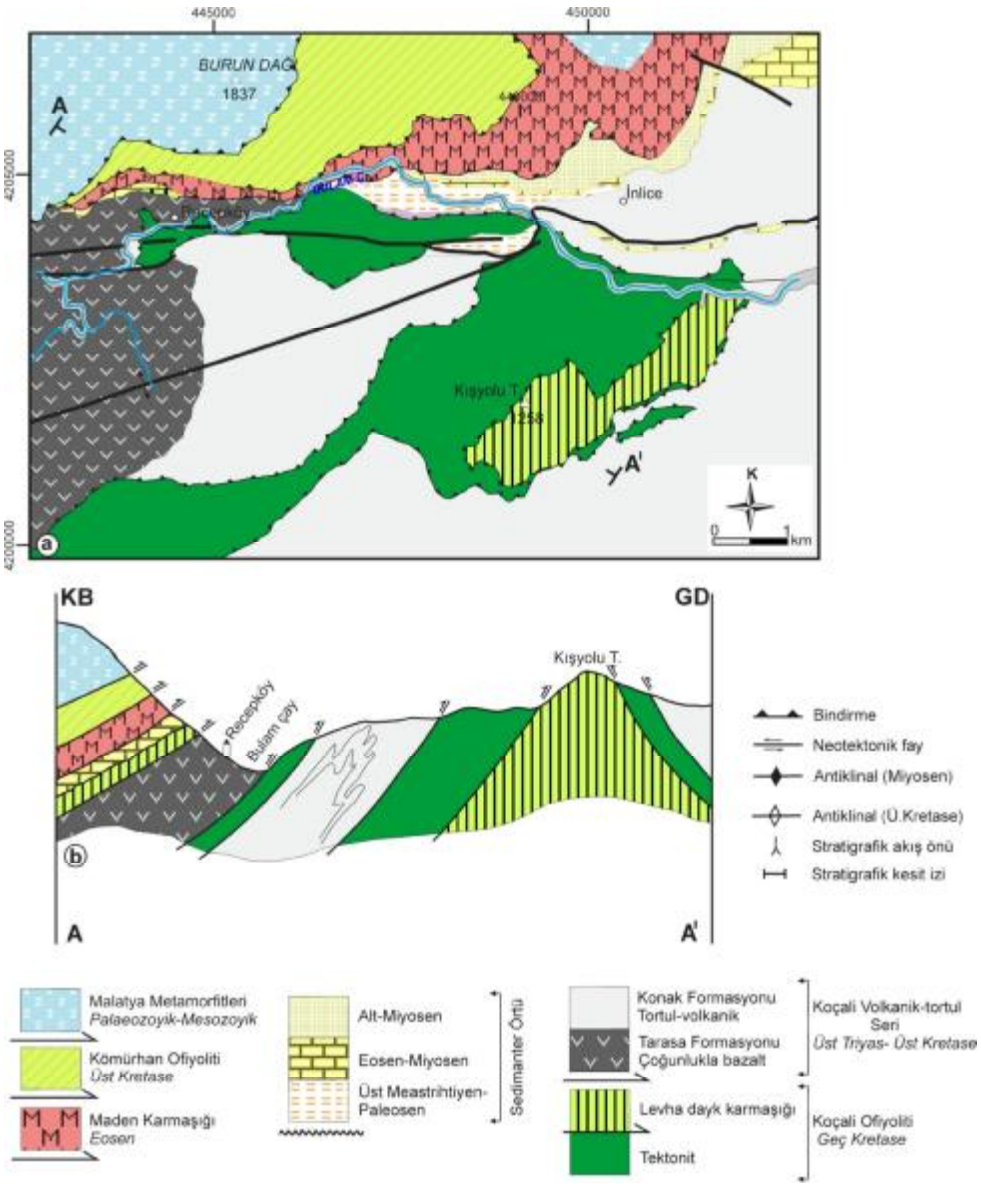
e) Bbirbirine paralel gelişmiş levha daykları yakın görünümü,
f) Levha dayklarının kenar zonlarında hızlı soğumaya bağlı olarak daha ince taneli doku gelişimi,
g) Levha dayklarının çıkış kanallarına yerleşmiş sülfür mineralizasyonu,

Kışyolu tepe ile Kuraş mahallesi civarı levha dayk kompleksi arazi fotoları (h,i,j);

h) Levha dayk kompleksi genel görünümü
i) Levha daykları içerisinde gelişmiş sülfür mineralizasyonu.
j) Birbirine paralel gelişmiş ve soğuma kenarları boyunca farklı tane boyu gelişimi,

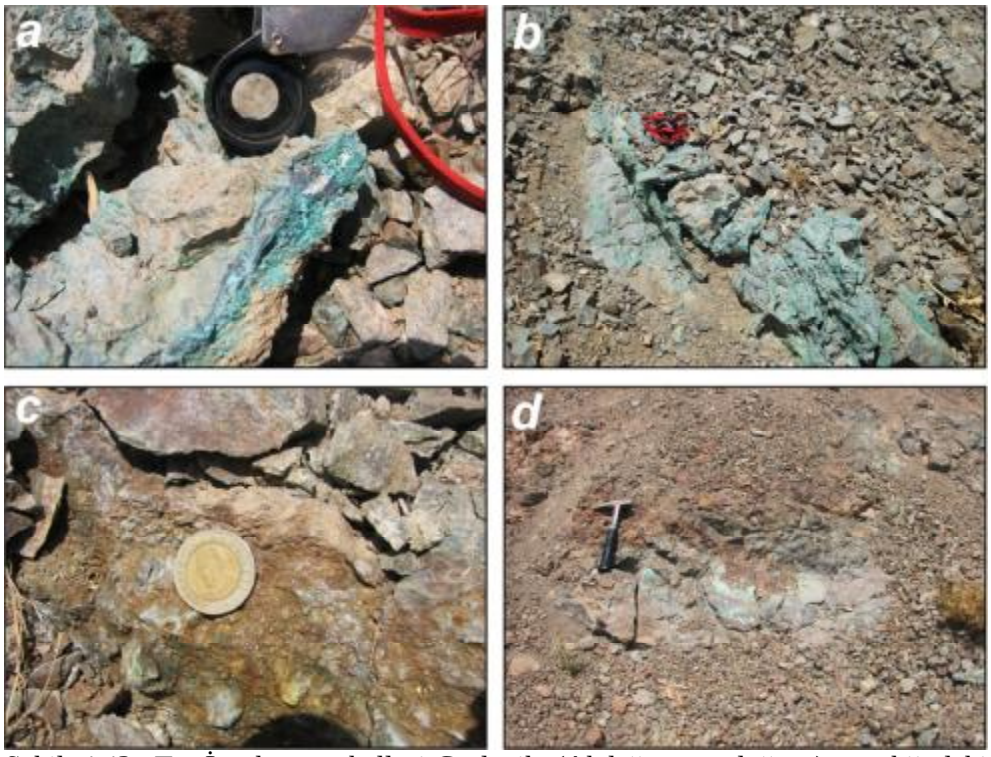


Şekil 4.41. Tut-İncekoz-Gürlevik mevkiinde yüzeyleyen levha dayk kompleksi ve talus breşini kapsayan tip alanın jeoloji haritası ve kesiti (Yıldırım ve Çetiner, 2012).



Şekil 4.42. Recepköy-Kışyolu Tepe arasında yüzeyleyen üst allokton seri ile Koçali ofiyoliti-Koçali volkanik-tortul seri ve örtü birimlerini gösterir (a) jeoloji haritası ve (b) jeoloji kesiti.

Koçali ofiyolitinin levha dayk kompleksi içerisinde gelişen sülfür mineralizasyonları (en önemlisi Gürlevik mevkii), genellikle zayıf zonları (dayk çıkış kanalları, kırık-çatlaklar, sinjenetik faylar) içerisinde çatlak dolgusu şeklinde gelişmişken, yer yer de saçınımlı halde izlenebilmektedir (cevherleşmenin genel konumu için Şekil 4.24'e bakınız). Levha dayklarını oluşturan diyabazik kayaçların, üstteki bazaltlara göre permeabilitesi daha düşük olduğundan, buradaki cevherleşmeler besleme kanalları-kırık çatlaklar içerisinde çatlak dolgusu ve saçınımlı halde gelişmişlerdir. Cevherleşmeler; yüzeyde doğrultuları boyunca 1-2 m den 100-120 m'ye kadar takip edilebilen uzunluklar, 1-2 cm den 4-5 m'ye varan kalınlıklara sahip cevherli alterasyon zonları şeklindedir (Şekil 4.43a,b,c). Ayrıca gabro-diyabaz ve bazalt çakıllarından oluşmuş talus breşi içerisinde de taşınımş cevher çakıllarına rastlamak mümkündür (Şekil 4.43d). Örneklerde birincil olarak pirit, kalkopirit ve tetraedrit bulunurken, süperjen zonlarda bornit, kalkozin, kovellin, spekülarit ve malahit-azurit-hematit-limonit izlenir (Şekil 4.43a,b,d). Cevherleşmenin içerisine yerleştiği diyabazik kayaçlarda yoğun kloritleşme ve daha az karbonatlaşma, silisleşme, limonitleşme, hematitleşme, epidotlaşma gibi alterasyonlar yaygındır.



Şekil 4.43. Tut-İncekoz mahallesi-Gürlevik (Akdağ güneydoğusu) mevkiindeki sülfür cevherleşmelerine ait görünümler.

Şekil 4.43'de:

a,b) Kırık-çatlak dolgusu şeklinde gelişmiş kalkozin-kovellin damarcığı ve malahit oluşumları;

c) Çatlak dolgusu şeklinde yerleşmiş breşik cevher;

d) Talus breşi içerisinde taşınmış sülfürlü cevher çakılları.

Levha dayk kompleksi içerisindeki bu cevherleşmelerin, Kıbrıs Tipi VMS yataklarının kök kısmına karşılık gelen çatlak dolgusu tipinde gelişmiş oldukları ve yeşilşist fasiyesiyle karakterize edildiği belirlenmiştir (Yıldırım ve ark., 2009, 2010a-b; Yıldırım ve Çetiner, 2012) Benzer özellikteki cevherleşmeler, Troodos (Kıbrıs), Semail (Oman), Josephine (A.B.D) ve Betts Cove (Kanada) komplekslerinde de tanımlanmışlardır.

Levha dayk kompleksinden alınan örneklere ait ince kesitler üzerindeki petrografik determinasyon çalışmaları sonucunda aşağıdaki petrografik özellikler saptanmıştır.

Diyabaz: Diyabazlar mineralojik olarak; plajiyoklas, klinopiroksen, olivin, hornblend, klorit ve opak minerallerden oluşmuşlardır.

Plajiyoklaslar, yaklaşık % 45-50 civarında olup, subotomorf ve ksenomorf kristaller halinde bulunmaktadır. İkizlenme karakteristik olup albit ve albit-karlsbad ikizlenmesi görülmektedir. Genelde çubuksu kristaller halinde gözlenen plajiyoklaslarda, alterasyonun yoğun olduğu örneklerde karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler gözlenmektedir (Şekil 4.44a,b) .

Klinopiroksenler, kayaç içerisinde % 25-30 oranında olup, ksenomorf ve subotomorf kristaller halinde bulunmaktadır. Küçük kristalli olanlarında kötü gelişmiş tek yönde dilinim izlenirken, Canlı polarizasyon rengine sahip olan klinopiroksenlerin tek yönde dilinimleri belirgin olup yer yer de kötü gelişmiş çift yönde dilinim izlenmektedir. Klinopiroksenlerde uralitleşme ve kloritleşme yaygındır.

Olivinler klinopiroksenlere oranla çok daha az bulunur. Genelde ksenomorf kristaller halindedir ve canlı polarizasyon renklerine sahiptirler. Olivinlerin bazılarında çatlak ve kenarlar boyunca iddingsitleşme gözlenir.

Hornblendler, genelde subotomorf ve ksenomorf kristaller halindedir ve yeşil pleokroizma belirgindir. Subotomorf olanlarında kötü tek yönde dilinim izlenir.

Az oranda (% 5-10) izlenen opak minerallerin sülfür mineralleri oldukları belirlenmiştir.

Diyabazlarda, intergranüler doku (Şekil 4.44a,b) ve mikrolitik doku yaygın dokulardır.

Mikrodiyorit: Kayaç içerisinde hâkim mineral olan plajiyoklaslar yaklaşık % 50-55 civarındadır. Genellikle çubuksu kristaller halinde gözlenirler. Plajiyoklaslardaki yaygın alterasyon türleri karbonatlaşma ve serizitleşmedir.

Polisentetik ikizlerinden uygun olanlarının sönme açılarına göre plajiyoklasların türü andezin (An 40-45) olarak tespit edilmiştir.

Hornblendler genellikle subotomorf ve ksenomorf kristaller halindedir ve yeşil pleokroizmaları ile karakteristiktirler. Kayaç içerisinde % 20-25 civarında bulunan hornblendlerde tek yönde dilinim belirgindir.

Lacivert-yeşil girişim renkleri ve sarımsı yeşil pleokroizmalarıyla dikkat çeken kloritlerin büyük bir çoğunluğu kayaçta yer alan ferromagnezyen minerallerin aleyhine gelişmiş olarak bulunmaktadırlar. Kayaçta eser miktarlarda ksenomorf kristaller ile temsil edilirler.

Sülfür mineralleri oldukları belirlenen opak mineraller kayaç içerisinde yaklaşık % 5 civarındadır.

Mikrodiyoritlerde, intergranüler ve mikrolitik dokular yaygın olarak izlenir (Şekil 4.44c).

Kuvars mikrodiyorit: Kuvarslar kayaç içerisinde yaklaşık % 10-15 civarındadır. Genelde küçük ksenomorf kristaller halinde bulunan kuvarslar gri-beyazımsı gri polarizasyon renklerine sahiplerdir. Kuvarsların çoğunda basıncın etkisinden dolayı dalgalı sönme de izlenmektedir.

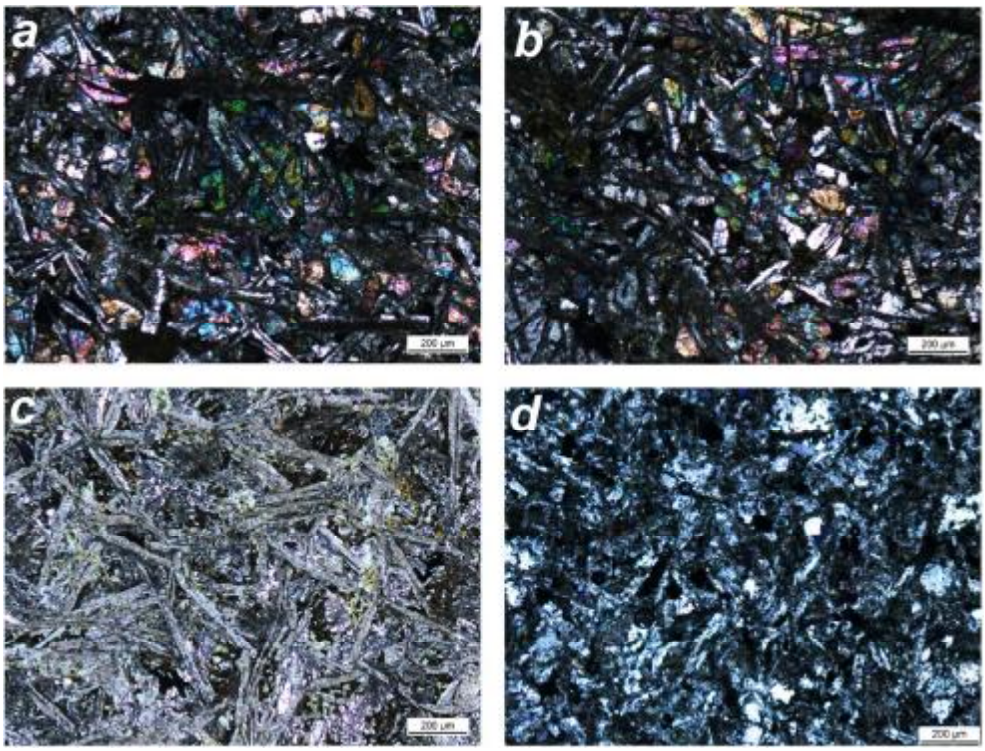
Plajiyoklaslar, kayaç içerisinde en bol bulunan minerallerdir. Yaklaşık olarak % 55-60 oranında bulunan plajiyoklaslar, genelde çubuksu ve prizmatik kristaller halindedir. Kaolenleşmeden dolayı plajiyoklasların az bir kısmında Polisentetik ikizlenmeler görülebilmektedir.

Hornblendler genelde subotomorf ve ksenomorf küçük kristaller halinde bulunmaktadır. Subotomorf kristallerde tek yönde gelişmiş dilinim izleri belirgindir. Yaklaşık olarak % 30 civarında yer alan hornblendlerde yeşil pleokroizma karakteristiktir. Hornblendlerdeki yaygın alterasyon türü kloritleşmedir.

Çok küçük taneler halinde bulunan piroksenler eser miktarda yer almaktadırlar. Hemen hemen tamamı uralitleşme sonucu amfibole dönüşmüştür.

Kayaç içerisinde yaklaşık % 5 oranında bulunan opak minerallerin sülfür mineralleri oldukları belirlenmiştir.

Kuvarslı mikrodiyoritlerde intergranüler ve mikrolitik dokular (Şekil 4.44d) yaygındır.



Şekil 4.44. Levha dayk kompleksine ait kayaçların mikroskop görüntüleri.

Şekil 4.44'de

a,b) Diyabazlarda gelişen intergranüler doku (Ç.N);

c) Mikrodiyoritlerde izlenen intergranüler doku (Ç.N);

d) Kuvars mikrodiyoritlerde gelişmiş mikrolitik doku (Ç.N).

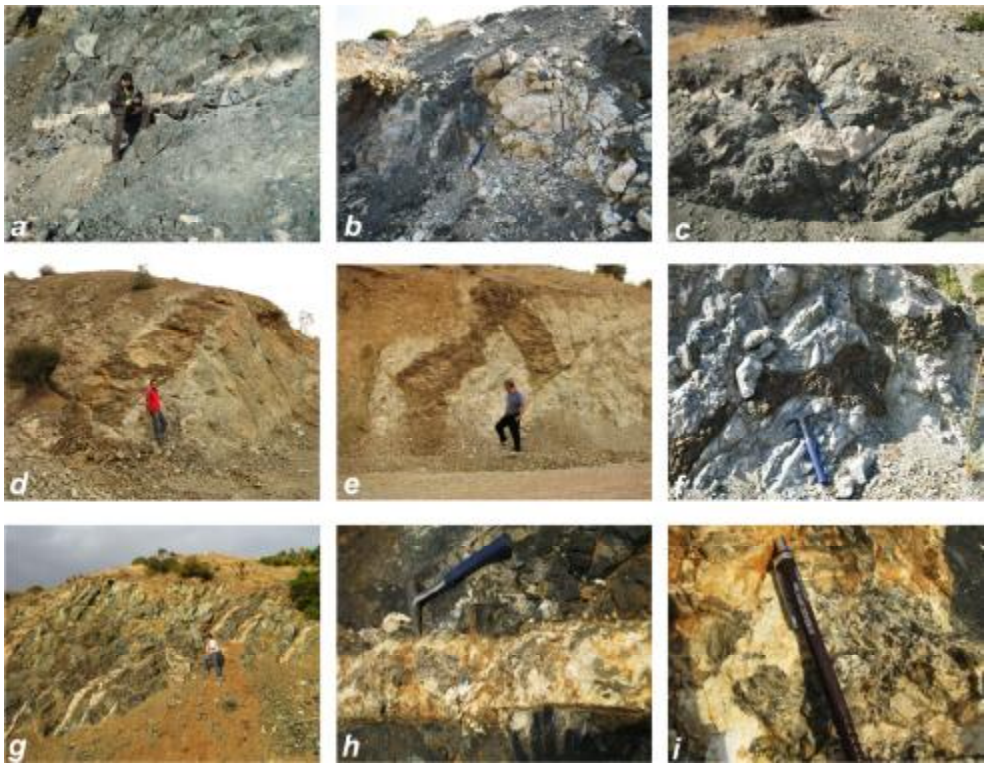
4.2.2.2.(2).(h). Tekil Diyabaz-Gabro Daykı ve Rodenjitleşme

Koçali ofiyolitinde yer alan tekil diyabaz-gabro daykları (mafik dayklar) genellikle tektonit dokulu (serpantinit-serpantinize harzburjit-dünit) peridotitler,

mafik kümülatlar ile levha dayk kompleksını keser konumludur (Şekil 4.45). Peridotitler içerisinde yer alan tekil dayklar yer yer parçalanmış olup genellikle gabroyik (daha çok pegmatitik) bileşimli olarak izlenirler (Şekil 4.45g-i). Ofiyolitik istifin daha üst bölümlerinde ki tekil dayklar ise genellikle diyabazik bileşimlidir. Tekil dayklar arazide açık gri, gri, yeşilimsi gri renklerde olup, kristal boyutları ince taneliden, iri taneliye kadar değişirken, kalınlıkları birkaç on cm'den birkaç metreye kadar değişebilmektedir (Şekil 4.45d-f). Tekil diyabaz dayklarının kenarında zayıf bir soğuma kenarı ve holokristalin doku olmasından dolayı, ofiyolitin içerisine yerleşimi sırasında daykların soğumamış olduğunu göstermektedir (Dilek ve ark., 1999).

Rodenjitler, saha genelinde az yer kaplamaktadırlar (1-2 m kalınlık, birkaç on metre uzanım). Dayk şeklinde gözlenen rodenjitler, makroskobik olarak orta kesimleri beyaz renkli, kenar zonları ise kloritleşmeden dolayı yeşil renkte gözlenmektedir (Şekil 4.45a-c).

Peridotitlerden daha dayanımlı olan mafik dayklar, bu özelliğinden ötürü sürüklenim sırasında içinde yer aldıkları peridotit ile dokanakları boyunca zayıf zonların gelişimine sebep olmuştur. Budinleşmiş dayklar zayıf zonlar boyunca gelişmiş ve kalınlığı 1 metreye ulaşan serpantinleşmiş bir kuşakla çevrelenmiş olarak görülürler. Bu serpantinleşmiş kuşaklarda, yer yer uzanımı budinlerin uzanımına paralel gelişen yapraklanmalar da görülür. Özellikle budinleşmenin yaygın olduğu dayklarda rodenjitleşme daha etkindir. Bu dayklar sarımtırak renk tonları ve kendi içlerinde de yer yer makaslama sonucu şistik yapı kazanmışlardır (Şekil 4.45a-c). Peridotitlerle birlikte bulunan rodenjitleşmiş daykların budin yapısı kazanmasının, ofiyolit yerleşiminden başlayarak günümüzdeki konumlarını almalarına kadar geçen süreç boyunca içsel makaslama esnasında gerçekleşmiş olduğu düşünülmektedir (Cawood ve ark., 2009; Günay ve ark., 2012).



Şekil 4.45. Tekil diyabaz-gabro dayklar ve rodenjitleşmeye ait arazi görüntüleri.

Şekil 4.45'de:

a,b,c) Tektonit dokulu (serpantinit-serpantinize harzburjit-dünit) peridotitleri kesen rodenjit daykları;

d,e,f) Gabroyik kayaçları kesen tekil diyabaz daykları;

g,h,i) Peridotitler içerisinde yer yer parçalanmış pegmatitik bileşimli tekil gabro dayklarının arazi görünümü.

Tekil dayklardan alınan örneklerde yapılan petrografik determinasyon çalışmaları sonucunda aşağıdaki petrografik özellikler saptanmıştır.

Diyabaz: Tekil diyabaz daykları mineralojik olarak; % 45-50 plajiyoklas, % 25-30 klinopiroksen ve % 20 civarında da olivin, hornblend, klorit, ve opak minerallerden oluşmuşlardır.

Plajiyoklaslar; subotomorf ve ksenomorf kristaller halinde bulunmaktadır. Sönme açıları 36^o olarak ölçülmüş ve labrador olduğu tespit edilmiştir. Genelde çubuksu kristaller halinde gözlenen plajiyoklaslar, daykların iç kısımlarına ait örneklerde iyi korunmuş, ancak kenar kısımlarındaki örneklerde ise alterasyon sonucu karbonatlaşmalar ve serizitleşmeler gözlenmektedir. Alteresyonun olmadığı örneklerde plajiyoklaslardaki Polisentetik ikizlenmeler belirgindir (Şekil 4.46a). Ayrıca örneklerin çoğunda ikincil kalsit damarlarına rastlanmıştır (Şekil 4.46b).

Klinopiroksenler, ksenomorf ve subotomorf kristaller halinde bulunur. Küçük kristalli olanlarında kötü gelişmiş tek yönde dilinim izlenir. Ofitik dokulu diyabazlarda büyük boy klinopiroksen kristalleri yer almaktadır. Klinopiroksenlerin tek yönde dilinimleri belirgin olup yer yer de kötü gelişmiş çift yönde dilinim izlenmektedir. Klinopiroksenlerde uralitleşme ve kloritleşme yaygındır.

Olivinler piroksenlere oranla daha az bulunmaktadır. Genelde ksenomorf kristaller halindedir ve canlı polarizasyon renklerine sahiptirler. Olivinlerin bazılarında çatlak ve kenarlar boyunca iddingsitleşme gözlenmektedir.

Hornblendler, genelde subotomorf ve ksenomorf kristaller halindedir ve yeşil pleokroizma belirgindir. Subotomorf olanlarında kötü tek yönde dilinim izlenir.

Diyabazlarda; intergranüler doku, ofitik ve subofitik dokular yaygındır (Şekil 4.46a,b).

Pegmatitik Gabro: Mineralojik olarak plajiyoklas, piroksen, hornblend ve opak minerallerden oluşmaktadır. Plajiyoklaslar; subotomorf ve ksenomorf kristaller halindedir. Alterasyonun olmadığı kristallerde Polisentetik ikizlenmeler belirgindir (Şekil 4.46c,d). Kayaç içerisinde % 55-60 civarında bulunan plajiyoklaslarda yaygın alterasyon türü serizitleşmedir.

Piroksenler klinopiroksen türünde olup, 38^o-40^o sönme açılarına göre ojit oldukları belirlenmiştir. Subotomorf ve ksenomorf kristaller halindeki piroksenler, çift nikolde canlı polarizasyon renklerine sahiptirler. Klinopiroksenler kısmen

altere olmuş ve yer yer kenarları boyunca kloritleşmeler ve uralite dönüşümler gözlenmektedir. Kayaç içerisinde % 10-15 oranında bulunmaktadır.

Subotomorf ve ksenomorf hornblendler yeşil pleokroizmalarıyla karakteristiktir. Piroksenlere oranla daha az bulunan amfibollerde yaygın alterasyon türü kloritleşmedir.

Manyetit olabilecekleri tahmin edilen opak mineraller kayaç içerisinde yaklaşık % 5 civarındadır.

Pegmatitik gabrolarda, büyük boy kristallerin oluşturduğu pegmatitik doku hakimdir (Şekil 4.46c,d).

Rodenjit: Mineralojik olarak uralitleşmiş piroksen, kalsitleşmiş plajiyoklas, amfibol, granat (hidrogranat), serizit, klorit, epidot ve opak minerallerden oluşmaktadır.

Plajiyoklaslar kayaç içerisinde yaklaşık % 55-60 civarındadır. Öz şekilli, subotomorf ve ksenomorf orta taneli kristaller halindeki plajiyoklasların büyük bir kısmı kalsiyum metazomatizmasına uğramıştır. Öz şekilli ve subotomorf kristallerde Polisentetik ikizler belirgin bir şekilde izlenmektedir. Plajiyoklasların büyük bir kısmında zonlanma belirgindir. Plajiyoklazlarda gözlenen bu zonlanma, minerallerin magma ile tam denge şartları altında kristallenmediğini göstermektedir. Plajiyoklaslarda ölçülen 28^0-30^0'lik sönme açıların türlerinin labrador olduğunu göstermektedir.

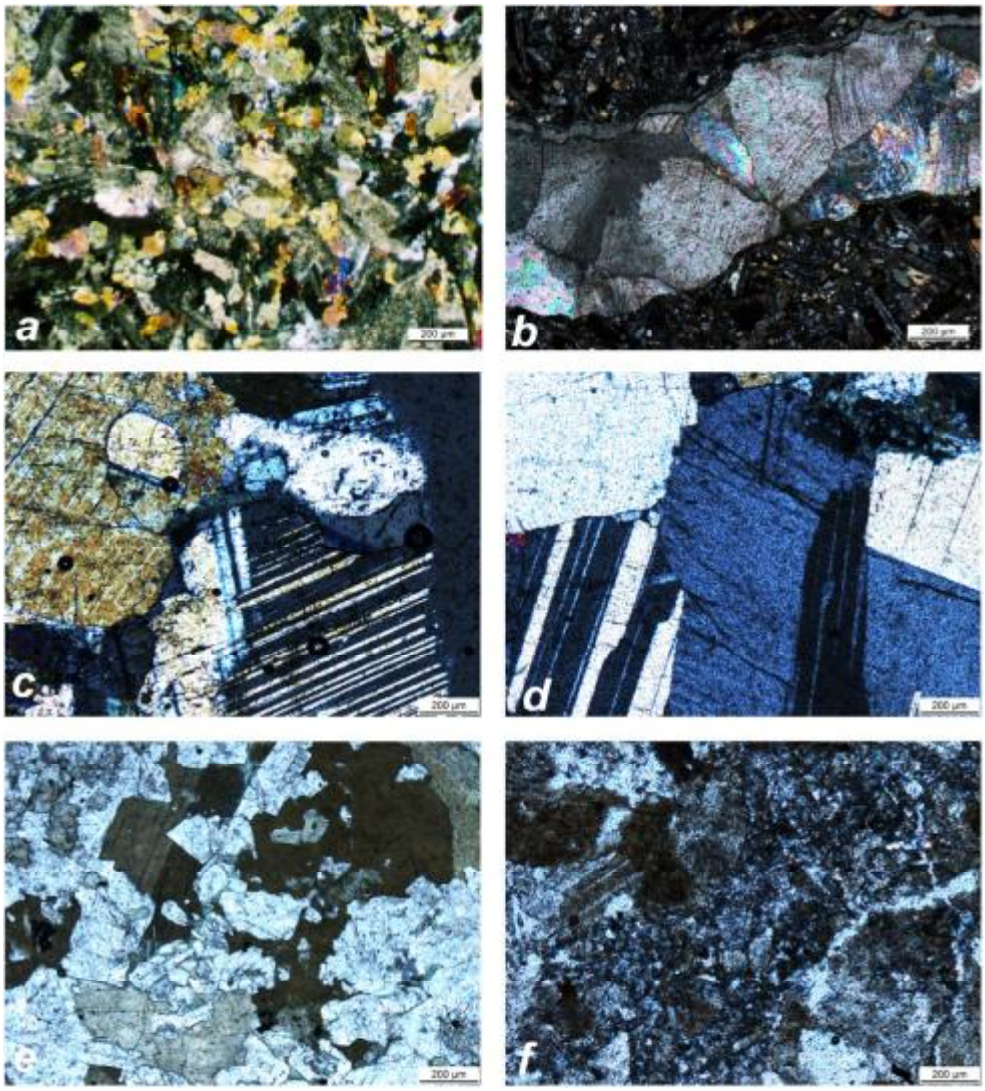
Plajiyoklaslardan itibaren oluşan hidrogranat ve serizit, rodenjitleşmiş dayklarda en sık görülen metazomatizma ve alterasyon minerallerini oluşturur (Şekil 4.46e,f).

Amfiboller genelde subotomorf ve ksenomorf küçük-orta taneli kristaller halindedir. Kayaç içerisinde % 15-20 civarında bulunan amfibollerde yaygın alterasyon türü kloritleşmedir. Küçük-orta taneli kristaller şeklindeki amfibollerde yeşil pleokroizma karakteristiktir.

Piroksenler genelde subotomorf, orta taneli kristaller halinde olup prizmatik plajiyoklas çubukları arasında yer alıp diyopsit ve ojitle temsil edilmektedirler.

Yüksek rölyefleri ile dikkat çeken piroksenlerin çoğunda çift yönde dilinim belirgin bir şekilde izlenmektedir. Kayaç içerisinde amfibollere oranla daha az bulunan piroksen fenokristallerinde uralitleşme ve kloritleşme görülür.

Rodenjitlerde, farklı boy kristallerin birarada bulunduğu heterogranüler doku hakimdir (Şekil 4.46e,f).



Şekil 4.46. Tekil diyabaz-gabro daykları ve rodenjitleşmeye ait mikroskop görüntüleri.

Şekil 4.46'da:

a) Plajiyoklasların alterasyonu ile oluşan karbonatlaşma ve serizitleşmenin mikroskop görünümü ve diyabazlarda gelişen intergranüler doku (Ç.N);

b) Ofitik dokulu diyabazları kesen ikincil kalsit damarı (Ç.N);

c,d) Pegmatitik gabroların genel görünümü (Ç.N);

e,f) Rodenjitlerde izlenen yaygın karbonatlaşma-serizitleşme (Ç.N).

4.2.2.2.(2).(i). Talus Breşi

İnceleme alanında Tut-İncekoz mahallesinin yakın batısında yüzeyleyen bu birim, kırmızımsı-yeşil rengi ve breşik görünümleriyle (Şekil 4.47a,b,c) karakteristiktir ve yaklaşık 250 m'ye varan kalınlıklara ulaşabilmektedir. Levha dayk kompleksi ve serpantinitlerle tektonik dokanağa sahiptir ve Üst Maastrihtiyen yaşlı Germav formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Şekil 4.41). Çoğunlukla ofiyolitik kayaçlardan türemiş, iri taneli, köşeli, kötü boylanmalı gabro, diyabaz, bazalt çakıllarından oluşmuş ve iyi tutturulmuş bir matrikse sahiptir (Şekil 4.47c). Talus breşi içerisinde levha dayklarında izlenen sülfürlü cevher çakıllarına rastlamak da mümkündür (Şekil 4.47d).

Deniz tabanı yayılmasına bağlı gelişmiş okyanusal kabuğun yüksek açılı veya düşük açılı faylanmasıyla ofiyolit istifi içerisindeki talus breşlerinin gelişimi sağlanabilir (Örneğin, Kuzey Albania ofiyoliti; Robertson ve ark., 2012b). Ayrıca sıkışma ve ofiyolit yer değiştirmesine bağlı olarak okyanusal kabuğun yüksek açılı ters faylanmasıyla ilişkili de Talus breşi gelişebilmektedir.



Şekil 4.47. Talus breşinin arazi görüntüleri.

Şekil 4.47'de:

a,b) Talus breşi genel görünüm;

c) Ofiyolitik kayaçlardan türemiş, iri taneli, köşeli, kötü boylanmalı ve iyi tutturulmuş talus breşinin yakın görünümü;

d) Talus breşi içerisinde levha dayk kompleksinde izlenen taşınmış sülfürlü cevher çakılları.

4.2.3. Üst Otokton Seri

Güneydoğu Anadolu otoktonu, Koçali ofiyoliti, Koçali volkanik-tortul istifi ve Karadut napları üzerine Geç Maastrihtiyen-Paleosen'de yeni bir çökelme dönemi başlar. Geniş alanlarda yüzeyleyen bu istifler açısal uyumsuzlukla temel ve diğer birimlerin üzerine gelmektedir. Adıyaman bölgesinde GD Anadolu otoktonu ve Koçali-Karadut napları üzerindeki Üst Maastrihtiyen-Alt Pleyistosen

litostratigrafi birimleri; Terbüzek, Besni, Germav, Belveren, Gercüş, Hoya, Gaziantep, Fırat, Lice, Şelmo–Adıyaman ve Gölbaşı formasyonlarıdır (Şekil 4.4, 4.7).

4.2.3.1. Terbüzek Formasyonu

Tanım: Birim ilk kez Gossage (1956) tarafından adlandırılmıştır.

Dağılım ve Konumu: Tip kesit yeri Gölbaşı ilçesi Terbüzek (Çürükkaya) köyünün kuzeyidir. Altta, Koçali ofiyoliti ile Koçali volkanik-tortul isitifini açısal uyumsuzlukla örter ve üst dokanağında Besni formasyonu ile uyumlu ve yanal geçişlidir (Şekil 4.48 bi,bii; 4.49a; 4.50a,b,c,d).

Litoloji: Tabanda çakıltaşı ve kumtaşı, üst bölümü ise karbonat çimentolu kumtaşlarından oluşmaktadır. Çakıltaşları yuvarlak-yarı köşeli, kötü boylanmalı ofiyolit, çört, radyolarit ve kireçtaşlarından oluşur (Şekil 4.50a,b,c,d).

Yaş: İçerdiği fosil faunasına göre Geç Maastrihtiyen yaşlı birim, sığ denize açılan yelpaze deltasında çökelmiştir (Herece, 2008).

4.2.3.2. Besni Formasyonu

Tanım: Tipik yüzeylemesi, Gölbaşı- Adıyaman karayolunun 26. km'sinde ve yolun 1,5-2 km güneyindeki Terbüzek köyünün kuzeyindedir. Amoseas jeologları (1958) tarafından adlandırılmıştır (Tuna, 1973; Güven ve ark., 1991).

Dağılım ve Konum: Tip kesit yeri Besni ilçesi civarıdır. Alt dokanağında Terbüzek formasyonuyla dereceli geçişli olup bu formasyonun çökelmediği alanlarda ise Koçali ofiyolitleri ve volkanik-tortul istifi üzerine uyumsuz olarak gelir. Üst dokanağında ise uyumlu olarak Germav formasyonuna geçiş gösterir (Şekil 4.48 bi,bii; 4.49a,b,c,d,; 4.50a,d,e,i).

Litoloji: Açık bej-krem renkli, genelde biyosparitik dokulu kireçtaşları ile temsil edilir. Tabanda birkaç metre kalınlığındaki sarı, yumuşak, altere olmuş kumtaşı ve kumlu kireçtaşları ile başlarlar. Üst kesimlerinde sarı, nodüllü, orta

sertlikte, kumlu biyohermal kireçtaşları bulunmaktadır. Loftussia ve Rudistler bakımından oldukça zengindirler (Öğrenmiş, 2006; Şekil 4.50a,d,e,i).

Yaş: Besni formasyonu, kapsadığı bentik foraminiferlere göre Üst Maastrihtiyen yaşlıdır (Meriç, 1978; Günay, 1998). Terbüzek formasyonu ile Besni formasyonunun çökelme ortamları birbiriyle ilişkilidir. Kıyı ovasında Terbüzek formasyonu çökelmiş, bu sırada transgresyonun devamı ve karadan türeme tortulların azalmasıyla, aslitoral ortamda karbonat durulmuştur (Perinçek, 1978).

4.2.3.3. Germav Formasyonu

Tanım: Maxon (1937) ve Tromp tarafından (Tuna, 1973) ilk kez Germav formasyonu adını kullanmıştır.

Dağılım ve Konum: Adıyaman ve Kahramanmaraş dolaylarında yüzeyleyen birimin tip kesit yeri, Gercüş ilçesi doğusundaki Germav köyüdür. Alt dokanağında Terbüzek ve Besni formasyonlarıyla uyumlu ve geçişli olan birim, üst dokanağında Gercüş formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür. Terbüzek ve Besni formasyonunun gelişemediği yerlerde de Koçali ofiyolitini uyumsuz olarak örter (Şekil 4.48; 4.49;4.50d,i,k).

Litoloji: Formasyon tabanda gri-boz renkli, çok ince tabakalı veya tabakasız ve 3-5 metre kalınlığında marn ile başlamakta ve üzerine 100-200 metre arasında kalınlık sunan killi kireçtaşı ara katkılı marn gelmektedir. Kireçtaşı düzeyleri genel olarak sarımsı-gri renkli, ince-orta tabakalı, killi, yer yer kumlu, kırılgan, piritli, solucan izli, yer yer bitümlü olup, pelajik özelliktedir (Terlemez ve ark., 1992; Şekil 4.50d,f,g,h,i,k). Germav formasyonu alt ve üst üyeleri olarak adlandırılan iki farklı aralığa ayrılabilir. Alt üye en geç Maastrihtiyen olarak yaşlandırılmış, buna karşın üst üyenin yaşı Paleosen'dir (Robertson ve ark., 2016a).

Yaş: Topkaya (1957), Midyat ovasında yaptığı çalışmasında, birimin yaşının Üst Kretase–Paleosen olduğunu belirtmiştir. (Çoruh, 1991; Güven ve ark., 1991). Yurdagül ve Saraç (2002), Germav formasyonunun yaşının Üst Maastrihtiyen–Paleosen olduğunu ifade etmiştir. Kırıntılı kıyı çizgisinde kıyı ovasını açık

denizden ayıran sığ ve yüksek enerjili setlerde Besni formasyonu çökelirken, şelfte Germav formasyonu çökelmiştir (Perinçek, 1978).

4.2.3.4. Belveren Formasyonu

Tanım: İlk kez Wilson ve Krummamenacher (1959) tarafından adlandırılmıştır.

Dağılım ve Konum: Tip kesit yeri Gölbaşı ilçesinin 15 km güneyindeki Belveren beldesidir. Alt dokanağında Germav formasyonuyla geçişlidir ve üst dokanağında Gercüş formasyonu tarafından açısal uyumsuzlukla örtülür. Germav formasyonunun gelişemediği alanlarda Koçali ofiyoliti üzerine uyumsuz olarak gelir (Şekil 4.5'e bakınız).

Litoloji: Beyazımsı gri, krem renkli, belirgın olmayan tabakalı, kumlu, çakıllı ve yer yer dolomitik resifal kireçtaşlarından oluşmaktadır (Herece, 2008).

Yaş: Ulu ve ark., (1991) tarafından derlenen örneklerden Geç Paleosen yaşı belirlenmiştir. Tabanındaki çakıltaşları alüvyon yelpazesi, algli kireçtaşları sığ şelf lagün ortamında çökelmiştir (Herece, 2008).

4.2.3.5. Midyat Grubu

Midyat formasyonu adını ilk kez Maxon ve Tromp (1936) kullanmışlardır. En altta taban çakıltaşından oluşmuş Gercüş formasyonu, üstünde kireçtaşı ve yer yer dolomitik kireçtaşlarından oluşmuş Hoya formasyonu, tebeşirli, killi, bol çört nodülü ve çört ara seviyeli Gaziantep formasyonu ve en üstte resifal kireçtaşlarından oluşmuş Fırat formasyonu Midyat Grubu olarak tanımlanmıştır (Herece, 2008). Birim çalışma alanı çevresinde geniş yüzeylemeler vermektedir (Şekil 4.5'e bakınız).

Gercüş Formasyonu: Kumtaşı ve gölsel kireçtaşı ara tabakalı çakıltaşından oluşan birim, ilk kez Maxon (1936) tarafından tanımlanmıştır. Çalışma alanı dışında Batman ili Gercüş ilçesi dolayı tip kesit yeridir. Rengi ve diğer özellikleriyle arazide kolayca ayırtlanır. Çakıltaşı kızılımsı-koyu kırmızı ve alacalı

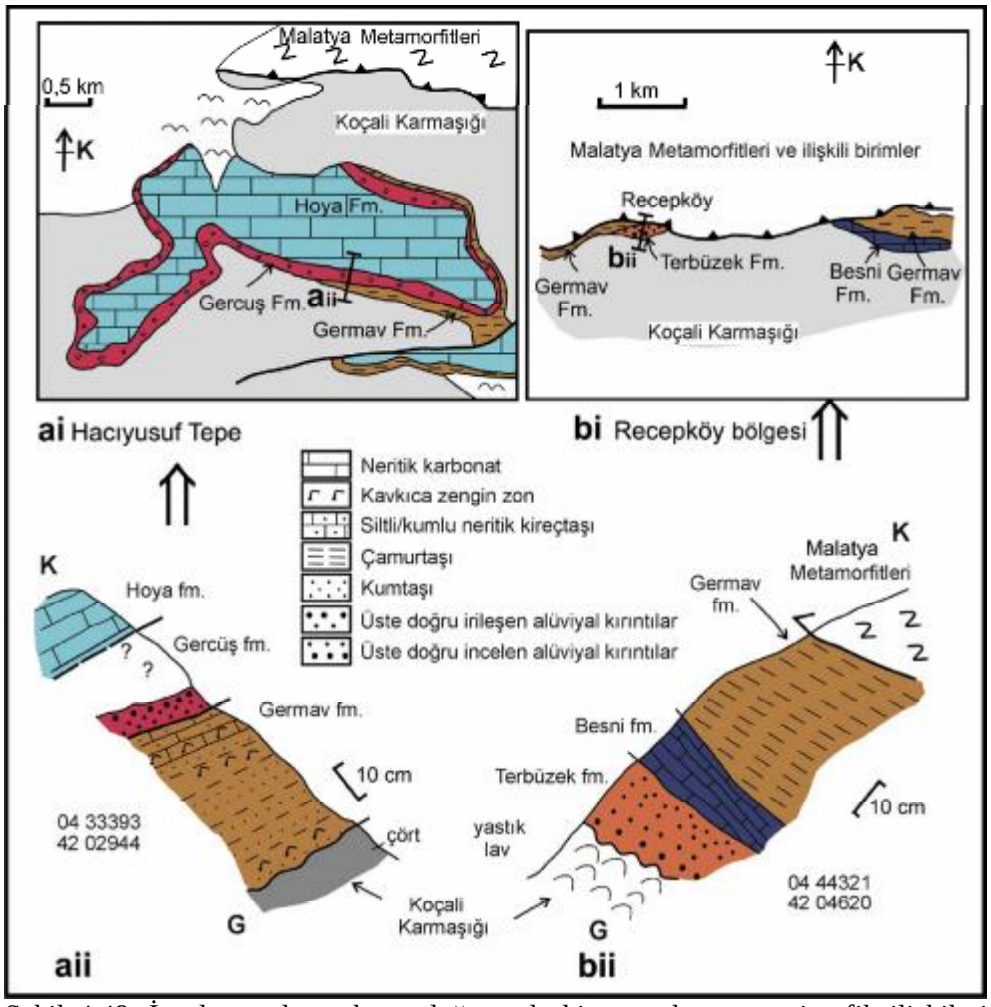
renkte, kumlu çakıllı, kötü boylanmalı, karbonat çimentoludur. Birim içindeki çakıllar çört, radyolarit, volkanik, ofiyolit ve kireçtaşı kökenlidir. Çakıltaşları üste doğru kuvarslı ve karbonat çimentolu dağılgan dokulu kumtaşlarına geçer (Herece, 2008). Formasyon, Adıyaman dolaylarında Germav formasyonu, bazen de Belveren formasyonu üzerinde uyumlu olup Koçali köyü kuzey-kuzeybatısında doğrudan Koçali volkanik-tortul istif üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Üst dokanağında Hoya formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülen formasyonun kalınlığı 10-50 m arasında değişir (Şekil 4.48ai,aii; 4.49a,c,d,e; 4.50i,j,k). Herece (2008), yaptığı çalışmada birime Geç Tanesiyen?-İlerdiyen yaşı verilmiştir.

Hoya Formasyonu: Kireçtaşı ve yer yer de dolomitik kireçtaşlarından oluşan birim, ilk kez Perinçek (1978) tarafından adlandırılmıştır. Kahramanmaraş kuzeyinden Antakya dolayına kadar geniş alanlarda yüzeylenen birimin tip kesit yeri, çalışma alanı dışındaki Çüngüş (Diyarbakır) güneybatısındaki Hoya köyü dolayıdır. Birim kapsamındaki kireçtaşları bej-krem renkli, ince-orta-kalın tabakalıdır. Dolomitik kireçtaşları ise gri, bej-krem renkli, ince-orta tabakalı, sert ve alg yaygılıdır. Hoya formasyonu, altındaki Gercüş formasyonu ve üstündeki Gaziantep formasyonu ile genelde geçişlidir. Ancak, inceleme alanı içinde Yaylacık köyü ve Akdağ dolaylarında Gercüş formasyonu olmaksızın Koçali ofiyoliti ve volkanik-tortul istifi üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir. İnceleme alanında Midyat Grubu içerisindeki en geniş yüzeyleme veren bu birimdir. Adıyaman yakın kuzeyinde, Tut kuzeyinde, Besni güneybatısı ve Koçali dolaylarında geniş alanlarda yüzeylemektedir (Şekil 4.48ai,aii; 4.49; 4.50k). Yaş verilerine göre Hoya Formasyonu Eosen (Küviziyen-Orta Lütesiyen-Erken Priyaboniyen) yaşında olup litoloji ve fauna topluluğuna göre açık şelfin sığ kesiminde çökelmiştir (Herece, 2008). Birim içerisinde ticari anlamda emprador adı verilen birçok mermer işletmesi de bulunmaktadır (Şekil 4.50 l).

Gaziantep Formasyonu: Alt bölümü beyaz-krem renkli, ince orta tabakalı, tebeşirli, killi, bol çört nodüllü ve çört ara seviyeli kireçtaşlarından, üst bölümü ise beyaz-krem renkli, orta-kalın tabakalı, algli kireçtaşları, marn ve killi, çörtlü

kireçtaşlarından oluşan birim, ilk kez Wilson ve Krummenacher (1959) tarafından adlandırılmıştır. Çağlayancerit kuzeyinde, Kahramanmaraş-Gölbaşı (Adıyaman) arasında ve Antakya dolayında yüzeylenen formasyonun tip kesit yeri Çağlayancerit kuzeyindeki istifi dikine kesen Zorkun deredir. İnceleme alanında Besni kuzeydoğusunda Çedirge dağı dolaylarında yayılım göstermektedir. Alt dokanağında Hoya formasyonu üst dokanağında ise Fırat formasyonuna geçişlidir (Şekil 4.5). Yaş verileri Gaziantep formasyonunu Geç Orta Lütesiyen-Şattiyen olarak sınırlamaktadır. Seyrek biyomikritlerden oluşan formasyon, olasılıkla düşük enerjili dış şelf ortamında çökelmiştir (Herece, 2008).

Fırat Formasyonu: Genelde bej-krem renkli, bol fosilli stramatolitli kireçtaşlarından oluşan birim, ilk kez Peksü (1969) tarafından Fırat Kireçtaşı formasyonu olarak adlandırılmıştır. Daha sonraki çalışmalarda, İlker (1972) Alt Miyosen yaşlı kireçtaşları için Fırat formasyonu adını kullanmıştır. Kilis ve Gaziantep dolayı ile K.Maraş'tan Çelikhan'a (Adıyaman) uzanan geniş bir alanda yüzeylenen formasyonun tip kesit yeri çalışma alanı dışında Urfa ili Birecik ilçesindeki Fırat vadisinin dik yarlarıdır. Üst düzeyleri çörtlü kireçtaşları içeren istifin alt ve üst düzeyleri ince, orta bölümü kalın tabakalıdır. İnceleme alanında Besni kuzeydoğusunda Çedirge dağı dolaylarında yayılım göstermektedir. Birim, alt dokanağında Gaziantep formasyonu ile geçişli, üst dokanağında ise Şelmo formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 4.5). Formasyon, Ulu ve ark., (1991) tarafından derlenen örneklere göre Geç Oligosen (Şattiyen) yaşlı olup, sığ şelf ortamında çökelmiştir (Herece, 2008).



Şekil 4.48. İnceleme alanın kuzeydoğusunda ki ana tektono-stratigrafik ilişkileri gösteren jeolojik harita ve kesitler (Robertson ve ark., 2016a'dan).

Şekil 4.48'de:

ai) Hacıyusuf tepe alanı genel jeoloji haritası;

aii) Profili, temeldeki (Koçali Karmaşığı) üzerine uyumsuz biçimde Germav formasyonu ait olan biyoklastik kumtaşları/kireçtaşlarını, Alt Eosen yaşlı denizel olmayan Gercüş formasyonu (üstte) ve Alt-Orta Eosen yaşlı Hoya formasyonu izlemekte;

bi) Recepköy alanı genel jeoloji haritası;

bii) ai'nin tersine, temelin (Koçali Karmaşığı) üzerine uyumsuz biçimde en geç Kampaniyen- Maastrihtiyen yaşlı Terbüzek formasyonuna ait iri kırıntılı sedimanlar gelir, bu birimi geç Maastrihtiyen-Paleosen yaşlı Germav formasyonu örter. Toros alloktonu kuzeyde bunlara bindirir. Bu durum, başlangıçta incelenen ana alanın kuzeydoğusunda birikmiş olan Üst Maastrihtiyen-Paleosen yaşlı bir istifin varlığına işaret etmektedir.

4.2.3.6. Lice Formasyonu

Tanım: İlk kez Schimidt (1958) tarafından tanımlanmıştır.

Dağılım ve Konum: Lice Formasyonu'nun tipik yüzeylemesi Diyarbakır ilinin Lice ilçesi dolayındadır. Kolay aşınması nedeniyle yüzeylemeler sırt ve yamaçları sıralar. Kireçtaşı ve çakıltaşı seviyeleri az çok belirgin çıkıntılar yapar. İnceleme alanında Sincik ilçesi civarında dar bir şerit halinde yüzeyleme verir. Ayrıca Gölbaşı kuzeydoğusunda yine dar bir alanda mostra vermektedir (Şekil 4.5, 4.10'a bakınız). Birim, Çüngüş formasyonu tarafından tektonik olarak üzerlenirken, Midyat Grubu üzerine uyumsuzlukla gelmektedir.

Litoloji: Perinçek (1978), birimin tabakalı kumtaşı, ince tabakalı marn ve karbonat-şeyl ardalanmasından oluştuğunu belirtmiştir. İnceleme alanında ise kumtaşı, marn ve şeyl ardalanmasıyla temsil olunmaktadır (Şekil 4.50m).

Yaş: Perinçek (1978) ve Önalan (1988), Lice formasyonunda bulunan fosillere dayanarak birime Alt Miyosen yaşı vermişlerdir. Lice formasyonunun orta seviyeleri havza ortamında, üst seviyeleri ise yeniden havza yamacı ve daha sığ ortamlarda çökelmiştir (Önalan, 1988).

4.2.3.7. Şelmo (Adıyaman) Formasyonu

Tanım: İlk kez Siirt-Batman yörelerinde Bolgi (1961) tarafından Şelmo formasyonu ve yine Bolgi (1964)'ye göre Adıyaman çevresinde Adıyaman formasyonu olarak adlandırılan birim (Tuna 1973), Güneydoğu Anadolu'da geniş bir yayılım sunar (Şafak ve Meriç, 1996'dan).

Dağılım ve Konum: Formasyonun en iyi yüzlek verdiği yer, inceleme alanının güneyinde Manimağara tepe civarındadır. Bu alanda birim Midyat formasyonu üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 4.5, 4.10).

Litoloji: Şelmo formasyonu; kumtaşı, kiltaşı, çamurtaşı, silttaşı ile bunların arasında yer alan çakıltaşlarından, bazı bölümleri ise kumtaşı, çakıllı marn ve şeyl, tüfit ve killi kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şafak ve Meriç, 1996). İnceleme alanı içerisinde birimin; çakıltaşı, kumtaşı ve şeyl seviyeleri gözlenmiştir (Şekil 4.50n)

Yaş: Usta ve Beyazçiçek 2006'ya göre birim, stratigrafik olarak formasyonun yaşı Erken-Orta-Geç Miyosen'dir. Öğrenmiş (2006), yaptığı çalışmada, Şelmo formasyonunu oluşturan çökellerde sedimantasyon–tektonik ilişkisini araştırarak birimin önülke (foreland basin) havzasında çökeldiğini belirtmiştir.

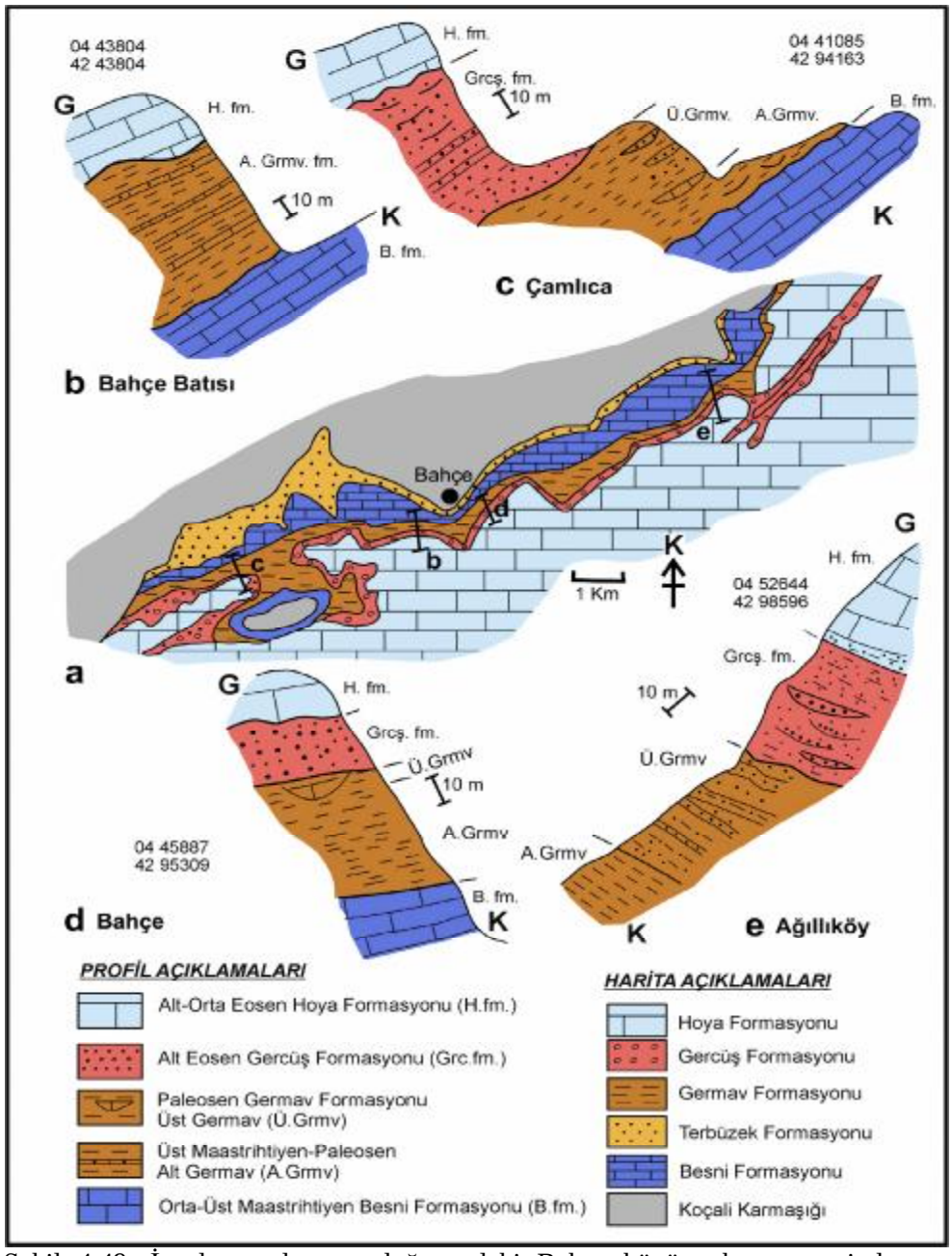
4.2.3.8. Gölbaşı Formasyonu

Tanım: İlk kez Baydar (1989) tarafından adlandırılmıştır.

Dağılım ve Konum: Gölbaşı dolayında yüzeyleyen formasyon tip kesit yeri Pereri (Harmanlı) dolayındaki açık kömür ocaklarıdır. Tabanda Paleosen yaşlı çökelleri uyumsuz olarak örten birim, tavan dokanağında ise Geç Pleistosen-Holosen yaşlı çökeller tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 4.8, 4.10).

Litoloji: Formasyon kumtaşı-çakıltaşı, marn ve linyitlerden oluşmaktadır. Birim içerisinde yer alan linyitler Gölbaşı-Harmanlı mevkiinde işletilmektedir (Şekil 4.50o)

Yaş: Herece (2008), birimden derlediği örneklere göre Orta Pleistosen yaşını vermiştir. Göl ve akarsu ortamında çökelen birimin üst bölümünü oluşturan ve yanal yönde marnlara geçen linyitler Doğu Anadolu Fayı (DAF)'nın aktivitesiyle kontrol edilen çek-ayır havzada gelişmiştir.



Şekil 4.49. İnceleme alanının doğusundaki Bahçe köyü yakın çevresinde ana tektono-stratigrafik ilişkileri gösteren jeolojik harita ve kesitler (Perinçek, 1978'in Besni Formasyonunun tip kesit yeri; Robertson ve ark., 2016a'dan).

Şekil 4.49'da:

a) Özet jeolojik harita görünümü;
b) Besni formasyonunun Maastrihtiyen-Paleosen yaşlı Germav formasyonuna ait üst kesimdeki kumlu kireçtaşı ara tabakaları (çekim akmaları) bulunan iyi tabakalı çamurtaşları ile uyumsuz üzerlenirken, Eosen yaşlı Hoya formasyonu transgresif olarak üstte bulunur;
c) İstifin alt kesimi b'ye benzemekle birlikte kanallaşmış çekim akmalarıyla nitelendirilmiş olan Germav formasyonunun ayırt edici üst biriminin (Paleosen) üzerine daha sonra Erken Eosen yaşlı Gercüş formasyonunun kırmızımsı renkte, denizel olmayan kırıntılı sedimanları gelir;
d) Geç Maastrihtiyen-Erken-Orta Eosen yaşlı istifin tüm temel birimlerini için alan temsili eksiksiz kesit;
e) İstif, her ikisinin de kırıntılı sediman girdisini yansıtan Germav formasyonunun görece kalın olan üst üyesi ve sıra dışı kalınlığa sahip denizel olmayan Gercüş formasyonu ile genişler

4.2.3.9. Yamaç Molozu

Fay sarplıkları boyunca ve yüksek eğimli duraysız yamaçlarda gelişen değişken boyutta çakıl yığışımlarıdır. Geliştikleri alana bağlı olarak kayaç türleri değişmektedir. Kendisinden yaşlı tüm birimleri uyumsuzlukla örtmekte, yanal yönde merceklenebilmektedir. İnceleme alanında genellikle Hoya formasyonunun yüksek eğimli yamaçlarında (Akdağ, Ulubaba, Bezar dağı etekleri) izlenir.

4.2.3.10. Alüvyon

Genellikle tutturulmamış olgun ve az olgun, farklı kökenli, çakıl ve kum düzeylerinden oluşan alüvyonlar yer yer silt düzeyleri içermektedir. Çakıl kum düzeyleri yanal ve düşey yönde geçişlidir. Nehir ve dere kenarlarında alüvyal koşullarda çökelmiş olan litolojiler, dağların kenarlarında kolüvyal çökeller olarak gelişmiştir. Göksu ve Bulam çayları boyunca yüzeylerler.



Şekil 4.50. Üst otokton seriye ait arazi fotoğrafları.

Şekil 4.50'de:

a) Taşlıyazı köyündeki kırmızımsı renkli çakıltaşlarıyla temsil onunan Terbüzek formasyonunun tip kesit alanı ve bu birimin üzerine gelen çakıllı kireçtaşından oluşmuş Orta-Geç Maastrihtiyen yaşlı Besni formasyonu;
b) Üst Kampaniyen-Orta Maastrihtiyen yaşlı Kastel formasyonunun türbiditik sedimanları üzerine gelen (en geç Kampaniyen- Maastrihtiyen yaşlı) Terbüzek formasyonunun sığ denizel (kırmızımsı renkli) çakıltaşları (Taşlıyazı'nın 1.5 km KB'sı);
c) Terbüzek formasyonunun kötü boylanmış alüviyal kırmızımsı çakıltaşı (Taşlıyazı KB'sı);
d) Recepköy yakın kuzeyinde Koçali Karmaşığı üzerine uyumsuzlukla gelen Geç Kampaniyen-Maastrihtiyen yaşlı Terbüzek formasyonuna ait iri kırıntılı sedimanlar, bu biriminde üzerine Geç Maastrihtiyen-Paleosen yaşlı Germav formasyonu gelir. Torid alloktonu da bunlara bindirir (Şekil 4.48bi-bii'ye bakınız);
e) Bir rudist çift çenetlinin dikme kesiti; (Besni formasyonu; Güneykaş-Meryemuşağı yol kesiti);
f) En Geç Maastrihtiyen-Paleosen yaşlı Germav formasyonu içindeki çekim akmalarının (türbiditler ve moloz akmaları) irileşen ve üste doğru sığlaşan istifi (Kayacık'ın 0.5 km B'sı);
g) Germav formasyonu içerisinde karasal kırıntılı çekim akmaları ve çamurtaşı serisinde çakıltaşı/kumtaşı merceği; Damdırmaz'ın 2 km KD'su;
h) Germav formasyonunda izlenen devrik türbiditik kumtaşı tabakalarında yüklü kaval dolguları (Damdırmaz'ın 2.5 km KD'su);
i) önülkede Germav formasyonu ile Maastrihtiyen yaşlı Besni formasyonunun kireçtaşını üzerleyen Alt Eosen yaşlı Gercüş formasyonu (Çamlıca bölgesi);
j) Gercüş formasyonunda, dikeye yakın boru benzeri kalişi bulunan örgülü alüvyon yelpazesi çakıltaşları (Çamlıca yakını);

k) Germav formasyununun alt ve üst serilerinin üzerine gelen kırmızımsı renkli Gercüş formasyunu ve üstündeki dolomitik kireçtaşlarıyla temsil olunan Hoya formasyonu (Ağılköy mevkii; Şekil 4.49e'ye bakınız);
l) Hoya formasyonunun dolomitik kireçtaşlarında işletilen mermer ocağı (Kaşköy mevkii);
m) kumtaşı-şeyl-marn ardalanmalı Alt Miyosen yaşlı Lice formasyonu (Yağızatlı mahallesi yakını yol yarması);
n) Kumtaşı, çakıllı marn ve şeyl-killi kireçtaşı içeren Şelmo formasyonu (Adıyaman-Kahta karayolu üzerinde Hasancık mevkii kil ocağı);
o) Gölbaşı formasyonun içinde ki linyit ocağı (Gölbaşı-Harmanlı köyü).

4.2.4. Üst Allokton Seri

Üst allokton seride, nap zonu ve yığışım zonuna ait Çüngüş formasyonu, Maden karmaşığı, Kömürhan ofiyoliti, Malatya metamorfikleri ve Pütürge metamorfikleri, tektonik olarak otokton birimler üzerine Orta-Üst Miyosen'de yerleşmişlerdir. Bu tektonostratigrafik istifler birbirleriyle tektonik ilişkili olduğundan aralarındaki ilksel ilişkiler tümüyle kaybolmuştur (Şekil 4.4-4.7).

4.2.4.1. Pütürge Metamorfikleri

Tanım: İsmini Malatya'nın Pütürge ilçesinden almıştır. Doğu Toroslar'da yapılan birçok çalışmada Pütürge metamorfikleri / Pütürge masifi olarak adlandırılmıştır (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Perinçek, 1979; Perinçek, 1980; Erdoğan, 1982; Perinçek ve Kozlu, 1984; Aktaş ve Robertson, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Erdem, 1994).

Dağılım ve Konum: Birim, Malatya'nın güneydoğusundan başlayarak Sivrice (Elâzığ) - Çüngüş (Diyarbakır) arasında yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı yönlü geniş bir alanda uzanan 130-140 km uzunluğunda bir masiftir. Bu metamorfikler konumları itibariyle daha doğuda, yaklaşık D-B uzanımlı ve geniş yüzeylemeleri bulunan Bitlis metamorfiklerinin batı uzantısı niteliğindedir.

İnceleme alanında Çelikhan-Sincik arasında geniş yüzeylemeler veren birim, Kömürhan ofiyoliti, Maden karmaşığı ve Çüngüş formasyonuyla ekaylıdır ve Malatya metamorfikleri tarafından üzerlenmektedir. Bazı alanlarda Maden karmaşığı uyumsuzlukla Pütürge metamorfikleri üzerine gelmiştir (Şekil 4.5'e bakınız).

Litoloji: Pütürge metamorfikleri iki litoloji grubu ile dikkat çeker. Alt kesimlerde egemen olarak yarı-pelitik ara seviyeli pisamitik kayalar yer almaktadır. Bu kesimde ayrıca belirli seviyelerde metabazit ve metakarbonat seviyeleri de bulunur. Üst kesimlerde ise egemen olarak pelitik, yarı-pelitik kayalar ve bunlar ile ara seviyeli pisamit, metabazik, metagranitoid ve metakarbonatlar yer almaktadır (Şahin ve Işık, 2010). İnceleme alanında, serizit şist, klorit şist, kalk şist, kuvarsitik şist ve meta diyabazlar izlenmektedir (Şekil 4.51a).

Yaş: Bitlis-Pütürge metamorfiklerinin, Prekambriyen-Geç Triyas zaman aralığında çökeldiği belirtilmektedir (Yazgan ve ark., 1987, Yazgan ve Chessex 1991). Çağlayan ve ark. (1984); kaya dizisinin Prekambriyen granitler tarafından kesilen bir metamorfik çekirdek ve bunu örten Paleozoyik-Mesozoyik sedimanter kaya kütlelerinden oluştuğunu belirtmiştir. Metamorfiklere ait kayaçlar üzerinde K/Ar yöntemiyle yapılan yaş tayinine göre masifin metamorfizma yaşının Üst Kretase, özellikle Kampaniyen yaşlı olduğu ifade edilmektedir (Yazgan 1981, 1983, 1984; Yılmaz ve ark., 1992; Yazgan, 1987). Araştırmacılar Pütürge Metamorfikleri'nin kıta şelfinde biriken platform tipi karbonat birimleri olduğunu belirtmişlerdir (Perinçek,1979; Aktaş ve Robertson, 1984; Hempton, 1984; Hempton, 1985, Yazgan ve ark., 1984, Yılmaz ve ark., 1992; Yazgan, 1987).

4.2.4.2. Malatya Metamorfikleri

Tanım: Malatya metamorfikleri, Keban metamorfikleri ile benzer litolojik özellikler ve paleontolojik bulgular kapsaması nedeniyle, Yazgan ve ark. (1983), Asutay (1985) ve Turan (1993) tarafından Keban-Malatya metamorfikleri adı altında incelenmiştir. Perinçek (1978), Çelikhan-Koçali-Sincik yöresinde yaptığı

çalışmada ilk kez Malatya metamorfiklerini, altındaki Pütürge metamorfiklerinden aradaki Maden Karmaşığı'nın haritalanması ile ayırabilmiştir.

Dağılım ve Konum: Tipik yüzeylemesi Malatya'nın güneyinde olup, alt ve üst metamorfikler olmak üzere iki litolojik grup halinde haritalanmıştır. Bölgenin yüksek topografyası genelde bu metamorfikler ile karakterize olmaktadır. İnceleme alanında, Erkenek-Kurucuova arasında ve Çelikhan dolaylarında (Akdağ ile Çoppan dağları arasında) mostra veren birim allokton konumlu olup, Pütürge metamorfikleri ve Maden karmaşığı üzerinde tektonik klip şeklinde yer almaktadır (Şekil 4.11, 4.42, 4.51b,c).

Litoloji: Hâkim kaya türünü, rekristalize kireçtaşları/mermerler oluşturmaktadır. Kuzey kesimlerde ise bu karbonat kayalarına, az oranda psamitik kökenli filit / şist türü kayalar ile yer yer metabazik kökenli şistler eşlik etmektedir.

Yaş: Önceki araştırmacılar tarafından Güneydoğu ve Doğu Anadolu'da bugüne kadar yapılan çalışmalarda "Metamorfik Masif" olarak adlanan topluluk, "Malatya Metamorfikleri" olarak tanımlanmış ve Permiyen yaşta olduğu belirtilmiştir (Arni, 1937; Blumenthal, 1938; 1940; Tolun, 1960; Sungurlu, 1972; 1978; Yiğitbaş 1989'dan). Kıtasal kökenli çökel kayaçların metamorfizmaya uğramasıyla oluştuğu düşünülmektedir (Önal, 1995).

4.2.4.3. Kömürhan Ofiyoliti

Tanım: İlk defa Yazgan (1981), Yazgan ve ark. (1984) tarafından Kömürhan ofiyoliti olarak adlandırılmıştır.

Dağılım ve Konum: Kömürhan ofiyoliti, Elâzığ ilinin batısında Baskil-Sivrice ilçeleri arasında Malatya-Elazığ karayolu üzerinde Kömürhan köprüsü ve civarında yüzlekler vermektedir. Birim doğuda Guleman ofiyoliti ve batıda İspendere ofiyoliti ile deneştirilebilmektedir (Yazgan, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991, Rızaoğlu, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2006; Parlak ve ark., 2009). Çalışma alanında Çelikhan-Sincik arasında yer alan Bulam çayı kuzeyi boyunca (Aksu ve Recepköy dolaylarında) D-B uzanımlı dar bir şerit halinde ekay dilimleri şeklinde

yüzeylemeler sunmaktadır. İnceleme alanında Kömürhan ofiyolitinin alt ve üst dokanağı normal olmayıp, Malatya metamorfikklerince tektonik olarak üzerlenmekte ve Maden karmaşığına bindirmelidir. Ayrıca Aksu mahallesi yakın doğusunda birim doğrudan Koçali volkaniklerine (Tarasa formasyonu) bindirmektedir (Şekil 4.11, 4.42, 4.51b,c).

Litoloji: Kömürhan ofiyoliti tip kesit yerinde tam bir ofiyolitik seri oluşturmakta ve tabandan tavana doğru tektonitler, kümülatlar, izotrop gabrolar, levha dayk kompleksi ve volkaniklerden oluşmaktadır (Beyarslan ve Bingöl, 2000; Rızaoğlu, 2006). İnceleme alanında ise tektonik dilimler şeklinde yer almakta ve tektonizmanın etkisiyle hâkim litolojisi serpantinitlerdir. Bunun dışında serpantinize harzburjit-dünit, bantlı gabro, izotrop gabrolar ve tekil diyabaz daykları izlenir (Şekil 4.51d). Birim içerisinde 150-200 m uzunluğuna erişen mermer mercekleri de bulunmaktadır. Ayrıca ofiyolitik kayalar yer yer Elâzığ Magmatiklerine ait tonalit ve kuvars diyorit intrüzyonlarıyla kesilmektedir (Yıldırım, 2010).

Yaş: Kömürhan ofiyoliti Geç Kretase döneminde güneyde Arap platformu ile kuzeyde Malatya-Keban platformu arasında kuzeye dalımlı bir okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde gelişen toleyitik karakterli yay magmatizmasından türemiştir (Beyarslan ve Bingöl, 2000; Rızaoğlu, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2006; Parlak ve ark., 2009). Kömürhan ofiyolitinin yaşladırma çalışmalarında, K-Ar yöntemi ile amfibolitlerde 127±14, 95±9, 89.5±5 My, lökodiyoritlerden alınan biyotitlerde 85±3 My, tronjemitlerden alınan muskovitlerde 78.5±2.5 My soğuma yaşları elde edilmiştir (Yazgan ve Chessex 1991). Karaoğlan ve ark. (2012), Kömürhan (Elâzığ) ve İspendere (Malatya) ofiyolitlerine ait gabrolardan 87.2±3.1 My ve 84.5±3.9 My yaşları elde etmişlerdir.

4.2.4.4. Maden Karmaşığı

Tanım: Birim ilk defa "Maden Birimi" diye adlandıran araştırmacı Rigo de Righi ve Cortesini (1964) olmuştur. Birim, Maden karmaşığı olarak ilk defa Perinçek (1979) tarafından adlandırılmıştır.

Dağılım ve Konum: Tipik olarak Elazığ'ın Maden ilçesi ve çevresinde yüzeylemektedir. İnceleme alanında Adıyaman kuzey-kuzeydoğusunda Çelikhan-Sincik dolaylarında (Bulam çayı kuzeyi) yüzeylemeleri bulunmaktadır. Maden karmasığı, yaklaşık doğu-batı uzanımlıdır ve tektonik olarak Kömürhan ofiyoliti, Çüngüş ve Lice formasyonları üzerine gelmektedir. Ayrıca, açısal uyumsuzlukla Pütürge metamorfikleri üzerinde de bulunabilmektedir. Maden Karmaşığı'nın üst dokanağı her yerde tektonik kökenlidir. Birimin üzerine Pütürge metamorfikleri ile Malatya Metamorfikleri bindirmeli olarak gelmektedir (Şekil 4.11, 4.42, 4.51c).

Litoloji: İnceleme alanı içerisinde sedimanter ve volkanik kayaların değişen yüzeylemeleri şeklinde izlenir. Birim; spilit, bazalt, diyabaz, andezit-andezit porfirlerle temsil olunan volkanikler ile kireçtaşı, spilit, diyabaz, marn, şeyl, çamurtaşı, çakıltaşı, miltaşı ve kumtaşı içeren olistostromal bir karmaşık halinde yüzlekler sunmaktadır (Şekil 4.51e).

Yaş: Erdoğan (1977, 1982) Ergani-Maden yöresinde yaptığı çalışmada, karmaşığın alt seviyelerini oluşturan Alt Volkanik Sediment birim içerisindeki merceksi pelajik kireçtaşları ve kalkerli şeyllerde bulunan fosillere dayanarak bu birimin Maastrihtiyen-Orta Eosen yaşlı olduğunu; karmaşığın üst seviyelerini oluşturan Üst Volkanik Birim'in ise alttaki birimle geçişli ilişkisi nedeniyle Üst Eosen yaşlı olabileceğini belirtmektedir. Yıldırım (2010) bölgede yaptığı çalışmada, Maden karmaşığı'na ait volkaniklerin Orta Eosende, olasılıkla Pütürge Masifi kuzeyinde yer alan, Maden marjinal baseninde kısmen okyanusal kabuk, kısmen de kıtasal kabukta gelişen ve henüz ilk aşamalarında olan erginleşmemiş ensimatik bir ada-yayı volkanizmasının ürünü olduğunu belirtmiştir.

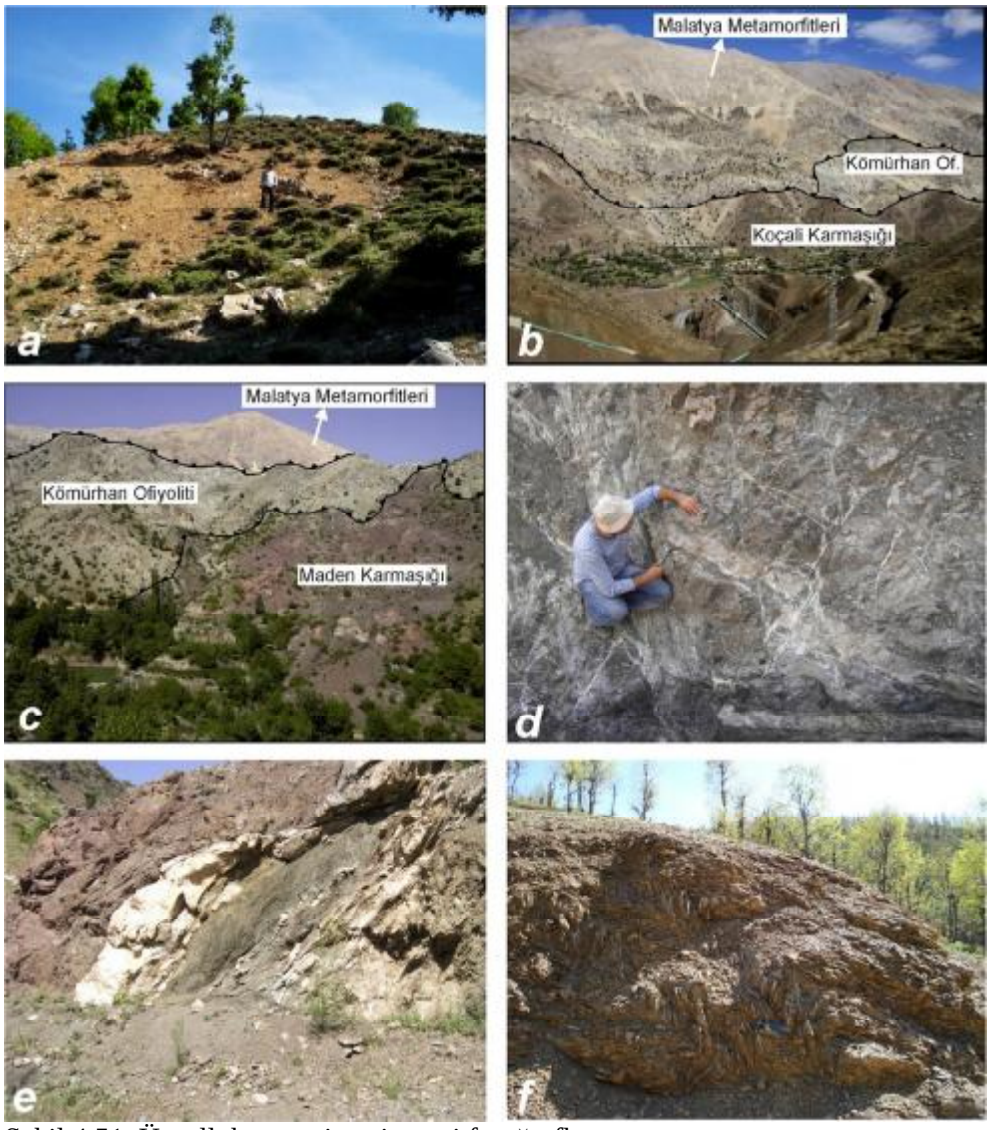
4.2.4.5. Çüngüş Formasyonu

Tanım: Çüngüş formasyonu, ilk kez Sungurlu (1974) tarafından adlandırılmıştır.

Dağılım ve Konum: Birimin tipik yüzeylemesi Çüngüş ilçesi civarındadır. Miyosen sonundaki güneye doğru bindirmenin en altındaki tektonik dilimi oluşturur. İnceleme alanında Sincik güneybatısında Dilektepe mahallesi mevkiinde dar bir alanda yüzeylemektedir. Birim, Maden karmaşığı ve Kömürhan ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenirken, Lice formasyonu üzerine bindirmelidir (Şekil 4.11, 4.42).

Litoloji: Çüngüş Formasyonu litolojik olarak Lice formasyonuna çok benzese de renginin daha koyu olması ve içerisindeki Kömürhan ofiyoliti ve Maden Karmaşığı'na ait blokların varlığı ile ayrılır. İnceleme alanında şeyl- marn ve kumtaşı ardalanmasından oluşur (Şekil 4.51f).

Yaş: Perinçek (1978), inceleme alanını da kapsayan çalışmasında, birimin Alt Miyosen yaşlı olduğunu saptamış ve oldukça derin denizde, türbidit akıntılarının var olduğu ortam koşullarında çökeldiğini belirtmiştir.



Şekil 4.51. Üst allokton seriye ait arazi fotoğrafları.

Şekil 4.51'de:

a) Pütürge metamorfiklerinin serizit şistlerini kesen tonalit daykları (Baizge mezrası 200 m doğusu, bakış güneybatıya);
b) Koçali Karmaşığı üzerine gelen üst allokton seriye ait Malatya metamorfikleri ve Kömürhan ofiyoliti (Recepköy batısı);

c) ekay zonu içerisindeki Malatya metamorfiki ile Maden karmaşığı ve Kömürhan ofiyolitinin tektonik ilişkisi (Yağızatlı mahallesi, bakış kuzeybatıya);
d) Kömürhan ofiyolitine ait gabro ve tekil diyabaz daykı;
e) Yağızatlı mahallesi güneydoğusunda yol yarması boyunca gözlenen Olistrostromal Maden karmaşığına ait ekay dilimleri;
f) Çüngüş formasyonu içerisinde gözlenen küçük çaplı kıvrımlanmalar, (Ormanbaşı Tepe).

4.3. Jeokimya

Doktora tezi kapsamında gerçekleştirilen arazi çalışmaları sırasında Koçali volkanik-tortul serinin volkanikleri ve Koçali ofiyolitinin tektonitleri, ultramafik-mafik kümülatları, levha dayk kompleksi ve tekil dayklarından (diyabaz-gabro) derlenen numuneler üzerinde Çizelge 4.1.'de ayrıntıları verilen jeokimyasal analizler yapılmıştır (Çizelge 4.1).

Çizelge 4.1. Koçali volkanik-tortul serinin volkanikleri ve Koçali ofiyolitinin ultramafik-mafik kümülat, levha dayk karmağışı ve tekil dayklardan (diyabaz-gabro) derlenen numunelerin ana-iz, nadir toprak element ve mineral kimyası analiz dağılımları.

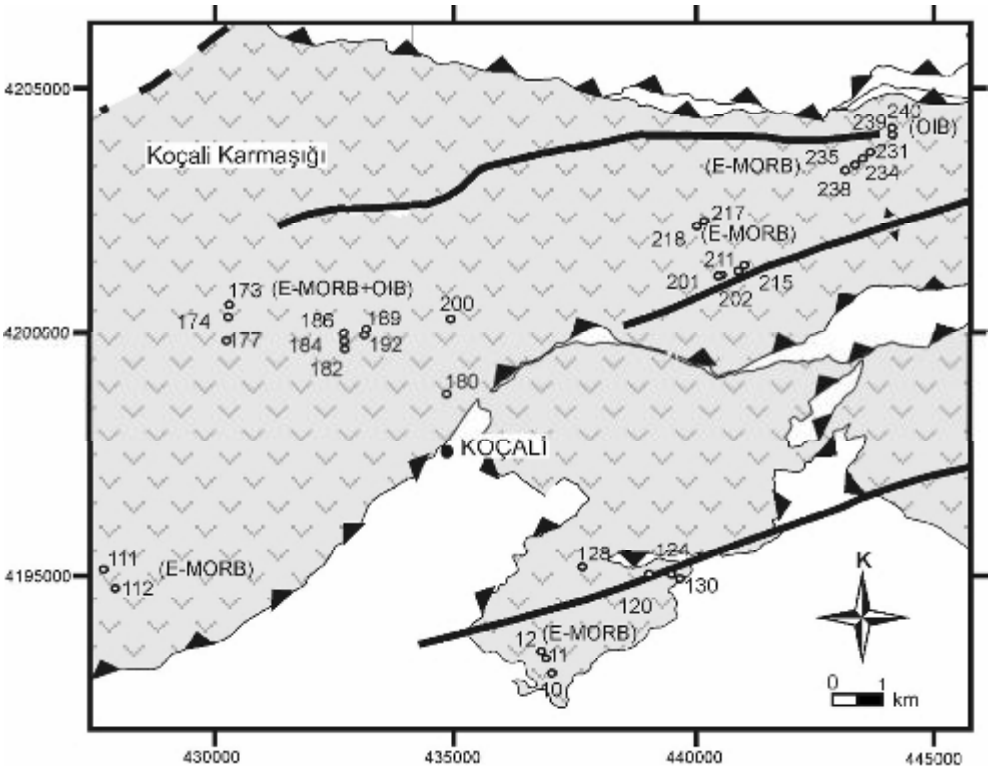
Koçali Volkanik-Tortul Seri (Tarasa-Konak Fm)				
	Ana-İz Element	**Nadir Toprak Elementleri (REE)**	**Mineral Kimyası Analizi**	
Volkanik Kayaçlar	38 adet	38 adet	-	
Koçali Ofiyoliti				
Tektonitler	9 adet	9 adet	-	
Levha Daykları	20 adet	20 adet	-	
Tekil Gabro/Diyabaz dayk	9 adet	9 adet	Plajiyoklas	4 örnekte 55 nokta analizi
			Klinopiroksen	2 örnekte 6 nokta analizi
			Amfibol	4 örnekte 58 nokta analizi
Mafik Kümülatlar	24 adet	24 adet	Olivin	5 örnekte 118 nokta analizi
			Ortopiroksen	9 örnekte 93 nokta analizi
			Klinopiroksen	14 örnekte 417 nokta analizi
			Amfibol	15 örnekte 137 nokta analizi
Ultramafik Kümülatlar	3 adet	3 adet	Olivin	1 örnekte 28 nokta analizi
			Klinopiroksen	1 örnekte 11 nokta analizi
			Amfibol	1 örnekte 1 nokta analizi
Toplam	103 adet	103 adet	20 örnekte 924 adet nokta analizi	

4.3.1. Koçali Volkanik-Tortul Seri (Volkanikler)

Önceki bir çalışmada, yukarıda bahsedilen dört kesitten (Bulam-2, Tarasa, Korum-1 ve Korum-2) alınmış 24 adet volkanik kaya örneğinin ana, iz ve nadir toprak element içerikleri açısından analiz edilmiştir. Tarasa kesitinin içinde zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltı (E-MORB) ve diğer üç kesitte okyanus adası bazaltı (OIB) da olmak üzere iki farklı kökeni temsil eden volkanizmanın varlığı tespit edilmiştir (Varol ve ark., 2011).

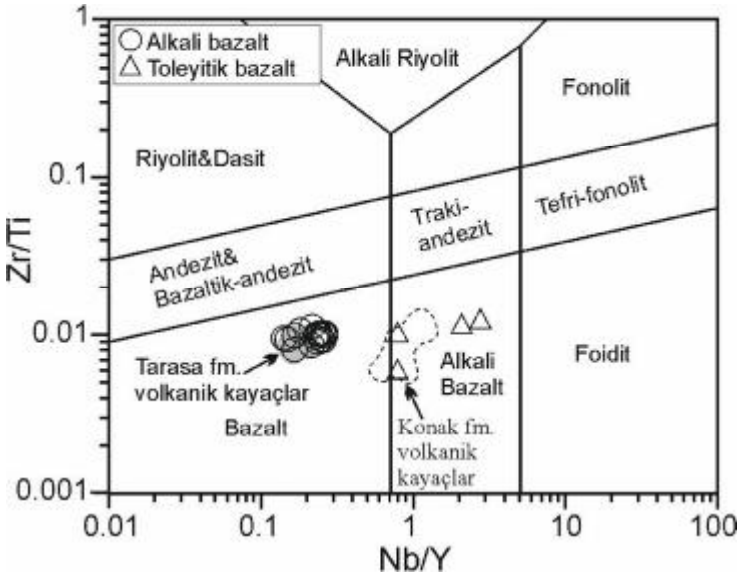
Bu çalışmalardan inceleme alanı içerisinde geniş yayılımlar sunan birimin birkaç farklı yerinden alınmış 38 adet volkanik kaya örneği analiz edilmiştir (Ek-1a,c). Tarasa formasyonunda ki örnekler; tip alanında (Tarasa çay), Koçali köyünün güney ve güneybatısından alınarak analiz edilmiştir (Şekil 4.52). Konak Formasyonuna ait örnekler ise tip alanının yakın batısı ile Tarasa çayının kuzey doğusundan alınarak analiz edilmiştir. Konak formasyonuna ait volkanikler çok altere olmasından dolayı göreceli olarak az sayıda örnek analiz edilebilmiştir.

Petrografik analizi gerçekleştirilen örneklerde alterasyona bağlı ikincil mineral gelişimleri daha önceki bölümlerde detaylı bir şekilde anlatılmıştır. Alterasyona bağlı olarak bazı ana ve iz elementlerin hareketliliği birçok çalışmada kanıtlandığından dolayı, volkanik kayaların jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin ortaya konmasında özellikle iz elementlerin kullanılması bir çok araştırıcı tarafından tavsiye edilmektedir (Floyd & Winchester, 1978; Pearce & Cann, 1973; Thompson, 1991).



Şekil 4.52. Bu çalışma sırasında jeokimyasal olarak analiz edilmiş volkanik kaya örneklerinin lokasyonu. Örnekler, Geç Triyas yaşlı Tarasa formasyonu (çoğunluğu) ile Konak formasyonunun Geç Triyas-Erken Jura aralığından alınmıştır (E-MORB: Zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltı; OIB Okyanus adası bazalt). Kimyasal verilerin analizleri için Ek-1a-c'ye bakınız.

Pearce (1996) tarafından geliştirilen Zr/Ti'a karşı Nb/Y diyagramında Koçali volkanik-tortul istifi içerisinde ayırtedilen Tarasa ve Konak formasyonlarındaki volkaniklerin bazaltik bileşimde oldukları görülmektedir (Şekil 4.53).

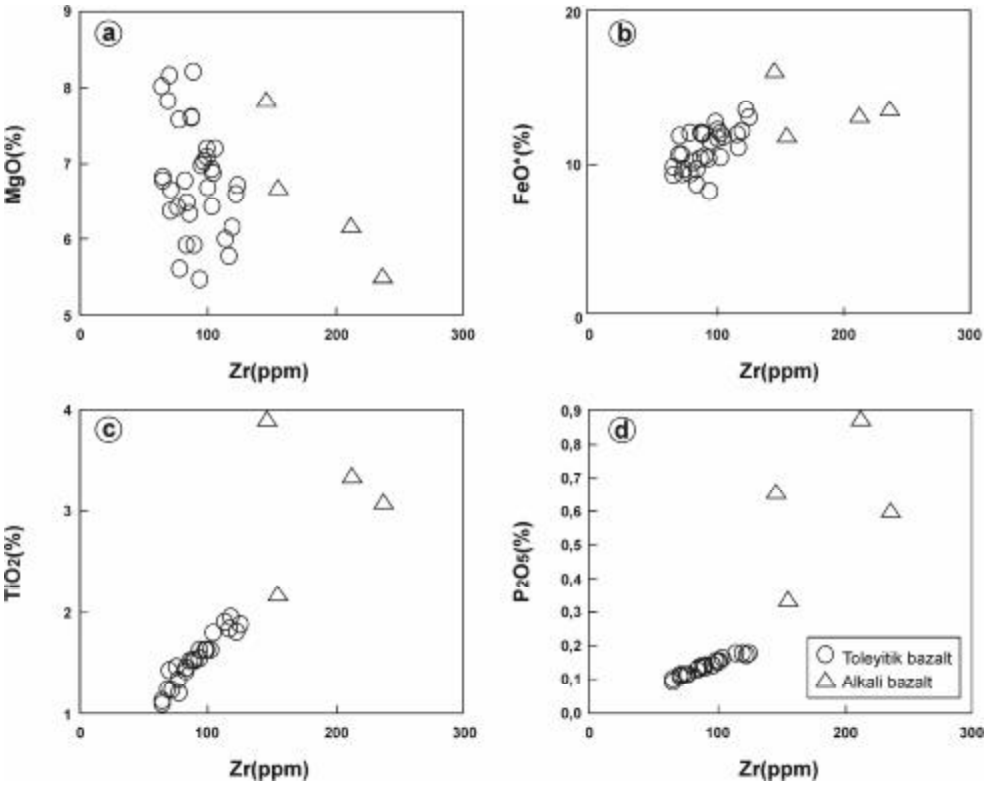


Şekil 4.53. Kayaç sınıflandırma diyagramı (Pearce 1996). Örnek yerleri için Şekil 4.52'ye ve analizler için Ek 1a-c'ye bakınız (Varol ve ark., 2011'in önceden yayınlanmış verileri gölgeli ve gölgeli olmayan alanlarla temsil edilmiştir).

Tarasa ve Konak formasyonlarından alınan 34 adet bazalt bileşimli kayanın toleyitik magmadan ve yine Konak formasyonundan alınan 4 adet bazalt bileşimli kayanın ise alkali magmadan itibaren türedikleri Şekil 4.53'te görülmektedir. Tarasa ve Konak formasyonlarına ait volkaniklerde gerçekleştirilen önceki çalışmalardan Varol ve ark. (2011) bakıldığında; Tarasa formasyonuna ait volkanikler bakımından genel bir uyumluluk görülmekle birlikte, Konak formasyonundaki volkaniklerin hem alkali hem de toleyitik magma karakterinde olduğu görülmektedir (Varol ve ark., 2011).

Tarasa (toleyitik bazalt) ve Konak (toleyitik-alkali bazalt) formasyonlarına ait volkaniklerin Zr'a karşı ana element oksitlerinin davranışını belirlemek amacıyla Harker diyagramları hazırlanmıştır. Bu diyagramlardaki değişimler kayaçların oluşumu sırasında etkili olan çeşitli süreçler sonucu gelişmektedir. Bu süreçler, fraksiyonel kristalleşme, kısmi ergime, magma karışımı ve

kontaminasyon şeklinde olabilmektedir. Harker diyagramları ile fraksiyonel kristalleşme sonucu magmada meydana gelen değişimler izlenebilmektedir. Kristalleşen minerallerin magmadan devamlı ayrılması ile magmanın bileşimi de sürekli değişir. Zr'daki artışla birlikte, ana oksitlerde meydana gelen değişimler Şekil 4.54'te gözlenmektedir. Diyagramlarda da görüldüğü üzere Zr'daki artışla birlikte FeO*, TiO_2 ve P_2O_5 'de artış izlenirken, MgO'te bir azalma eğilimi görülmektedir (Şekil 4.54). Bu şekildeki, pozitif ve negatif korelasyonlar fraksiyonel kristallenme süreci ile açıklanabilir.



Şekil 4.54. Tarasa ve Konak formasyonlarına ait toleyitik-alkali bileşimli bazaltların ana element oksitlerinin Zr'a göre değişim diyagramı.

Toleyitik bazaltlardan alkali bazaltlara doğru, artan Zr içeriği ile birlikte FeO* ve TiO_2' deki artışlar piroksen ve demir–titan oksit minerallerinin

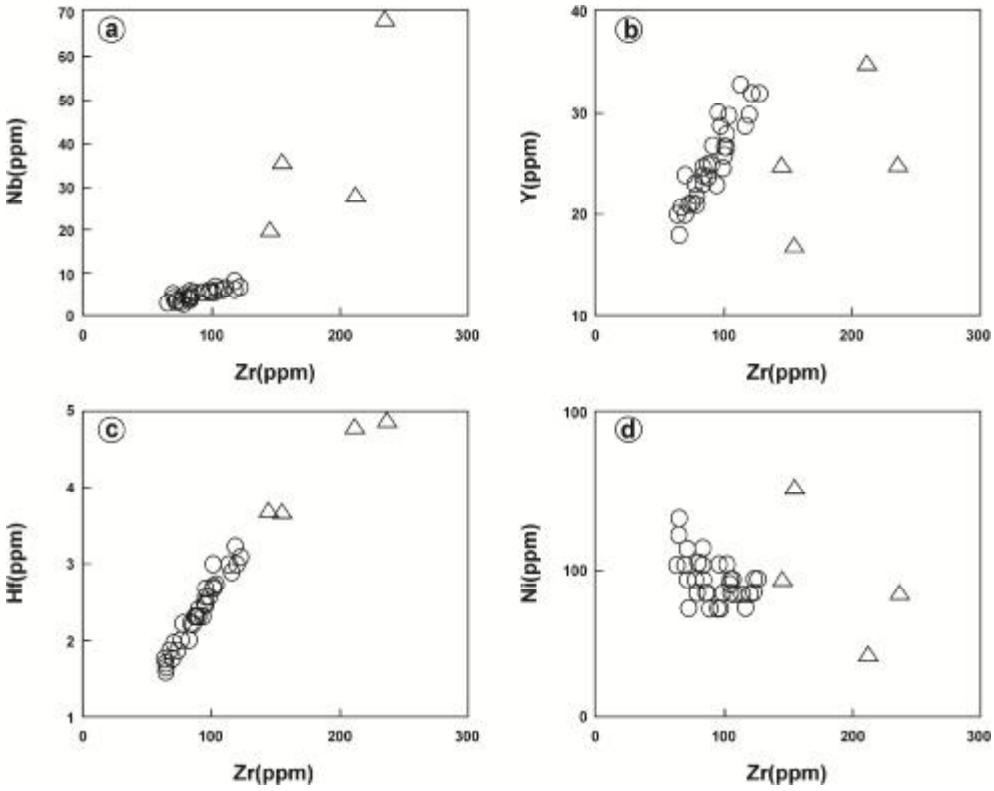
fraksiyonlanmasına; P_2O_5 içeriğindeki artış ise apatit ve zirkon fraksiyonlanmasından kaynaklanmaktadır. Artan Zr içeriği karşın MgO içeriğindeki azalma klinopiroksen fraksiyonlanması ile açıklanabilir (Şekil 4.54).

Ana oksit elementler bozunmaya karşı duraysız olduklarından, bozunmadan dolayı bazen fakirleşme gösterebileceği gibi bazen de zenginleşme gösterebilmektedir. Bu nedenle sadece ana elementlere bağlı olarak magmatik kayaçların köken yorumuna gidilmesi sakıncalıdır. İz elementler bozunmaya karşı daha duraylı olduklarından iz elementlerin Zr ile değişimini incelemek gerekir. Alterasyona karşı dirençli olan Zr elementinin Nb, Y, Hf ve Ni gibi iz elementlere karşı değişimine bakıldığında, artan Zr değerine karşılık toleyitik bazaltlardan alkali bazaltlara doğru Nb, Y ve Hf elementlerinde artış izlenirken, Ni'de ise azalma eğilimi izlenmektedir (Şekil 4.55).

Y, Hf ve Nb magma evrimleşmesi sırasında benzer jeokimyasal davranış sergilemekte ve uyumsuz elementler olarak tanımlanmaktadırlar (Pearce ve Cann, 1973; Stern ve Elthon, 1979).

Zr ve Y magma evrimleşmesi sırasında birbirleriyle benzer jeokimyasal davranış sunmaktadır ve uyumsuz (incompatible) elementler olarak tanımlanmaktadırlar (Pearce ve Cann, 1973; Stern ve Elthon, 1979). Magma kristallenmesi esnasında kristalleşen gereçlerin magmadan ayrılması ile anılan bu elementler artık sıvı içerisinde yoğunlaşmaktadırlar. Bu olay nedeniyle her iki elementte birbirleriyle korele edildikleri zaman pozitif bir trend içerisinde oldukları görülmektedir (Şekil 4.55).

Ni elementinde gözlenen negatif değişim olivin-piroksen fraksiyonlaşmasını işaret etmektedir (Winchester ve Floyd,1977; Pearce ve Norry, 1979).



Şekil 4.55. Tarasa ve Konak formasyonlarına ait toleyitik-alkali bileşimli bazaltların bazı iz element içeriklerinin Zr içeriğine karşı değişim diyagramı.

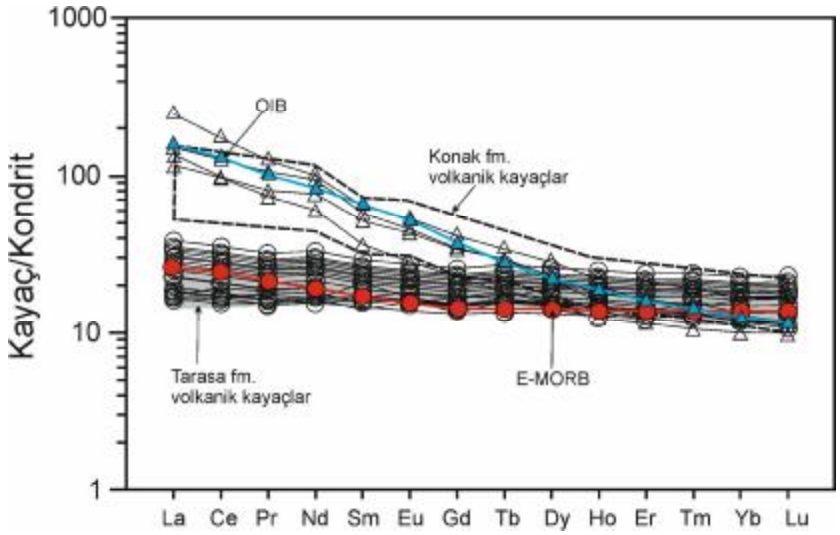
Volkanik kayaların kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element diyagramı Şekil 4.56'da sunulmaktadır. Ayrıca bu diyagram içerisinde Tarasa ve Konak formasyonlarına ait önceki çalışmalardaki veriler (Varol ve ark., 2011), zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltları (E-MORB) ve okyanus adası bazaltları (OIB)'na ait veriler de karşılaştırma yapmak amacıyla gösterilmektedir.

Tarasa ve Konak formasyonlarından derlenen toleyitik bileşimli volkanik kayaların nadir toprak element içerikleri kondrit değerlerine göre minimum 9,84 ile maksimum 253,16 arasında değişmektedir. Tarasa formasyonuna ait volkaniklerin genel olarak yatay-yataya yakın bir desen sunmalarına rağmen, hafif nadir toprak

elementlerinin (La, Ce, Pr, Nd, Sm) ağır nadir toprak elementlerine nazaran bir miktar zenginleşme sundukları görülmektedir [(La/Lu)N=0,95-2,09].

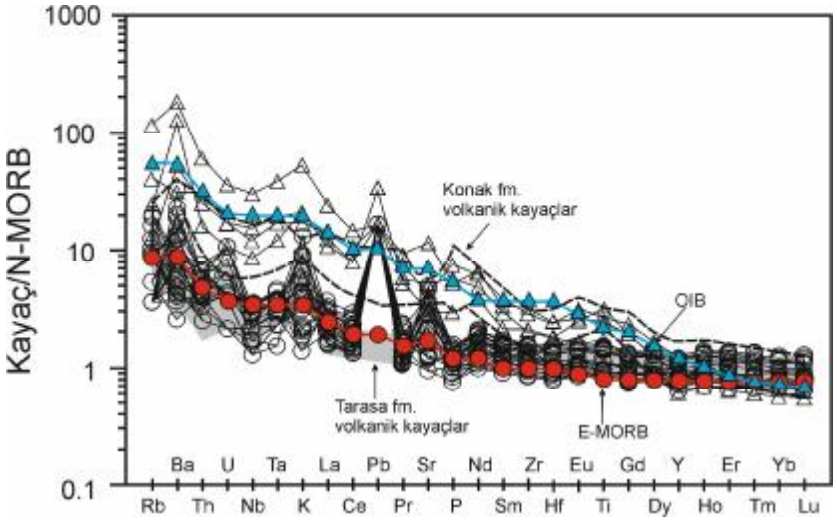
Konak formasyonundan derlenen alkali bileşimli volkanik kayaların nadir toprak element içerikleri kondrit değerlerine göre minimum 12,35 ile maksimum 28,69 arasında değişmektedir. Konak formasyonuna ait alkali volkaniklerin hafif nadir toprak elementlerinin (La, Ce, Pr, Nd, Sm) ağır nadir toprak elementlerine nazaran belirgin bir zenginleşme sundukları da görülmektedir [(La/Lu)N=8,48-22,97].

Bu tez çalışmasında ortaya konan yeni jeokimyasal verilerin nadir toprak elementleri bakımından Tarasa ve Konak formasyonlarında yapılan önceki çalışmalara genel bir benzerlik sundukları Şekil 4.56'da görülmektedir. Ayrıca verilerin zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltları (E-MORB) ve okyanus adası bazaltları (OIB) değerleri ile uyuştuğu görülmektedir (Şekil 4,56).



Şekil 4.56. Bazaltik kayaçların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı (Kondrit değerler; Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır).

Volkanik kayaların N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu-element diyagramı Şekil 4.57'de sunulmaktadır. Ayrıca bu diyagram içerisinde Tarasa ve Konak formasyonlarına ait önceki çalışmalardaki veriler (Varol ve ark., 2011), zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltları (E-MORB) ve okyanus adası bazaltları (OIB)'na ait veriler de karşılaştırma yapmak amacıyla gösterilmektedir. Hem Tarasa formasyonu hem de Konak formasyonuna ait veriler N-MORB'a göre bir zenginleşme sunmaktadırlar. Tarasa ve Konak formasyonunun toleyitik bileşimli volkanikleri E-MORB ile, Konak formasyonunun alkali bileşimli volkanikleri ise OIB ile benzerlik sunduğu açıkça görülmektedir.

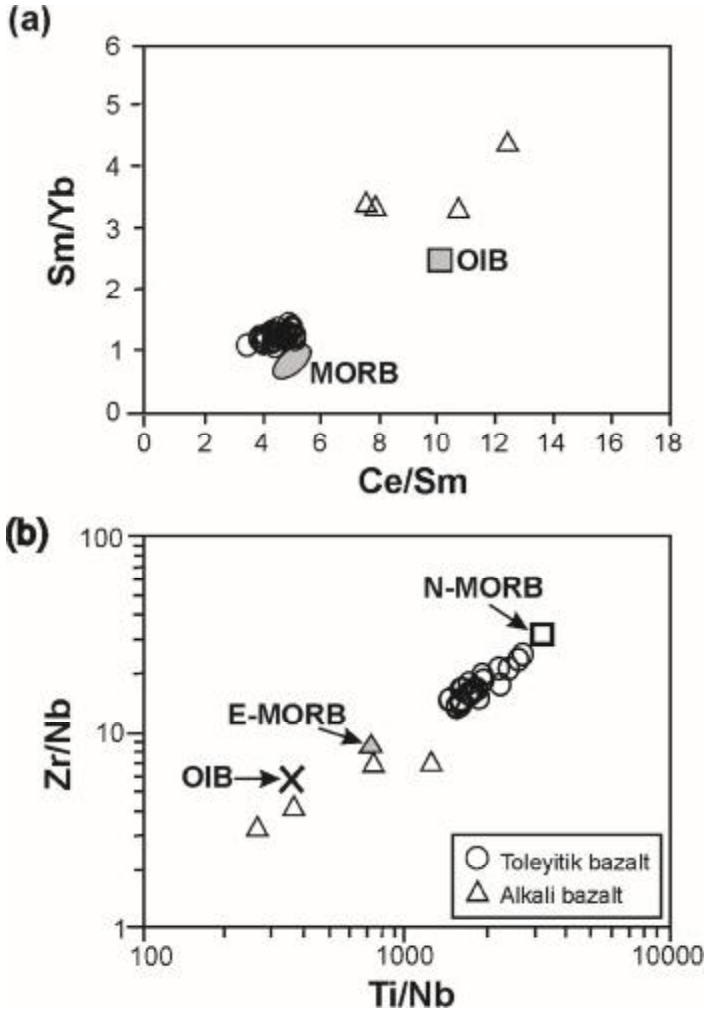


Şekil 4.57. Bazaltik kayaçların N-MORB (normal okyanus ortası sırtı bazalt)'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (normalleştirilen değerler Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır).

Sm/Yb'ye karşı Ce/Sm (a), Zr/Nb'ye karşı Ti/Nb (b) diyagramları Şekil 4.58'de sunulmaktadır. Bu diyagramlar manto kaynaklı bölgeleri birbirinden ayırmakta kullanılmaktadır. Yüksek Sm/Yb ve Ce/Sm oranları ile Konak formayonuna ait alkali bazaltlar OIB benzeri bir zenginleşmiş manto kaynağının ergimesini ifade ederken, düşük Sm/Yb ve Ce/Sm oranlarına sahip Tarasa ve

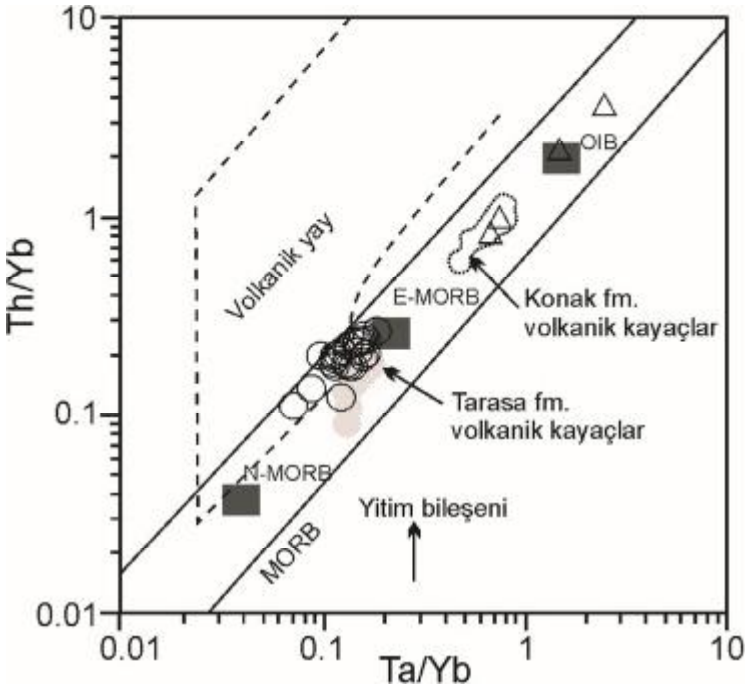
Konak formasyonlarına ait toleyitik bazaltlar ise daha fazla tüketilmiş MORB benzeri bir manto kaynağından türemişlerdir (Şekil 4.58a).

Yüksek Zr/Nb ve Ti/Nb oranlarına sahip Tarasa ve konak formasyonlarına ait toleyitik bazaltlar E-MORB ile N-MORB alanında yoğunlaşmışken, düşük Zr/Nb ve Ti/Nb içerikli Konak formayonuna ait alkali bazaltlar zenginleşmiş manto kaynağına yakınlık gösterdiği görülmektedir (Şekil 4.58b).



Şekil 4.58. (a) Sm/Yb'ye karşı Ce/Sm, (b) Zr/Nb'ye karşı Ti/Nb diyagramları (normalleştirilen değerler Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır).

Pearce (1982)'nin Ta/Yb'ye karşı Th/Yb diyagramı Şekil 4.59'da sunulmaktadır. Bu diyagramda tüketilmiş manto ve zenginleşmiş manto değerleri sol alt köşeden sağ üst köşeye doğru lineer bir hat boyunca dizilim göstermektedir. Yitim zonlarında gelişen yay magmatizmalarında ise Th zenginleşmesi nedeniyle lineer hattın yukarısına doğru bir yönelim söz konusudur. Tarasa ve Konak formasyonlarına ait toleyitk bazaltlar E-MORB alanında yoğunlaşmışken, Konak formasyonunun alkali bazaltları ise OIB alanına yakındır. (Şekil 4.59)



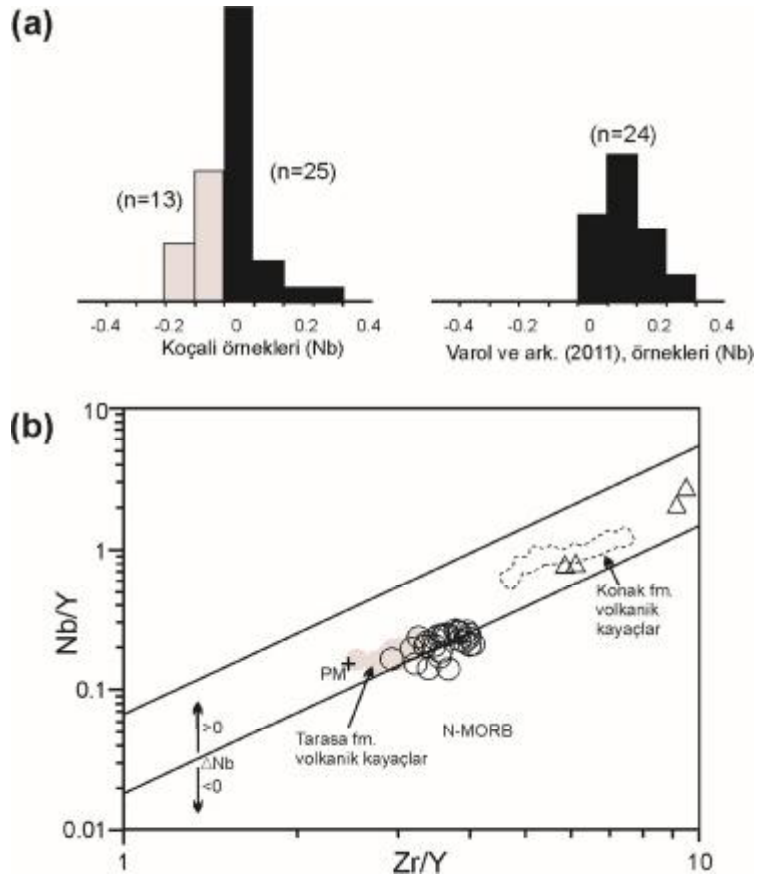
Şekil 4.59. Bazaltik kayaçlar için Ta/Yb'ye karşı Th/Yb diyagramı (Pearce 1982). Varol ve ark., (2011)'in kimyasal verileri alanlar olarak gösterilmiştir (normalleştirilen değerler Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır).

Toleyitik bileşimli volkaniklerin tüketilmiş manto değerlerinden sapma göstererek E-MORB değerlerine doğru bir yakınlaşma sunduğu görülmektedir. Bununla birlikte bir miktar yitim bileşeninin varlığını da işaret eden yukarı doğru bir hareketlenme söz konusudur (Şekil 4.59). Bölgenin bu dönemdeki jeodinamik

evriminde yay ya da yay-gerisi bir jeolojik ortam mevcut değildir. Yitim bileşeninin çok eski jeolojik dönemlerdeki (Pre-Kambriyen, pan-Afrikan orojenezi) yitimle ilişkili ergiyiklerin kıta-altı manto litosferini etkilemesi ile ilişkili olduğu düşünülmektedir.

Fitton (2007) tarafından geliştirilen logaritmik eksenler boyunca Nb/Y ve Zr/Y oranlarına dayalı diyagram Şekil 4.60'da sunulmaktadır. Diyagram okyanus ortası sırtı bazaltları ile bir zon boyunca dizilim sunan İzlanda'daki volkanik kayaçları birbirinden ayırmaktadır. İzlanda ülke olarak bilindiği üzere Orta Atlantik Sırtı üzerinde bulunmakta ve okyanus adası bazaltları (OIB) ile okyanus ortası sırtı bazaltları (N-MORB) arasında bir etkileşimi ifade etmektedir. İzlanda'ya ait örneklerin bir kısmı okyanus ortası sırtı bazaltları olup tüketilmiş manto ürünü olarak diyagramda düşük Nb/Y ve Zr/Y oranları temsil edilirler. Diğer örnekler ise zenginleşmiş mantonun düşük derece kısmi ergimesi ile oluşmuş olup diyagramda yüksek Nb/Y ve Zr/Y oranları ile temsil edilirler (Şekil 4.60). Her durumda İzlanda'da gözlenen volkanik kayaların zenginleşmiş ve tüketilmiş kaynak bileşenleri Nb bakımından N-MORB'dan daha zengindirler (Şekil 4.60). Diyagramdaki üst ve alt paralel çizgiler İzlanda'daki örneklerin üst ve alt limitlerini ifade etmektedir. Alt limit çizgisi aynı zamanda N-MORB ile İzlanda volkaniklerinin sınırını da tayin etmektedir. Fitton (1997) tarafından geliştirilen ΔNb değeri, bu referans çizgisine göre Nb fazlalığı veya eksikliğini de işaret etmektedir. $\Delta Nb = 1.74 + \log(Nb/Y) - 1.92 \log(Zr/Y)$ eşitliği ile hesaplanmaktadır. Fitton (2007) normal okyanus ortası sırtı bazaltlarının (N-MORB) $\Delta Nb < 0$; okyanus adası bazaltları (OIB) ve zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltların (E-MORB) ise $\Delta Nb > 0$ olduğunu ifade etmektedir. Tez çalışmasına ait örneklere bakıldığında Toleyitik bileşimler volkaniklerin hem pozitif (21 örnek) ΔNb ve hem de negatif (13 örnek) ΔNb değerine sahip oldukları görülmektedir. Konak alkali bileşimler ait volkaniklerin ise pozitif (4 örnek) ΔNb değerine sahip olduğu görülmektedir (Şekil 4.60). Buradan hareketle toleyitik bileşimli volkaniklerin E-MORB karakterinde, alkali bileşimli volkaniklerin ise okyanus adası bazalt

(OIB) karakterinde olduğu anlaşılmaktadır. Varol ve ark. (2011) çalışmasına ait örneklerin hepsinin ΔNb > 0 olduğunu görülmektedir. Buna göre hem OIB hem de E-MORB varlığından söz edilebilir.



Şekil 4.60. Bazaltik kayaçların ΔNb değerleri ve Zr/y Nb/y değişim diyagramı.

Şekil 4.60'da:

a) Okyanus adası bazaltının (OIB) normal okyanus-ortası sırtı bazaltından (N-MORB) sapmasının ifade edildiği ΔNb değerleri. Pozitif değerler Okyanus adası bazaltına (OIB) özgü zenginleşmiş bir bileşeni düşündürürken,

negatif değerler bir yitim bileşeninin göstergesidir (Fitton 2007'ye bakınız);

b) Tarasa biriminin ve üzerine gelen Konak biriminin bazaltlarının İzlanda bazaltının bileşimsel dizilimi üzerine gösterimi (Fitton 2007) Varol ve ark., 2011'ın önceden yayınlanmış verileri gölgeli ve gölgeli olmayan alanlarla temsil edilmiştir.

Bazaltik kayaçların kimyasal bileşimi, stratigrafik konuma ve yere göre değişkenlik gösterir. Tarasa Formasyonu, Koçali kasabası yakınında, bölgenin güneyinde iki ayrı yüzlekle temsil edilir. Koçali köyünün GD'sunda volkanik kayaçlar, gerek $\Delta Nb'si > 0$ gerekse $\Delta Nb'si < 0$ olan E-MORB tipi lavlarla sınırlıdır. Koçali'nin GB'sında $\Delta Nb'si > 0$ olan E-MORB tipi lavlar bulunur. Bu, aynı kesitin içinde hem görece tüketilmiş hem de zenginleşmiş bazaltların ara tabakalı olduğunu gösterir. Konak formasyonu içinde Koçali'nin kuzeybatısında ve kuzeydoğusunda, volkanik kayaçlar $\Delta Nb'si > 0$ ve $\Delta Nb'si < 0$ olan (Şekil 4.60a) hem E-MORB hem de OIB tipi lavlarla temsil edilir (Şekil 4.56, 4.57, 4.58, 4.59). Konak formasyonu içinde aynı bölgede OIB ve E-MORB'un bulunuşu (Şekil 4.52), magmanın, belki de farklılaşan rift-bağlantılı esneme ve nihai ferahlama ergimesine karşılık olarak üst mantonun farklı kesimlerinden beslendiğini düşündürür (Robertson ve ark., 2016b).

OIB'ların bir spinel peridotit mantosunun düşük dereceli ergimesini belirlediği yorumu yapılmıştır. E-MORB'un potansiyel olarak bileşimleri benzer bir üst mantonun daha yüksek kısmi ergime derecelerinin ürünü olarak açıklanmıştır. OIB'lar ve E-MORB'lar ilkesel olarak ya bir rift ya da okyanus adası ortamı ile tutarlıdır. Bir rift ortamında OIB'lar ve E-MORB'lar üst mantonun içinde bir manto sorgucunun varlığı ya da basit bir şekilde zenginleşmiş "damlalar" veya "şeritler"in bulunuşuyla açıklanabilir (Fitton 2007). Magmatik jeokimya verileri ile yalnız başına alternatif riftli ve okyanus denizaltı dağı ortamı arasında bir ayrım, herhangi bir yorum ara tabakalı ve üzerleyen tortul kayaçların dikkate

alınmasını gerektirdiğinden dolayı yapılamaz; bunlar yukarıda tartışıldığı gibi riftli bir kenar ortamı ile tutarlıdır (Robertson ve ark., 2016b).

4.3.2.Koçali Ofiyolitinin Jeokimyası

Koçali ofiyolitinin oluştuğu petro-tektonik ortamı tayin etmek amacıyla tektonitler, ultramafik ve mafik kümülatlar, levha dayk kompleksi ve tekil (gabro-diyabaz) dayklardan alınan (Şekil 4.61) örnekler üzerinde ana-iz (major-trace) ve Nadir Toprak Elementleri (REE) analizleri yapılmıştır.

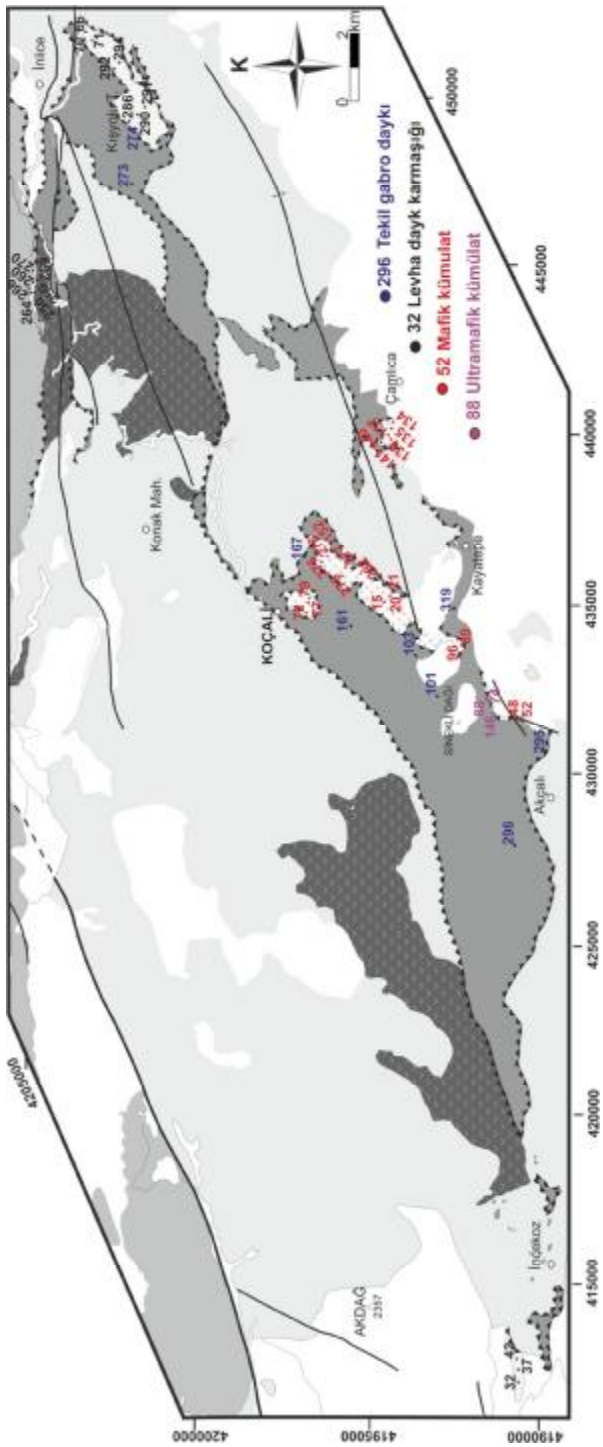
4.3.2.1. Kümülatlar

4.3.2.1.(1). Ultramafik-Mafik Kümülatların Ana-İz Element ve Nadir Toprak Element Jeokimyası

İnceleme alanı boyunca geniş yüzeylemeler sunan mafik kümülatlara ait farklı alanlardan alınmış 24 adet gabro/olivinli gabro örneği analiz edilmiştir (Şekil 4.61). Dar alanlarda izlenebilen ultramafik kümülatlardan ise 3 adet verlit örneği analiz edilmiştir. Koçali ofiyolitinde gözlenen kümülat kayaçlara ait 27 adet örneğin ana-iz ve nadir toprak element içerikleri Ek-2a-c'de verilmektedir.

Mafik kümülatlarda ateşte kayıp (LOI) değerleri % 1,00-4,30 aralığındayken, ultramafik kümülatlarda bu değerlerin % 7,95'e ulaşması özellikle ultramafik kayaçlardaki serpantinleşmenin varlığını işaret etmektedir. Mafik kümülatlarda ki LOI değerlerinin çok yüksek olmaması da alterasyondan fazla etkilenmediklerini göstermektedir. Mafik kümülatların petrografik incelemelerinde klorit ve kalsit gibi minerallerin ortaya çıkmasından da anlaşılacağı üzere değişik mineral fazlarında düşük dereceli ikincil alterasyonun varlığı gözlenmiştir (Ek-2a).

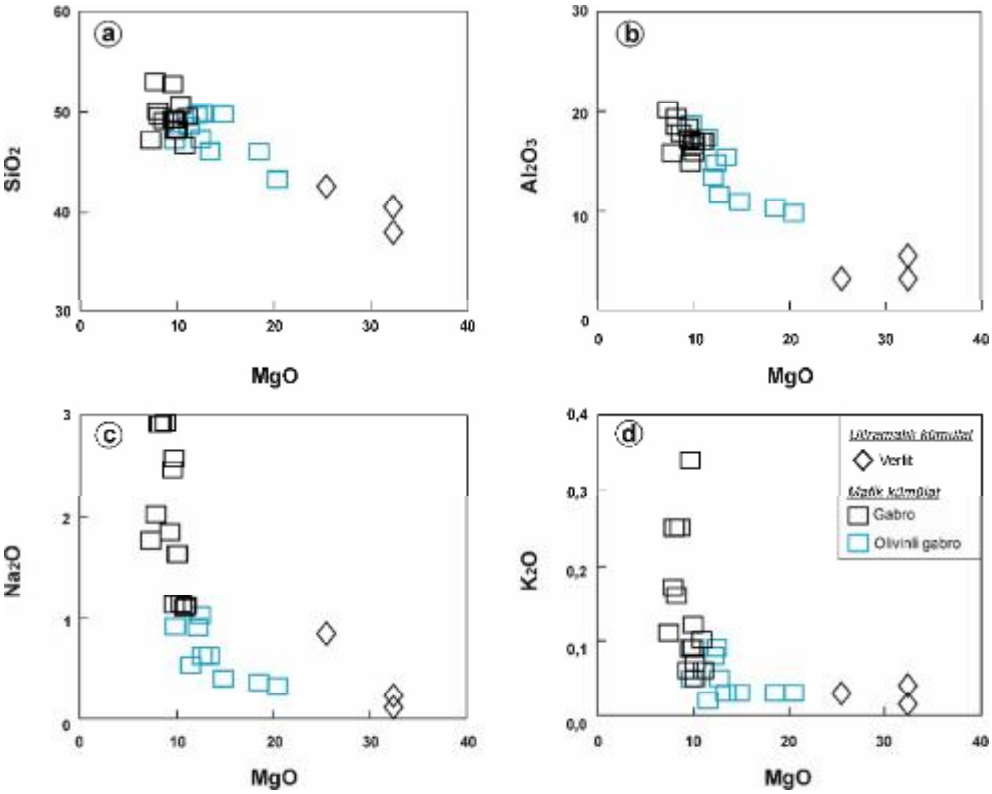
Ayrıca mafik kümülat kayaçlar ada-yayı toleyitlerine göre yüksek MgO (7,42–20,42 wt.%) ve düşük TiO_2 (0.01–0.54 wt.%) içeriğiyle dikkat çekmektedir (Ek-2a).



Şekil 4.61. Koçali ofiyolitindeki jeokimyasal analizi yapılmış örnek yerlerinin dağılımı.

Kümülat kayaçlarda ki kimyasal farklılıklar, kümülüs kristallerin magmanın soğuma süreçleri içerisinde sürekli olarak kristallenip interkümülüs materyalden ayrılması ile denetlenmektedir. Bu nedenle, kümülat kayaçların taban kesimlerinde MgO bakımından zengin CaO ve Al_2O_3 bakımından fakir ultramafik kümülatlar yer almaktadır.

Koçali ofiyolitinde gözlenen mafik ve ultramafik kümülat kayaçların ana element içeriklerinin MgO'e karşı değişiminin incelendiği Harker diyagramı Şekil 4.62'de verilmektedir.



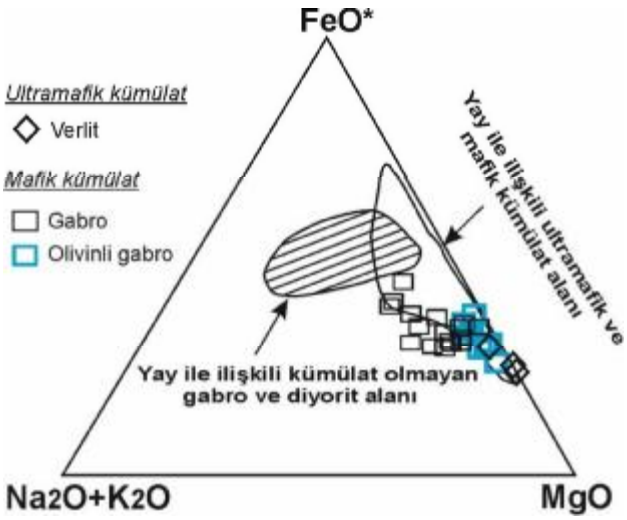
Şekil 4.62. Koçali ofiyolitine ait mafik ve ultramafik kayaçların ana element oksitlerinin MgO'e göre değişim diyagramı.

SiO_2, Al_2O_3, Na_2O ve K_2O içeriklerinde genel olarak artan MgO'e göre mafik kümülatlardan ultramafik kümülatlara doğru negatif bir trend izlenmektedir

(Şekil 4.62). Ayrıca mafik kümülatlarda ki gabrolardan olivinli gabrolara doğru olan azalma trendi açıkça izlenebilmektedir. Ultramafik kümülatlardan mafik kümülat kayaçlara gidildikçe Al_2O_3 içeriklerindeki artma; magma odasındaki kristallenmede kalsik plajiyoklas varlığını göstermektedir. Genel olarak MgO'çe zengin kayaçlardan Al_2O_3 'çe zengin kayaçlara doğru geçiş olduğu gözlenmekte, magma odasındaki fraksiyonel kristallenmeye bağlı olarak tabakalı magmatik kayaçlarda olivin, piroksen ve plajiyoklas kristallenmesini işaret etmektedir (Şekil 4.62).

Koçali ofiyolitinde gözlenen ultramafik ve mafik kümülatların ana elementlerine göre çizilen AFM diyagramında (Beard, 1986) ultramafik kümülatlardan mafik kümülatlara (olivinli gabrolardan da gabrolara) doğru MgO içeriğinde azalma ve FeO* içeriğinde ise zenginleşme göze çarpmaktatır. Her iki kaya grubuna ait örnekler okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan kümülat kayaçlarla yakın benzerlikler sunmaktadır (Şekil 4.63).

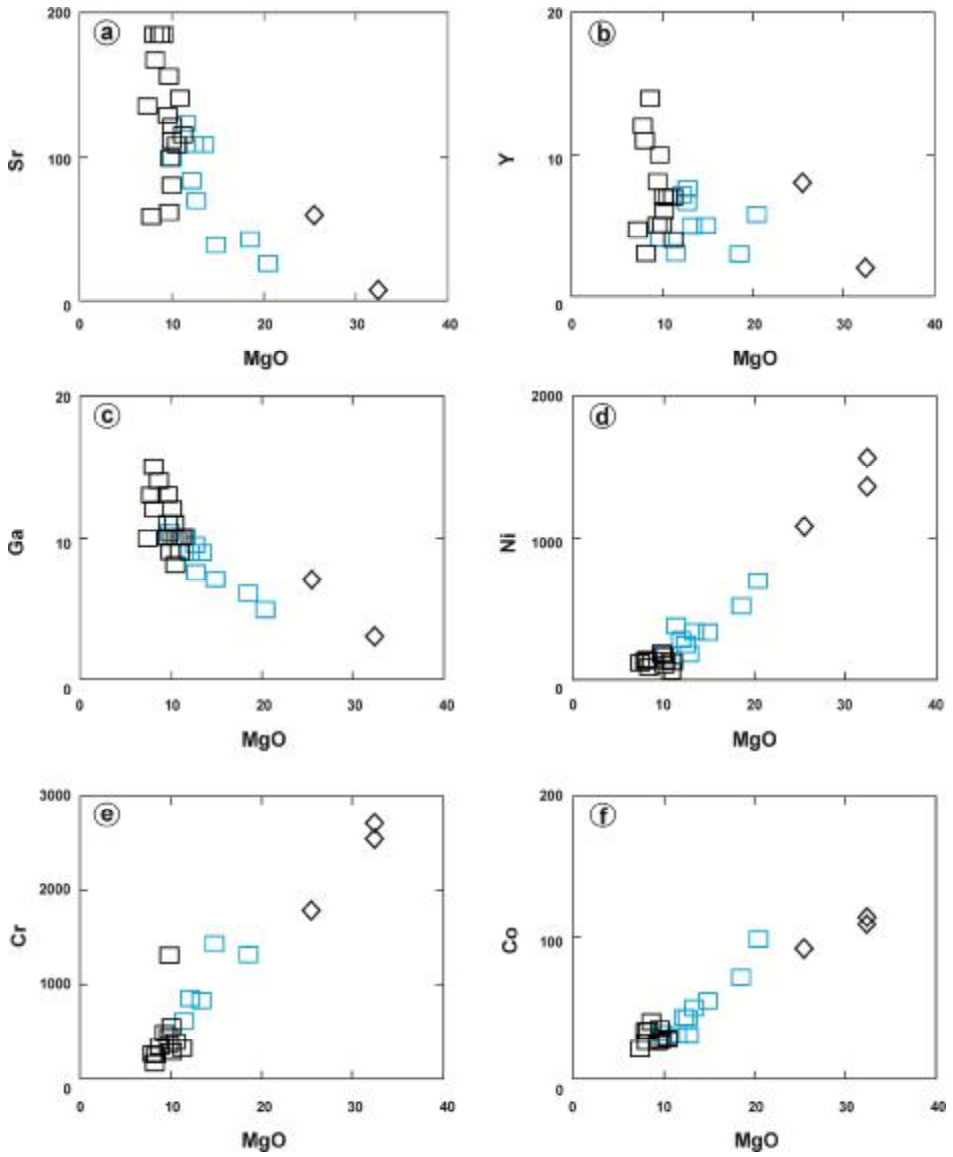
Koçali ofiyoliti mafik ve ultramafik kümülatlar kayaçlarının MgO'e karşı bazı iz elementlerinin değişimini gösteren diyagram Şekil 4.64'de verilmektedir.



Şekil 4.63. Koçali ofiyolitine ait mafik ve ultramafik kümülatların AFM diyagramı (Beard, 1986).

Ni, Cr ve Co içeriklerinde artan MgO içeriğine göre bir artma (Şekil 4.64d, e,f); Sr, Y ve Ga oranlarında bir azalma görülmektedir (Şekil 4.64a,b,c). Bu şekilde artan MgO içeriklerine karşı lineer bir artma veya azalma trendi fraksiyonel kristalleşme ile açıklanabilir. Ni, Co, ve Cr içeriklerinin genel olarak ultramafik kümülatlarda mafik kümülatlara nazaran daha yüksek olması olivin, spinel ve klinopiroksen fraksiyonlanmasına işaret etmektedir (Şekil 4.64d, e,f).

Şekil 4.64a'da açıkça görüldüğü üzere artan MgO içeriklerine karşı mafik kümülatlardan (olivinli gabrolardan da gabrolara) ultramafik kümülatlara doğru Sr içeriğinde ki azalma trendi, kümülatlardaki plajiyoklas içeriğinden kaynaklanmaktadır (Grove ve Baker, 1984; Beard, 1986; Bağcı, 2004'ten).

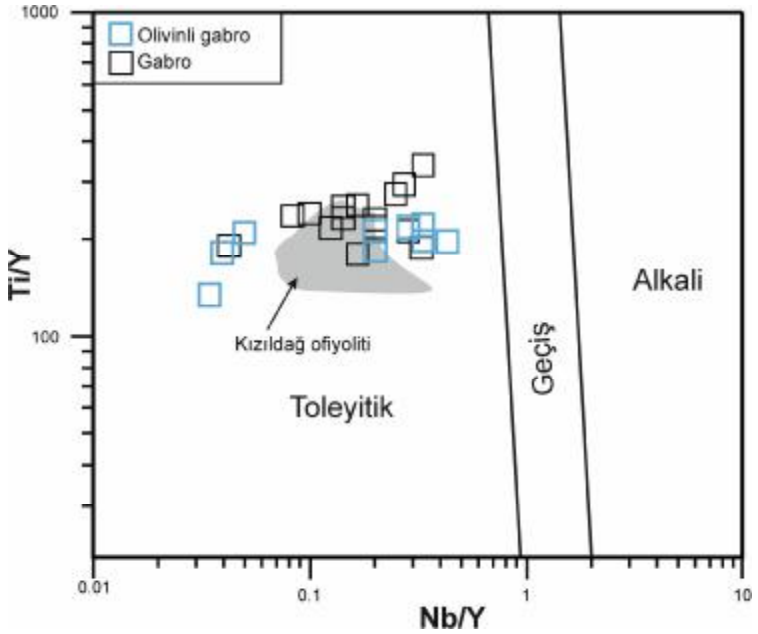


Şekil 4.64. Kömürhan ofiyolitinde gözlenen mafik ve ultramafik kümülatlara ait kayaçların bazı iz element içeriklerinin MgO içeriğine karşı değişim diyagramı (Analizler için EK-2a'ya bakınız).

Ayrıca kümülat kayaçların Nb, Zr ve Y gibi kalıcılığı yüksek (incompatible) element konsantrasyonları açısından fakir olmaları, bu elementlerin magma kristalleşmesi esnasında kalıntı sıvıda kalmayı tercih ettikleri bilindiğinden (Pearce

ve Cann, 1973; Stern ve Elthon, 1979; Rızaoğlu, 2006'dan) kümülat kayaçlarda interkümülüs materyalin kümülüs kristallerden daha az miktarda olduğu sonucunu işaret etmektedir (Şekil 4.64b,d).

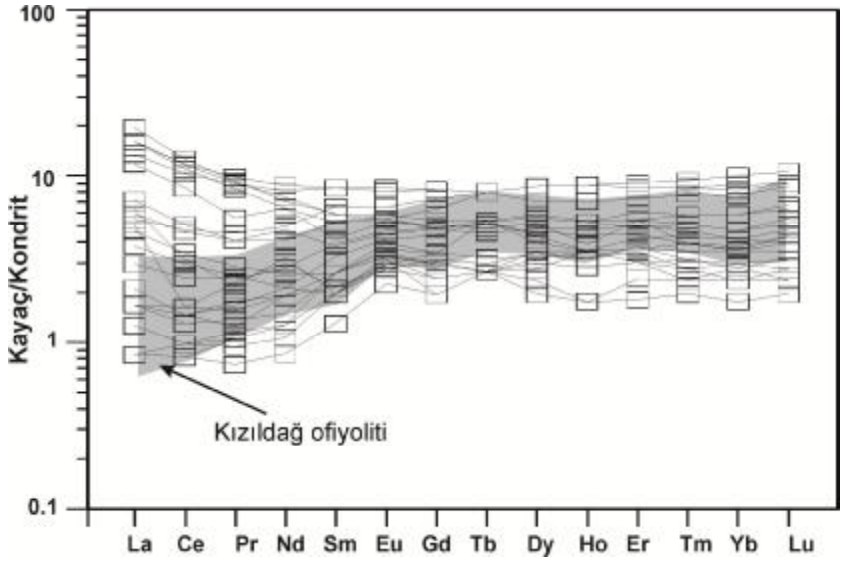
Koçali ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlarının Nb/Y oranının Ti/Y oranına göre değişiminin incelendiği Winchester ve Floyd (1977) tarafından geliştirilen diyagramda, birimden derlenen örneklerin tamamı toleyitik alanında yer almaktadır ve Kızıldağ ofiyolitinin boninitik gabrolarıyla benzerlik sunmaktadır (Şekil 4.65).



Şekil 4.65. Koçali ofiyolitindeki mafik kümülatların Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977; Kızıldağ ofiyolitinin boninitik gabrolarına ait veriler Bağcı ver ark., 2008'den).

Koçali ofiyolitinde gözlenen mafik kümülatların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramında mafik kümülatlar Kızıldağ ofiyolitine ait boninitik gabrolar ile birlikte değerlendirilmiş ve benzer oldukları gözlenmiştir (Şekil 4.66). Bu diyagramda kümülat kayaç örnekleri (4 örnek hariç)

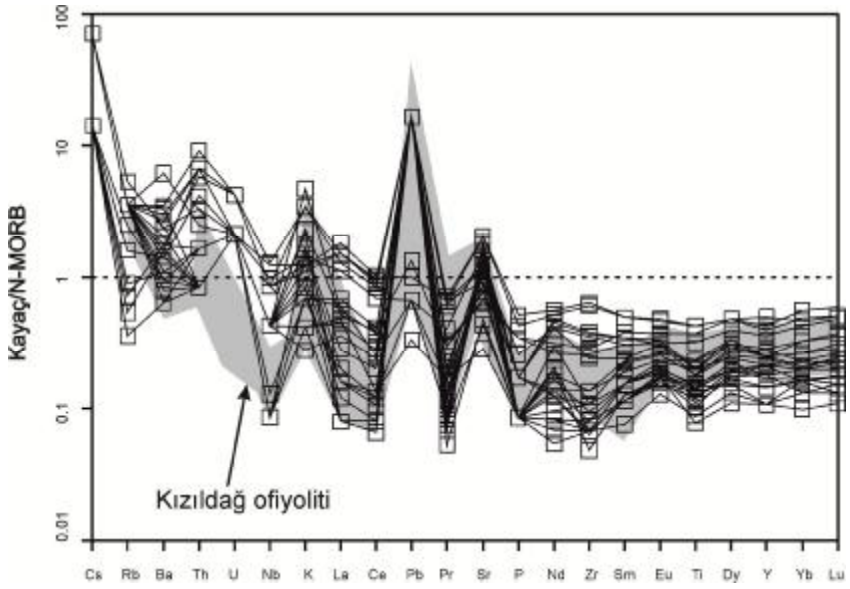
boninitlere özgü kaşık şekilli (La/Sm_N=1,46 ve Sm/Yb_N=0.85) nadir toprak element deseni sunmaktadırlar. Özellikle hafif nadir toprak elementleri (LREE) bakımından ada-yayı toleyitlerine göre daha çok tüketilmiş oldukları görülmektedir (Şekil 4.66).



Şekil 4.66. Koçali ofiyolitinde gözlenen mafik kümülatların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı (Analizler için EK-2c'ye bakınız; Kondrit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır; Kızıldağ ofiyolitinin boninitik gabrolarına ait örnek analizleri Bağcı ve ark., 2008'den alınmıştır).

Koçali ofiyolitin mafik kümülat kayaçları ile Kızıldağ ofiyolitinin boninitik karekterli gabro örneklerinin birlike değerlendirildiği N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı Şekil 4.67'de verilmiştir. Bu diyagramda mafik kümülatlar, Kızıldağ ofiyolitinin boninitik gabroları ile benzer şekilde, N-MORB'a göre HFS elementler bakımından ada-yayı toleyitlerine nazaran daha fazla tüketilme ve bazı LIL elementler bakımından (Rb, Ba, Th, K) zenginleşme, Sr ve Pb pozitif anomalisi, negatif Nb anomalisi göstermektedirler. LIL elementler açısından zenginleşme sonucu, dalma zonunda biriken duraysız elementler ergiyen

mantonun üst zonuna doğru akışkanlarca geçebilmekte ve akışkanlar ile birlikte yeni oluşan ürüne geçmektedirler. Zenginleşme gösteren elementler dalma zonuna ait, toleyitik çizgisine paralellik gösteren elementler ise manto kaynaklı olduğu sonucunu ortaya koymaktadır.



Şekil 4.67. Koçali ofiyolitine ait mafik kümülatların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır; Kızıldağ ofiyolitinin boninitik gabrolarına ait örnek analizleri Bağcı ve ark., 2008'den alınmıştır).

Örümcek diyagramında görülen bu özellikler ada-yayı volkanik dizilerindeki değerlerle benzerlik sunmaktadır. HFS elementlerdeki fakirleşme, bu elementlerin dalan levhadaki mineral fazlarında tutulması ile gerçekleşmektedir (McDonough, 1991).

Koçali ofiyolitine ait mafik kümülatların iz element içeriklerinden elde edilen sonuçlar, kayaçların okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluştuğunu, ada-yayı toleyitlerine nazaran N-MORB'a göre HFS elementler bakımından daha fazla tüketilme gösterdikleri ve boninitik eğilimli olduklarını ortaya koymuştur.

Bu tür boninitik kayaçların jeokimyasal özellikleri Batı Pasifik okyanusu Tersiyer boninitleri (İzu-Bonin Mariana yay önü) ve Fanerezoyik ofiyolitleri (Troodos, Bets Cove) ile benzer özellikler sunmaktadır. Yapılan çalışmalara göre boninitlerle ilgili petrojenetik şemalar, boninitik magmaların tüketilmiş olduğunu, refrakter peridotitin, hydrous sıvılar ile kısmi erime öncesi veya kısmi erime süresince LILE ve diğer bazı elementlerce (Si, Na, Zr) zenginleşerek boninitik magmaları oluşturduğunu göstermektedir (Bağcı, 2004).

4.3.2.1.(2). Ultramafik-Mafik Kümülatların Mineral Kimyası

Koçali ofiyolitinde gözlenen mafik kümülatlara ait 15 numunede olivin, klinopiroksen, ortopiroksen, plajiyoklas, amfibol; ultramafik kümülatlarda ise 1 numunede olivin, klinopiroksen, amfibol mineralleri üzerinde toplam 805 noktanın mineral kimyası analizleri yapılmıştır (Çizelge 4.2; Ek-3,4,5,6,7).

4.3.2.1.(2).(a). Olivin

Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülatlardaki olivin kompozisyonları Ek-3'de verilmektedir. Ofiyolit istifindeki ultramafik-mafik kümülatlardaki olivin kristallerinde merkezi ile kenarları arasında bir zonlanma gözlenmemektedir.

Mafik kümülat kayaçlarda gözlenen olivinler düşük SiO_2 (% 38.56-39.84), FeO (% 15.40-21.35), Cr_2O_3 (% 0-0.03), CaO (% 0.03-0.10) ve yüksek MgO (% 39.62-44.56) içeriği ile temsil edilmektedir (Ek-3). Olivinlerdeki Forsterit (Fo) içeriği % 76.79 ile % 83,76 arasında; Fayalit (Fa) içeriği ise % 16.24 ile % 23,21 arasında değişmektedir (Ek-3).

Ultramafik kayaçlarda gözlenen olivinler de düşük SiO_2 (% 40.08-40.62), FeO (% 12.76-13.26), Cr_2O_3 (% 0.001-0.084), CaO (% 0.053-0.199) ve yüksek MgO (% 45.80-47.02) içeriği ile temsil edilmektedir. Olivinlerdeki Forsterit (Fo) içeriği % 86.54, Fayalit (Fa) içeriği ise % 13.46'dır (Ek-3).

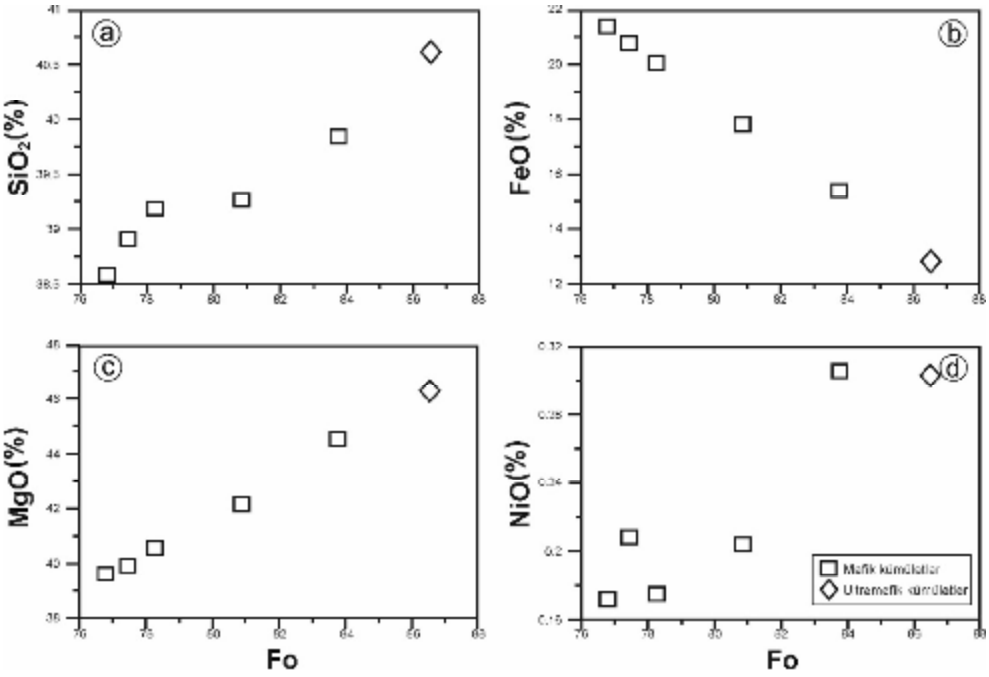
Çizelge 4.2. Koçali ofiyolitinin kümülat kayaç örneklerinde mineral kimyası analizleri yapılan minerallerin örneklere göre dağılımları (*ol:olivin; opx: ortopiroksen; cpx:klinopiroksen; Amf:amfibol; Plag:plajiyoklas; Ab: albit; Chr:kromit; Mag:magnetit; Ilm:ilmenit; Chl:klorit; Srp:serpantin; Grs:grossuler; Prh:prehnit; Zeol:zeolit*).

Örnek	**Kayaç**	**Ol**	**Opx**	**Cpx**	**Am**	**Pl**	**Ab**	**Chr**	**Mag**	**İlm**	**Chl**	**Srp**	**Grs**	**Prh**	**Zeo**
52	olivinli gabro	x	x	x	x	x			x						
77	olivinli gabro	x	x	x	x	x						x			
88	verlit	x		x	x			x					x		
89	gabro			x	x	x		x			x			x	
134	gabro			x	x	x			x	x	x			x	x
140	gabro			x	x	x									
141	gabro			x	x	x				x					
152	gabro			x	x	x			x	x	x				
275	olivinli gabro	x	x	x	x	x									
276	gabro		x	x	x	x									
277	olivinli gabro	x	x	x	x	x			x			x?			
278	olivinli gabro		x	x	x	x					x	x?			
282 ince t.	olivinli gabro		x	x	x	x				x					
282 kaba t.	gabro			x	x	x	x								
283	olivinli gabro	x	x	x	x	x					x	x			
284	gabro		x	x	x	x		x		x					

Ultramafik-mafik kümülatlardaki olivinlerin forsterit (Fo) içeriklerinin ana elementlerine göre değişimini gösteren diyagram incelendiğinde SiO_2, MgO ve NiO içerikleri artış göstermekte, FeO ise azalan bir trend sunmaktadır (Şekil 4.68). Ultramafıkten mafık kümülatlara doğru forsterit içeriğindeki azalma, kayaç grupları arasında önemli bileşimsel boşluk bulunmaması benzer magmadan itibaren fraksiyonlanmayı ve diferansiyasyonu işaret etmektedir (Spandler ve ark., 2003).

Ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki olivinlerin ana oksitlerinde gözlenen bu lineer artış ve azalışlar ile kompozisyonlar arasında önemli bir boşluk bulunmaması aynı magmadan itibaren fraksiyonel kristalleşme ile oluştuklarına

işaret etmektedir. FeO ve MgO içeriğindeki lineer trend ayrıca olivinlerin Fe ve Mg uç bileşenlerinden oluşan katı eriyik (solid-solution) şeklinde kristallenme süreçlerinin etkili olduğu izomorf dizi oluşturmasından kaynaklanmaktadır (Şekil 4.68).



Şekil 4.68. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki olivinlerin bazı ana element oksitlerinin MgO'e göre değişim diyagramı.

Koçali ofiyolitinde gözlenen kümülat kayaçlardaki olivinlerin yüksek Mg içeriğine sahip olmasından dolayı okyanus ortası sırtlarda oluşan okyanusal kümülatlardan (Hébert, 1982, 1985; Elthon, 1987) farklılıklar, bazı doğu Akdeniz ofiyolitleri [Mersin ofiyoliti (Parlak, 1996; Parlak ve ark., 1996), Pozantı-Karsantı ofiyoliti (Parlak ve ark., 2000, 2002b), Kızıldağ ofiyoliti (Bağcı, 2004; Bağcı ve ark., 2005), Antalya ofiyoliti (Bağcı, 2004)] ve dünyanın çeşitli bölgelerinde bulunan yay ortamında okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan ofiyolitler [Troodos ofiyoliti (Hebert ve Laurent, 1990), Tonsina Kompleksi (De Bari ve

Coleman, 1989) Border Range ultramafik ve mafik kompleksi (Burns, 1985), Bay of Island ofiyoliti (Elthon ve ark., 1984)] ile de yakın benzerlikler sunmaktadır.

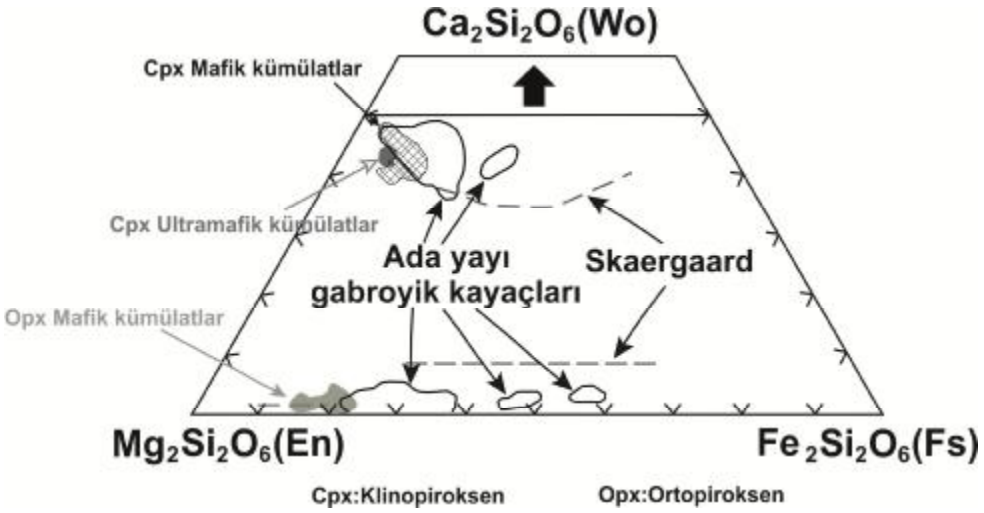
4.3.2.1.(2).(b). Klinopiroksen

Ultramafik-mafik kümülatlardaki klinopiroksenlerin mineral kimyası analiz sonuçları Ek-4'de verilmektedir.

Mafik kümülat kayaçlarda gözlenen klinopiroksenlerin SiO_2 içeriği % 52.17-54.61; TiO_2 içeriği % 0.03-0.59; Al_2O_3 içeriği % 0.46-2.19; MgO içeriği % 15.93-18.40; CaO içeriği % 20.33-24.44; MnO içeriği % 0.12-0.22; Cr_2O_3 içeriği % 0.03-0.65 arasında değişmektedir (Ek-4). Klinopiroksenlerin Mg numarası [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] 80.12-92.03 arasında değişmektedir (Ek-4). Klinopiroksenlerin Wollastonit (Wo), Enstatit (Ens) ve Ferrosillit (Frs) bileşenleri $Wo_{40.64-47.91}$; $Ens_{45.24-51.14}$; $Frs_{4.54-12.46}$ arasında değişmektedir (Ek-4).

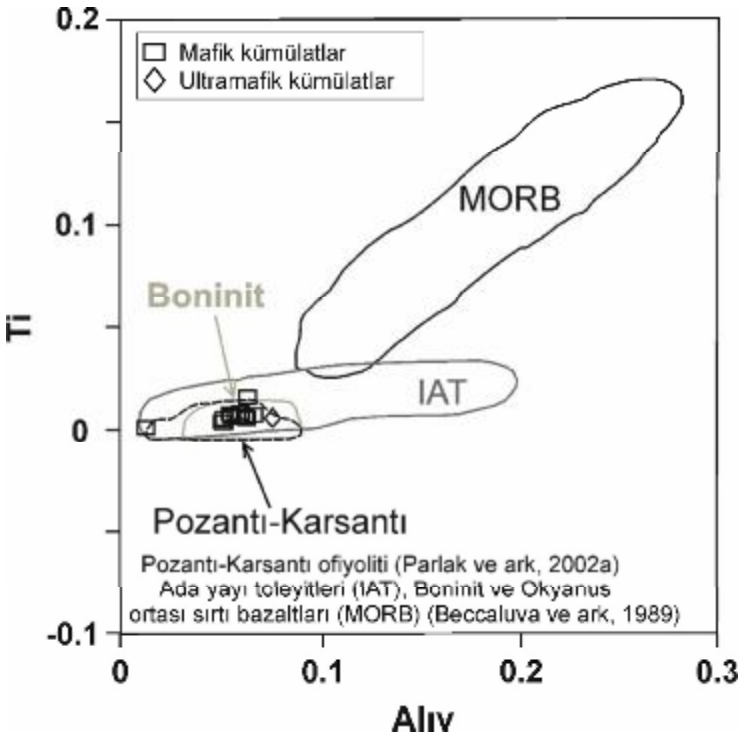
Ultramafik kümülat kayaçlarda gözlenen klinopiroksenlerin SiO_2 içeriği % 52.46-53.24; TiO_2 içeriği % 0.20-0.47; Al_2O_3 içeriği % 2.42-2.77; MgO içeriği % 17.56-18.22; CaO içeriği % 21.13-22.32; MnO içeriği % 0.12-0.18; Cr_2O_3 içeriği % 0.83-0.99 arasında değişmektedir (Ek-6). Klinopiroksenlerin Mg numarası [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] 88.72, klinopiroksenlerin Wollastonit (Wo), Enstatit (Ens) ve Ferrosillit (Frs) bileşenleri $Wo_{43.42}$, $Ens_{49.65}$, $Frs_{6.92}$ değerlerindedir (Ek-4).

Ultramafik-mafik kümülatlarda ki klinopiroksenlerin Burns (1985) tarafından ortaya konulan Wo-En-Fs sınıflandırma diyagramına bakıldığında klinopiroksenlerin ada-yayı gabroyik kayaçlarında gözlenen klinopiroksenlerle oldukça yakın benzerlikler sundukları ve diyopsit-ojit alanına yakın bir yere düştükleri görülmektedir (Şekil 4.69).



Şekil 4.69. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki klinopiroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagramındaki konumları (Burns, 1985).

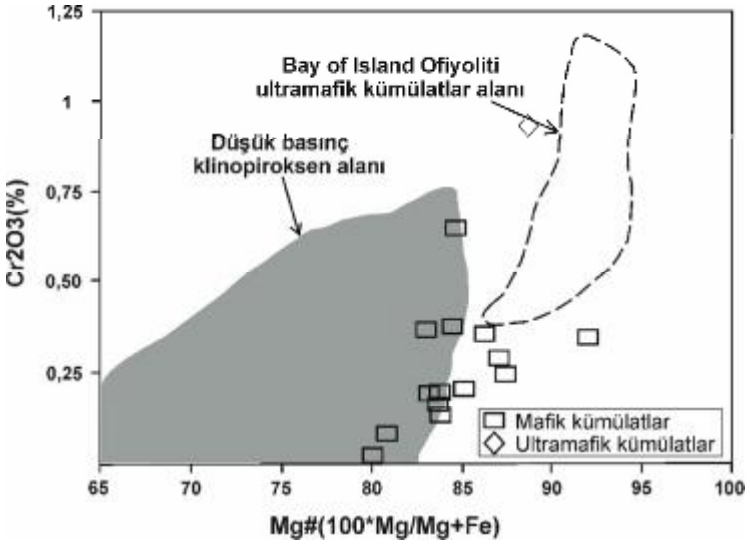
Beccaluva ve ark (1989) tarafından oluşturulan Al^{IV} elementinin Ti elementine göre değişiminin incelendiği diyagram okyanus ortası sırtında (MORB) ve ada-yayı toleyitik ortamında (IAT) oluşan ofiyolitik kayaçları birbirinden ayırmak için kullanılmaktadır (Şekil 4.70). Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlarda gözlenen klinopiroksenlerin tamamının ada-yayı toleyitleri içerisinde olduğu ve boninit alanına düştükleri izlenmektedir (Şekil 4.70). Klinopiroksenlerde ki düşük-Ti içeriği manto kaynağındaki tüketilme derecesini yansıtmaktadır (Pearce and Norry, 1979). Koçali ofiyolitinde ki ultramafık ve mafık kümülat kayaçlarda görülen klinopiroksenlerdeki düşük-Ti içeriği ofiyolit masifinin Ti-fakir magmadan oluştuklarını da işaret etmektedir.



Şekil 4.70. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki klinopiroksenlerin Al^{IV}-Ti değişim diyagramı (Beccaluva ve ark., 1989).

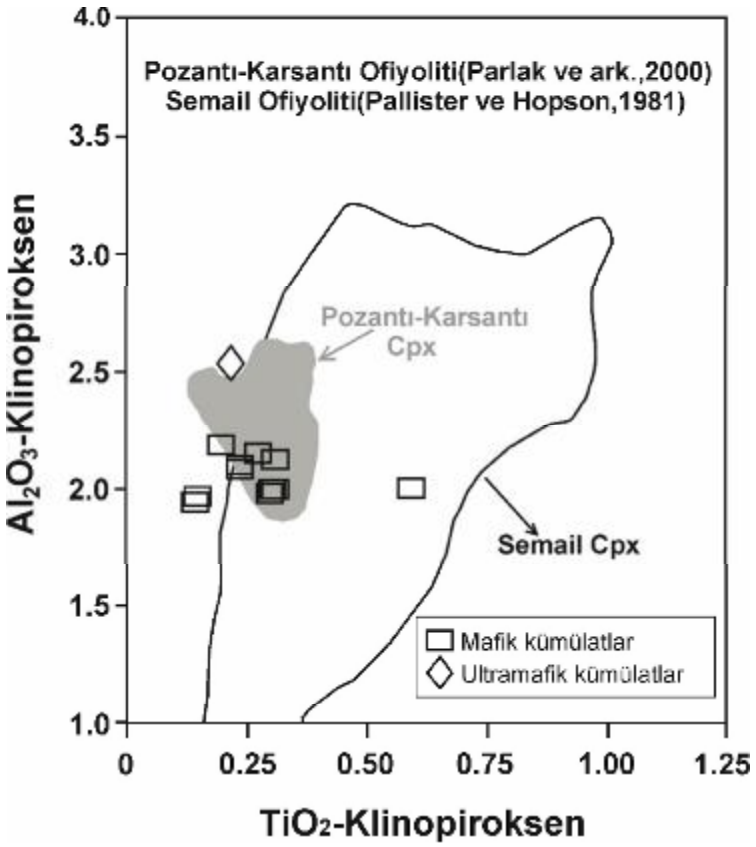
Koçali ofiyoliti ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki klinopiroksenlerin magnezyum numaralarının [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] Cr_2O_3 içeriği ile deneştirildiği basınç sınıflandırma diyagramında, ultramafik-mafik kümülatların artan Cr_2O_3 değerlerine karşı Mg numarasının (Mg#) da arttığı gözlenmekte, ultramafik kümülatlardan mafik kümülatlara doğru magmadaki Cr miktarında dereceli olarak fakirleşme olduğu izlenmektedir. Bu da klinopiroksen fraksiyonlanmasına işaret etmektedir. Aynı diyagramda yüksek basınç ve düşük basınç ortamında oluşan klinopiroksenlerde gösterilmiştir (Şekil 4.71). Bu diyagramda yüksek basınç ortamında oluşan klinopiroksenler Bay of Island ofiyoliti ultramafik kayaçlarından alınmış (Elthon ve diğ., 1982, 1984;), düşük basınç alanında oluşan klinopiroksenler ise teorik olarak hesaplanmıştır (Elthon,

1987; Bağcı, 2004'den). Koçali ofiyoliti ultramafik kümülatlardaki klinopiroksenlerin düşük basınç alanında olmadıkları daha ziyade yüksek basınç alanına yakın oldukları gözlenmektedir. Mafik kümülatlardaki klinopiroksenlerin ise düşük basınç ve yüksek basınç arasında geçişli oldukları görülmektedir (Şekil 4.71). Elthon (1987) yüksek TiO_2 ve Cr_2O_3 içeriğine sahip klinopiroksenlerin aynı zamanda yüksek Al_2O_3 içeriğine sahip olduğunu ve bu durumun yüksek basınç klinopiroksenlerinde gözlendiğini ifade etmiştir.



Şekil 4.71. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki klinopiroksen minerallerinin Mg# (100*Mg/Mg+Fe)- Cr_2O_3 değişim diyagramı.

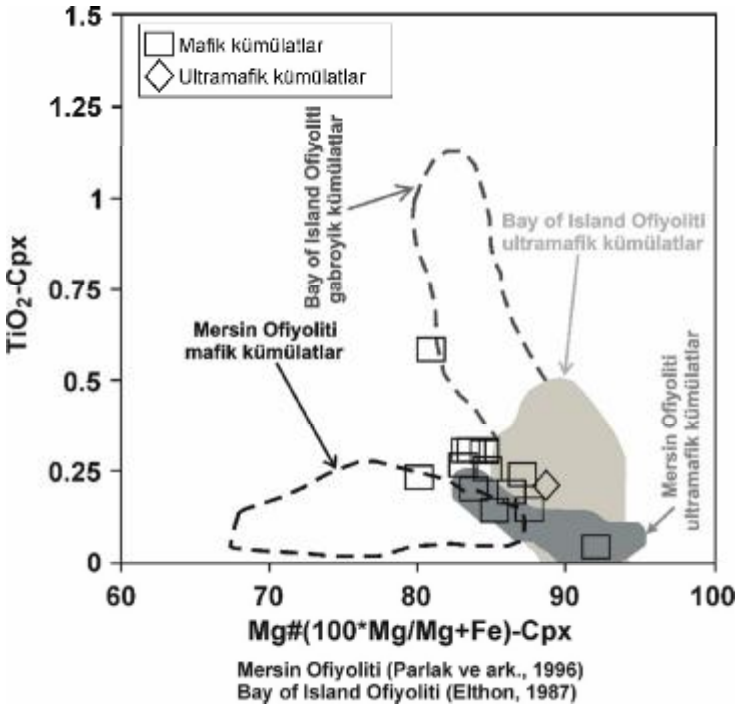
Ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki klinopiroksenlerin TiO_2 içeriklerinin Al_2O_3 içeriklerine göre değişimlerinin incelendiği diyagramda özellikle mafik kümülatlara ait örneklerin Semail ofiyoliti ve Pozantı-Karsantı ofiyolitlerine (Pallister ve Hopson, 1981) benzerlik gösterdiği ve daha düşük TiO_2 içeriklerine sahip oldukları, düşük basınçlı klinopiroksenler alanına düştükleri görülmektedir (Şekil 4.72). Ultramafik kümülatlardaki klinopiroksenler ise yüksek Al_2O_3 içeriğiyle düşük basınç alanının dışında kalmışlardır.



Şekil 4.72. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki klinopiroksenlerin TiO_2 içeriğine karşı Al_2O_3 içeriğinin değişim diyagramı.

Koçali ofiyolit ultramafik-mafik kümülatlarda gözlenen klinopiroksenlerin magnezyum numaralarının [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] TiO_2 içerikleri ile korelasyonunun yapıldığı diyagram Şekil 4.73'de verilmektedir. Klinopiroksenlerin Mg numaralan ile TiO_2 içerikleri arasında negatif bir korelasyon olduğu izlenmektedir. Klinopiroksenler oldukça düşük Ti içeriğine sahip olup Mersin ofiyolitinin mafik ve ultramafik kümülatları (Parlak ve ark.,1996) ile yakın benzerlikler sunmaktadırlar. Klinopiroksenlerdeki Ti içeriği soğuma hızıyla ilgili önemli bilgiler barındırmakta ve hızlı soğuma karşısında Ti konsantrasyonunda bir artış gözlenmektedir (Coish ve Taylor, 1979; Gamble ve Taylor, 1980; Elthon,

1987: Bağcı, 2004'ten). Bu olay göstermektedir ki Koçali ofiyolit masifindeki klinopiroksenler yavaş soğuma ürünleridir.



Şekil 4.73. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki klinopiroksen minerallerinin Mg# (100*Mg/Mg+Fe)-TiO_2 değişim diyagramı.

Önceden de belirtildiği gibi klinopiroksenlerdeki düşük-Ti içeriği manto kaynağının tüketilme derecesini yansıtmaktadır. Magma kaynağından kristalleşen klinopiroksenler, Koçali ofiyolitinde oldukça fakir Ti içeriklerine sahiptirler.

4.3.2.1.(2).(c). Ortopiroksen

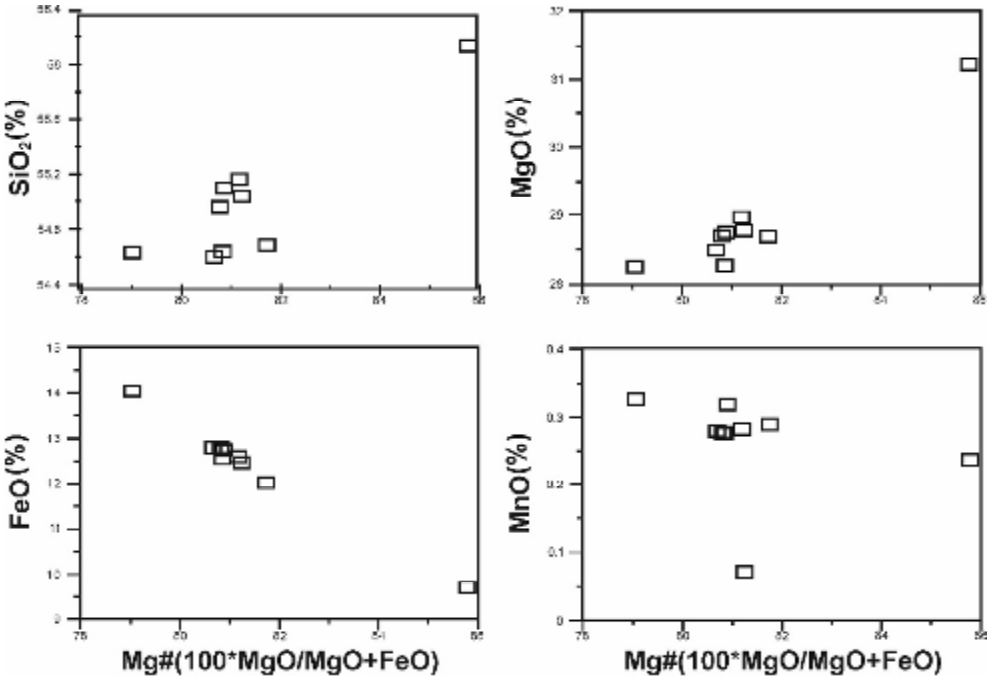
Koçali ofiyolitinin mafik kümülatlarında gözlenen ortopiroksenlerin mineral kimyası analizleri Ek-5'de verilmektedir. Ortopiroksenlerin SiO_2 içeriği % 54.61-56.14; TiO_2 içeriği % 0.09-0.19; Al_2O_3 içeriği % 1.05-2.23; MgO içeriği % 28.25-

31.24; CaO içeriği % 0.82-1.88; MnO içeriği % 0.07-0.33; Cr_2O_3 içeriği % 0.03-0.27 arasında değişmektedir (Ek-5). Ortopiroksenlerin Mg numarası [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] 79.05 ile 85.79 arasındadır (Ek-5). Ortopiroksenlerin Enstatit (Ens), Ferrosillit (Frs) ve Wollastonit (Wo) bileşenleri sırasıyla $En_{76.19-83.07}$, $Fs_{14.84-21.75}$, $Wo_{1.62-3.66}$ arasında değişmektedir.

Burns (1985) tarafından geliştirilen ve piroksenlerin sınıflandırılmasında kullanılan Wo-En-Fs üçgen diyagramında mafik kümülatlardaki ortopiroksenlerin klinoenstatit bileşiminde oldukları belirlenmiştir. (Şekil 4.69'a bakınız).

Mafik kümülatlarda gözlenen ortopiroksenlerin magnezyum numaraları [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] ile bazı ana element oksitlerinin birbirine göre değişimini gösteren diyagrama bakıldığında SiO_2 ve MgO içeriklerinin artan magnezyum numarası değerleri ile birlikte artarak pozitif bir korelasyon sunduğu; FeO ve MnO içeriklerinin ise bunun aksi bir durum sergileyerek artan magnezyum numaralarına karşılık azalma trendi sundukları gözlenmektedir (Şekil 4.74).

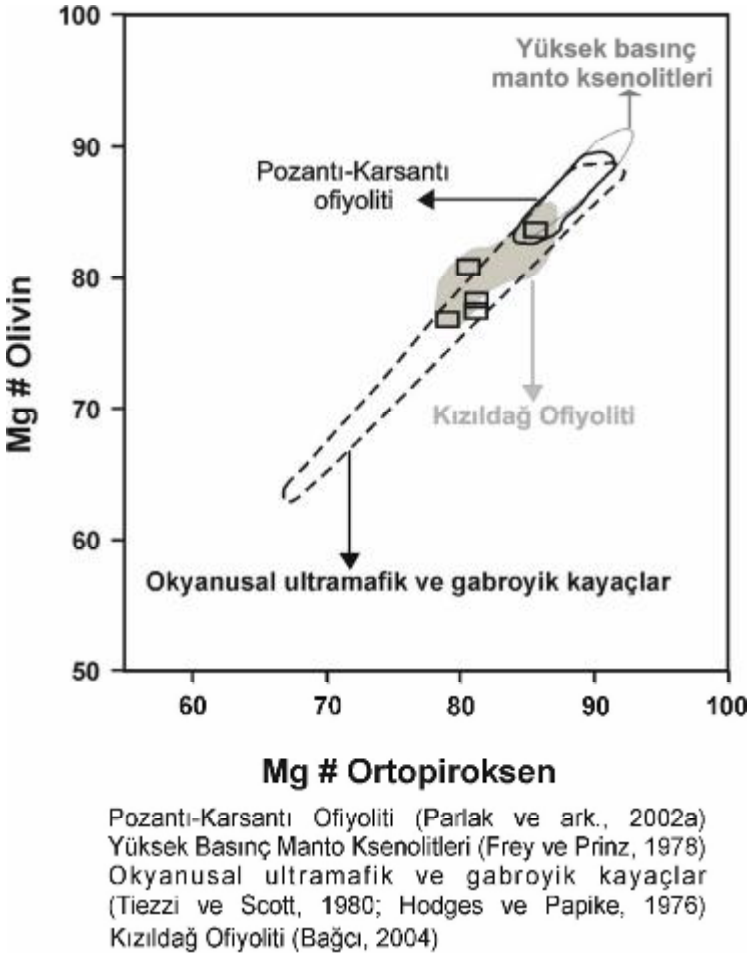
Ortopiroksenlerdeki yüksek magnezyum numarası [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] değerleri okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan bazı Doğu Akdeniz ofiyolitlerinde [Kızıldağ ofiyoliti (Bağcı, 2004 ve Bağcı ve ark., 2005), Pozantı-Karsantı ofiyoliti (Parlak ve ark., 2000, 2002b), Mersin ofiyoliti (Parlak, 1996; Parlak ve ark., 1996)] gözlenen ortopiroksenlerle yakın benzerlikler sunmaktadır.



Şekil 4.74. Koçali ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlardaki ortopiroksenlerin magnezyum numaraları [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] ile bazı ana element oksit içeriklerinin değişim diyagramı.

Mafik kümülat kayaçlarda ki olivinlerin ve ortopiroksenlerin magnezyum numaralarının [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] birbirine göre değişimlerinin gösterildiği diyagramda inceleme alanında yer alan mafik kümülat kayaçların tamamının okyanusal gabroyik kayaçlar alanına düşmekte ve Kızıldağ ofiyolitinin (Bağcı, 2004) yüksek magnezyum numaralı gabroyik kayaçlarıyla yakın benzerlik sunmaktadırlar (Şekil 4.75).

Piroksenlerdeki Al_2O_3 miktarı basınç ile doğru orantılı olarak artmaktadır (DeBari ve Coleman, 1989; Elthon, 1987). Koçali ofiyoliti mafik kümülat kayaçların ortopiroksen ve klinopiroksende ki Al_2O_3 miktarı genellikle düşük seviyelerde (ortopiroksenlerde % 1.05 ile 2.23 arasında; klinopiroksenlerde % 0.45 ile 2.52 arasında) olup mafik kümülatların düşük basınçlarda oluştuğuna işaret etmektedir.



Şekil 4.75. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki ortopiroksen ve olivinlerin magnezyum numaralarının [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] değişim diyagramı.

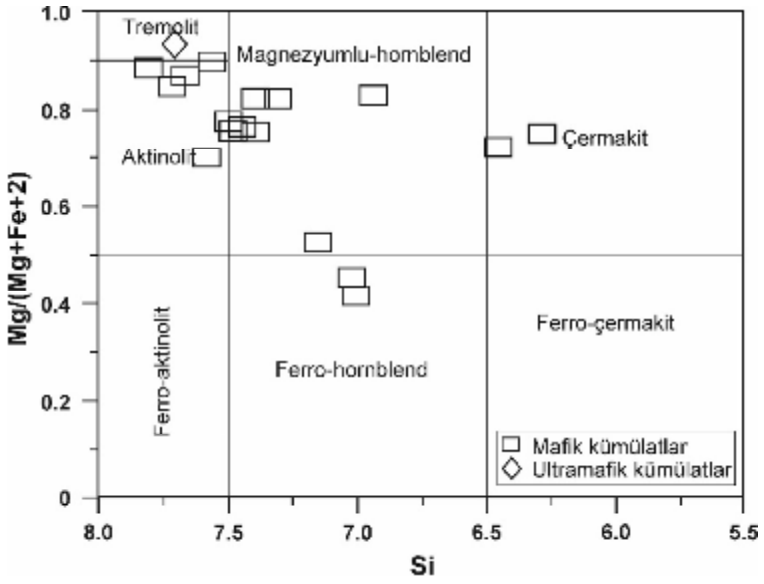
4.3.2.1.(2).(d). Amfibol

Koçali ofiyolitinin ultramafik-mafik kümülat kayaçlarında ki amfibollerin mineral kimyası analizleri Ek-6'da verilmektedir. Amfibollerin SiO_2 içeriği % 43.17-56.35; TiO_2 içeriği % 0.11-4.19; Al_2O_3 içeriği % 1.38-10.76; MgO içeriği % 14.89-21.64; CaO içeriği % 11.02-13.26; MnO içeriği % 0.088-0.28; Cr_2O_3 içeriği % 0.018-0.77; FeO içeriği % 4.35-12.47 arasında değişmektedir (Ek-6).

Koçali ofiyoliti mafik kümülatlarda gözlenen amfibollerin magnezyum numaraları [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] 70.133 ile 89.534 arasında değişmektedir (Ek-6).

Mafik kümülatlarda ki amfibol mineralleri primerdir. Leake ve ark. (1997) tarafından geliştirilen sınıflandırma diyagramında örneklerin büyük bir kısmı magnezyumlu hornblend alanındayken iki örnekte çermakit alanında yer almaktadır. Alterasyondan etkilenen bir kısım örneklerde aktinolit alanına düşmektedir (Şekil 4.76).

Ultramafik kümülatlardaki amfibol mineralleri ikincil olup klinopiroksenlerden itibaren amfibole dönüşmüşlerdir. Sınıflama diyagramında da tremolit alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.76).



Şekil 4.76. Koçali ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülat kayaçlardaki amfibollerin sınıflama diyagramı (Leake ve ark, 1997).

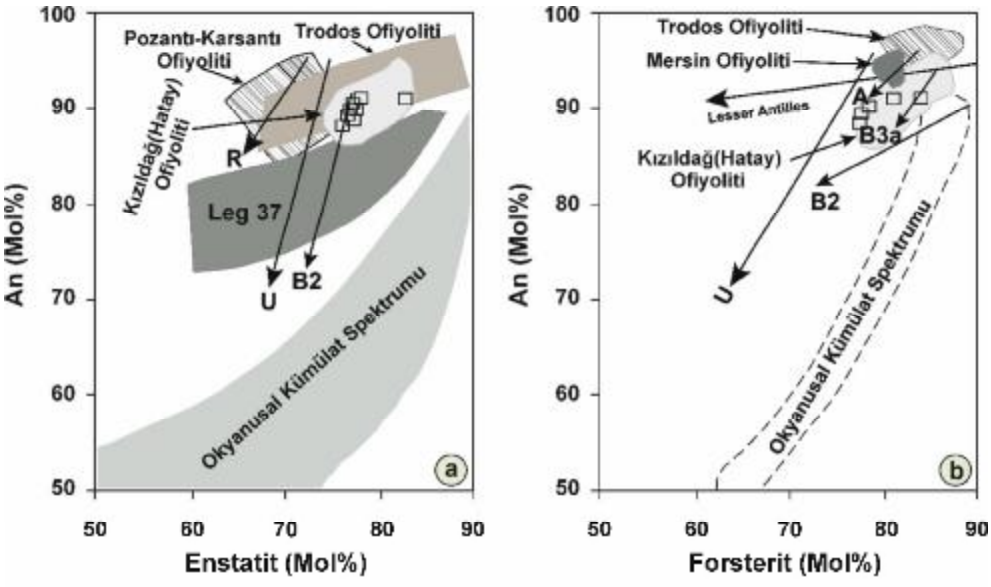
4.3.2.1.(2).(e). Plajiyoklas

Mafik kümülatlarda gözlenen plajiyoklasların mineral kimyası analizleri Ek-7'de verilmektedir. Bu kayaçlarda gözlenen plajiyoklasların SiO_2 içeriği % 39.94-45.86; TiO_2 içeriği % 0-0.047; Al_2O_3 içeriği % 29.49-35.22; MgO içeriği % 0.009-0.24; CaO içeriği % 11.63-18.65; Na_2O içeriği % 0.83-4.111; K_2O içeriği % 0-0.084 arasında değişmektedir (Ek-7). Koçali ofiyolitinin mafik kümülatlarında ki plajiyoklasların anortit (An) içeriği; olivinli gabrolarda % 87.59-90-98, normal gabrolarda ise % 60.98-92.44 arasında değişmektedir (Ek-7). Plajiyoklaslardaki bu geniş spektrumlu bileşim aralığı evrimleşmiş ve evrimleşmemiş kayaçların birlikteliğinden kaynaklanmaktadır.

Olivinli gabrolarda kalsiyumca zengin plajiyoklasların varlığı magma diferansiasyonu esnasında magmadaki su buharı basıncının yüksek olduğunu ifade etmektedir (Gnten ve Ringwood, 1968; Nesbitt ve Hamilton, 1970; Arculus ve Wills, 1980; Sisson ve Grove, 1993, Panjasawatwong ve ark., 1997; Bağcı, 2004'ten). Normal gabrolardaki plajiyoklaslar hem normal hem ters zonlanma gösterirken, daha az evrimleşmiş olivinli gabrolardaki plajiyoklaslarda ise zonlanma gözlenmemektedir. Arculus ve Wills (1980) kümülat kayaçların oluşumu sırasında interkümülüs suyun bulunmasının ters zonlanmayı meydana getirebileceğini ifade etmişlerdir (Rızaoğlu, 2006'dan).

Koçali ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlarda gözlenen ortopiroksenlerin enstatit içerikleri ile plajiyoklasların anortit (An) içeriğinin karşılaştırıldığı diyagram (Şekil 4.77a) ve olivinlerin forsterit içeriğinin plajiyoklasların anortit (An) içeriğine karşı değişiminin incelendiği diyagram (Şekil 4.77b) birlikte değerlendirildiğinde Koçali ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçların okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan bazı Doğu Akdeniz ofiyolitleri [(Pozantı-Karsantı ofiyoliti, (Parlak ve ark., 2000,2002b), Troodos ofiyoliti (Hebert ve Laurent, 1990), Kızıldağ ofiyoliti (Bağcı, 2004)] ve dünyanın çeşitli bölgelerinde ki ada-yayı tektonik ortamında oluşmuş gabroyik kayaçlarla yakın benzerlikler

sunduğu ve okyanus ortası sırtı (MOR) tektonik ortamında oluşan ofiyolitik kayaçlardan da farklılıklar gösterdiği izlenmektedir (Şekil 4.77).



Trodos Ofiyoliti (Hebert ve Laurent, 1990), R: Rincjami Volkanı (Foden, 1983), B3a, B2: Bolsa Volkanı (Gust ve Johnson, 1981), U:Usa Volkanı (Fujimaki, 1986), Leg 37 (Falloon ve Green, 1987), Lesser Antilles (Arculus ve Wills, 1980), A: Agrigan volkanı (Stern, 1979), Pozantı-Karsantı ofiyoliti (Parlak ve ark., 2000), Mersin ofiyoliti (Parlak ve ark., 1996), Kızıldağ ofiyoliti (Bağcı, 2004), Okyanusal kümülat spektrumu (Tiezzi ve Scott, 1980; Hodges ve Papika, 1976)

Şekil 4.77. Koçali ofiyolitine ait mafik kümülat kayaçlardaki plajiyoklasların anortit (An) içeriğinin (a) ortopiroksenlerin enstatit içeriğine ve (b) olivinlerin forsterit (Fo) içeriğine karşı değişim diyagramları.

4.3.2.2. Levha dayk kompleksinin Ana-İz Element ve Nadir Toprak Element Jeokimyası

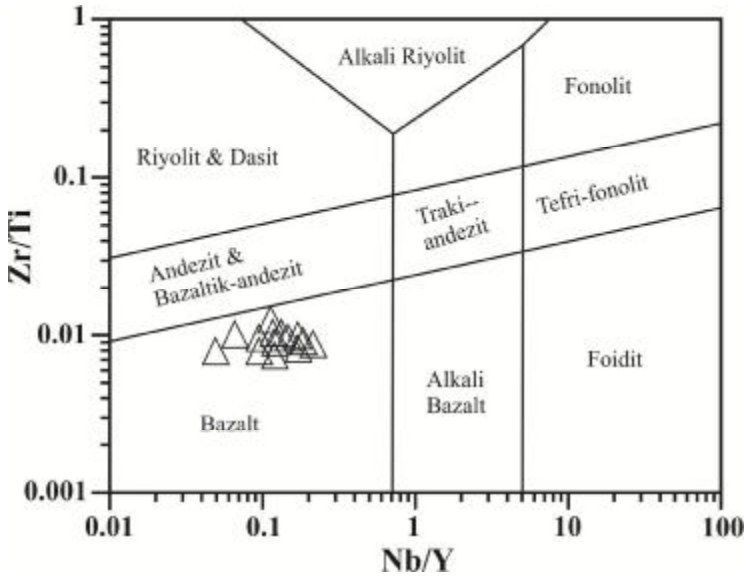
İnceleme alanı boyunca birkaç farklı alanda yüzeyleyen levha dayk kompleksinden alınmış 20 adet örnek analiz edilmiştir (örnek yerleri için Şekil 4.61'e bakınız). Koçali ofiyolitinde gözlenen levha dayk kompleksine ait 20 adet örneğin ana iz ve nadir toprak element içerikleri Ek-8a-c'de verilmektedir.

Levha dayklarının ateşte kayıp (LOI) değerleri 1,56-4,39 aralığındadır. LOI değerlerinin çok yüksek olmaması alterasyondan fazla etkilenmediklerini

göstermektedir. Petrografik incelemelerde klorit ve kalsit gibi minerallerin ortaya çıkmasından da anlaşılacağı üzere değişik mineral fazlarında düşük dereceli ikincil alterasyonun varlığı gözlenmiştir (EK-8a).

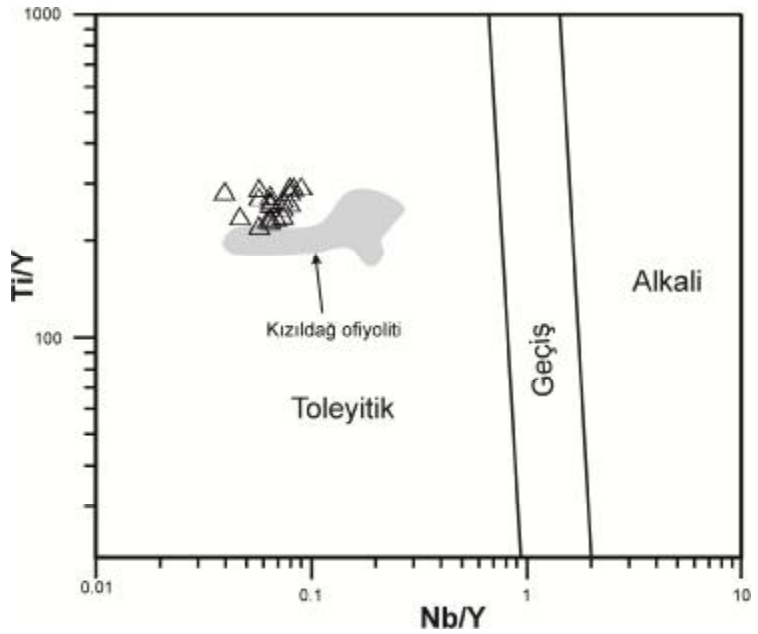
Levha daykları boninitlere göre düşük MgO (3.74–9.39 wt.%) ve yüksek TiO_2 (0.55–1.26 wt.%) içeriğine sahiplerdir (Ek-8a).

Koçali ofiyolitinde gözlenen levha dayklar, Pearce (1996) tarafından geliştirilen Zr/Ti ile Nb/Y oranlarının korele edildiği kaya sınıflama diyagramında değerlendirilmiş ve tamamının bazalt alanına düştüğü belirlenmiştir (Şekil 4.78).



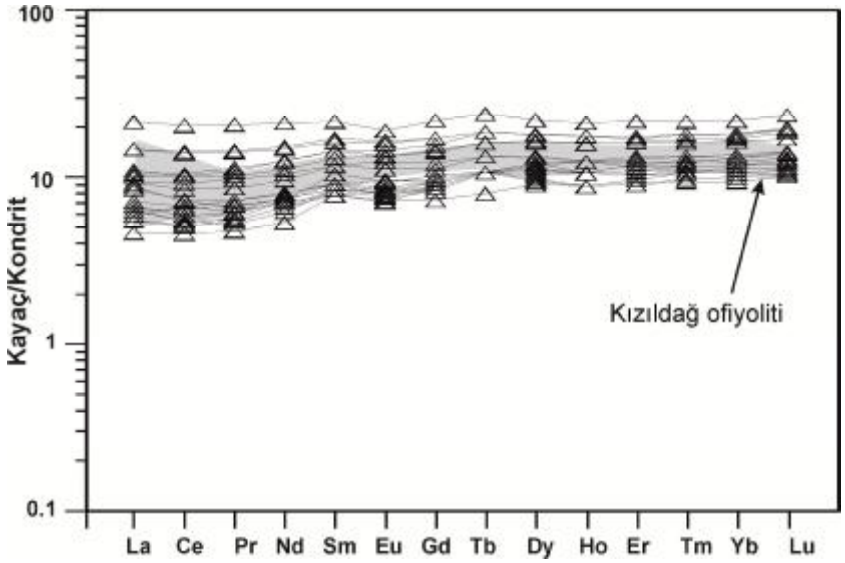
Şekil 4.78. Koçali ofiyoliti levha dayklarının Zr/Ti ile Nb/Y oranlarına göre kayaç sınıflandırma diyagramı (Kimyasal analiz için EK-8b'ye bakınız; Pearce, 1996).

Levha daykların Nb/Y oranının Ti/Yoranına göre değişiminin incelendiği Winchester ve Floyd (1977) tarafından geliştirilen diyagramda birimden derlenen örnekler Kızıldağ Ofiyolitinin ada-yayı toleyitik (IAT) bileşimli levha dayk örnekleri ile birlikte değerlendirilmiş ve örneklerin benzer özellik sergiledikleri, tamamının toleyitik alanda yer aldıkları görülmüştür (Şekil 4.79).



Şekil 4.79. Koçali ofiyoliti levha dayklarının Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977; Kızıldağ ofiyolitinin IAT bileşimli levha dayk örnek analizleri Bağcı ve ark.,2008'den alınmıştır).

Levha daykların Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı Şekil 4.80'de gösterilmektedir. Bu diyagramda da Koçali ofiyolitine ait örnekler Kızıldağ ofiyolitine ait IAT bileşimli levha dayk örnekleriyle birlikte değerlendirilmiştir. Levha dayklar, Kızıldağ ofiyolitinde olduğu gibi hafif nadir toprak elementleri (LREE) bakımından oldukça az tüketilme (La/YbN=0,42-0,99) ve yataya yakın bir desen gösterirler (düşük La/SmN=0,78; Şekil 4.80).



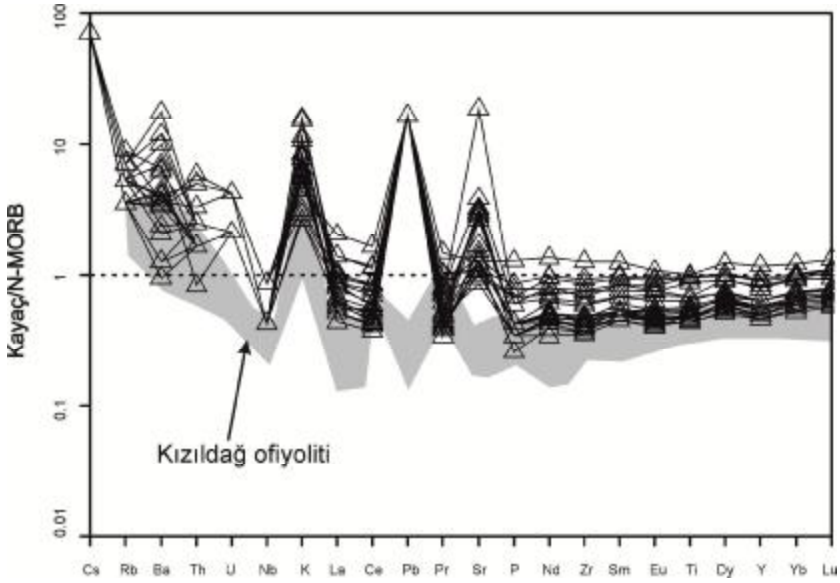
Şekil 4.80. Koçali ofiyoliti levha dayklarının Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır; Kızıldağ ofiyolitine ait IAT bileşimli levha dayk örnek analizleri Bağcı ve ark., 2008'den alınmıştır).

Koçali ofiyolitine ait levha daykların N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı Şekil 4.81'de verilmiştir. Bu diyagramda örnekler, LIL elementler açısından (Sr, K, Rb, Ba, Th) belirgin bir zenginleşme gösterirken, HFS elementler açısından ise fakirleşme ve normalize edilmiş MORB çizgisine göre paralellik sunmakta ve Kızıldağ ofiyolitinin IAT bileşimli levha dayklarıile benzer bir eğilim sergilemektedir. LIL elementler açısından zenginleşme sonucu; dalma zonunda biriken duraysız elementler ergiyen mantonun üst zonuna doğru akışkanlarca geçebilmekte ve akışkanlar ile birlikte yeni oluşan ürüne katılmaktadırlar. Zenginleşme gösteren elementler dalma zonuna ait, toleyitik çizgisine paralellik gösteren elementler ise manto kaynağına ait olduğu sonucunu ortaya koymaktadır.

Örümcek diyagramında görülen bu özellikler adayayı volkanik dizilerindeki değerlerle benzerlik sunmaktadır. HFS elementlerdeki fakirleşme ise, bu

elementlerin dalan levhadaki mineral fazlarında tutulması ile gerçekleşmektedir (McDonough, 1991).

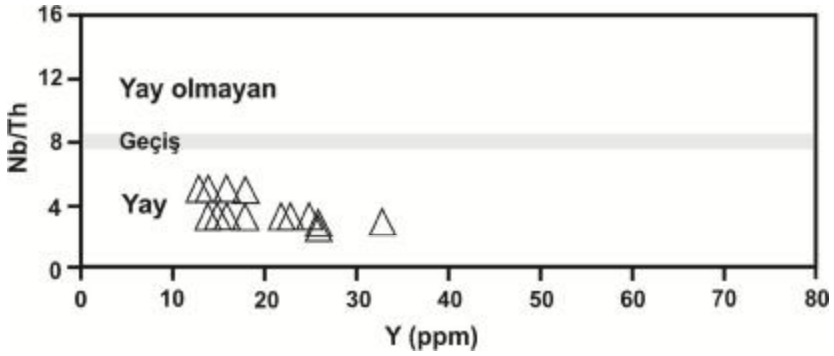
Koçali ofiyolitine ait kayaçların iz element içeriklerinden elde edilen sonuçlar, bunların okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluştuğunu göstermektedir.



Şekil 4.81. Koçali ofiyoliti levha dayklarının N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır; Kızıldağ ofiyolitinin IAT bileşimli levha dayk örnek analizleri Bağcı ve ark.,2008'den alınmıştır).

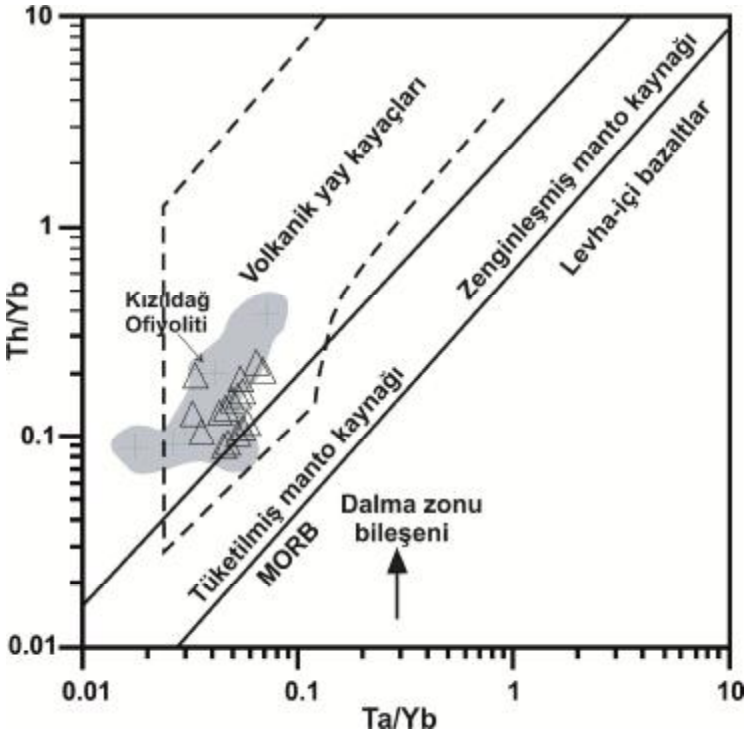
Levha dayklarından Y içeriklerinin Nb/Th oranına göre değişimi ve Ta/Yb oranının Th/Y oranına göre değişim diyagramları Şekil 4.82 ve 4.83'de verilmektedir.

Jenner ve ark, (1991) tarafından geliştirilen Nb/Th-Y diyagramında levha dayklarının tamamı yay alanında yer almaktadır (Şekil 4.82). Bu diyagram Koçali ofiyolitinin levha dayklarına ait kayaçların dalma-batma zonu üzerinde oluştuğunu açıkça göstermektedir.



Şekil 4.82. Koçali ofiyoliti levha dayklarının Nb/Th oranının Y içeriğine göre değişim diyagramı (Jenner ve ark. 1991).

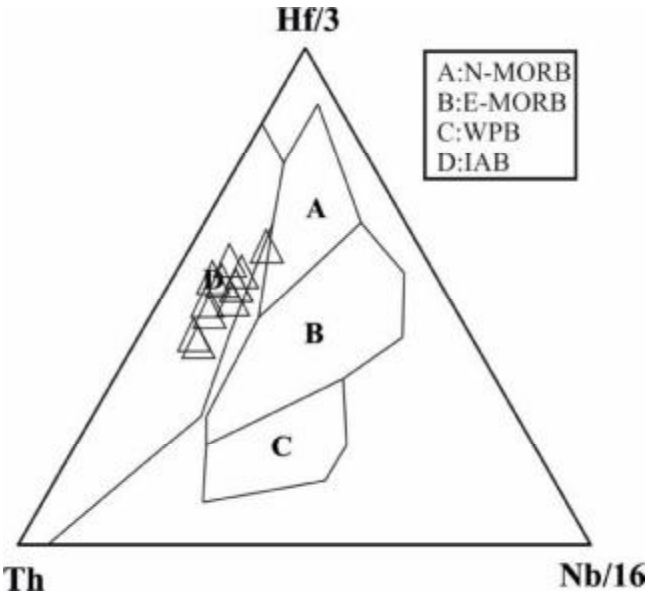
Pearce 1982 tarafından geliştirilen Th/Yb oranının Ta/Yb oranına göre değişimini gösteren diyagram tüketilmiş manto (MORB) ve zenginleşmiş mantoyu (levha içi) birbirinden ayırmakta kullanılmaktadır (Şekil 4.83). Bu diyagramda da Koçali ofiyolitine ait levha dayklar volkanik yay alanına düşmekte olup Kızıldağ ofiyolitinin ada-yayı toleyitik levha dayk örnekleriyle benzerlik göstermektedir. Bu durum Koçali ofiyoliti levha dayklarının okyanus içi dalma-batma zonu (supra-subduction zone) üzerinde oluştuğunu işaret etmektedir.



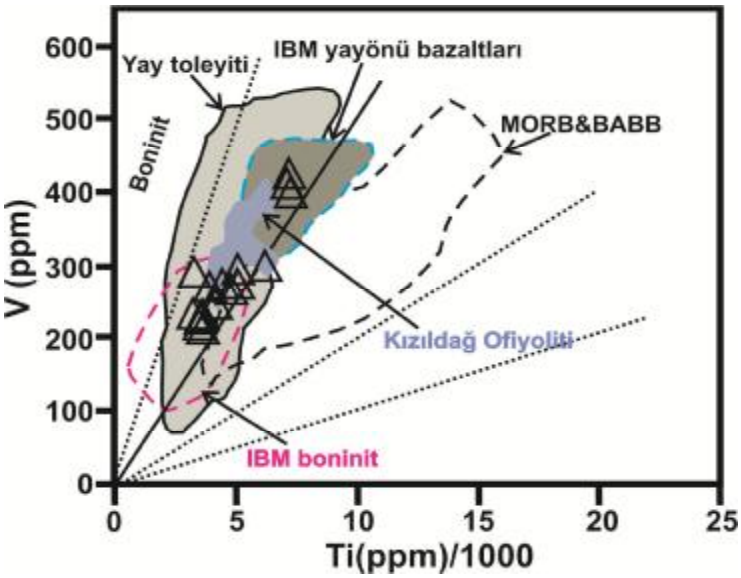
Şekil 4.83. Koçali ofiyoliti levha dayklarının Ta/Yb oranının Th/Yb oranına göre değişim diyagramı (Pearce, 1982; Kızıldağ ofiyolitinin IAT bileşimli levha dayk örnek analizleri Bağcı ve ark.,2008'den alınmıştır).

Wood (1980) tarafından geliştirilen Th-Nb-Hf üçgen diyagramında Koçali ofiyoliti levha dayk örnekleri ada-yayı bazaltları alanında toplanmışlardır (Şekil 4.84).

Ti/1000-V değişim diyagramı, yay toleyitleri, IBM (İzu-Bonin Mariana), boninitik ortamda oluşan kayaçları ile okyanus ortası sırt (MORB) ve yay aradı havza bazaltlarını ayırmakta kullanılmaktadır. Koçali ofiyoliti levha dayk örneklerinin boninitlere göre göreceli olarak daha yüksek Ti/V içerikleriyle yay toleyitleri alanına düştüğü ve Kızıldağ ofiyoliti IAT bileşimli levha dayklarıyla benzeştiği belirlenmiştir (Şekil 4.85).

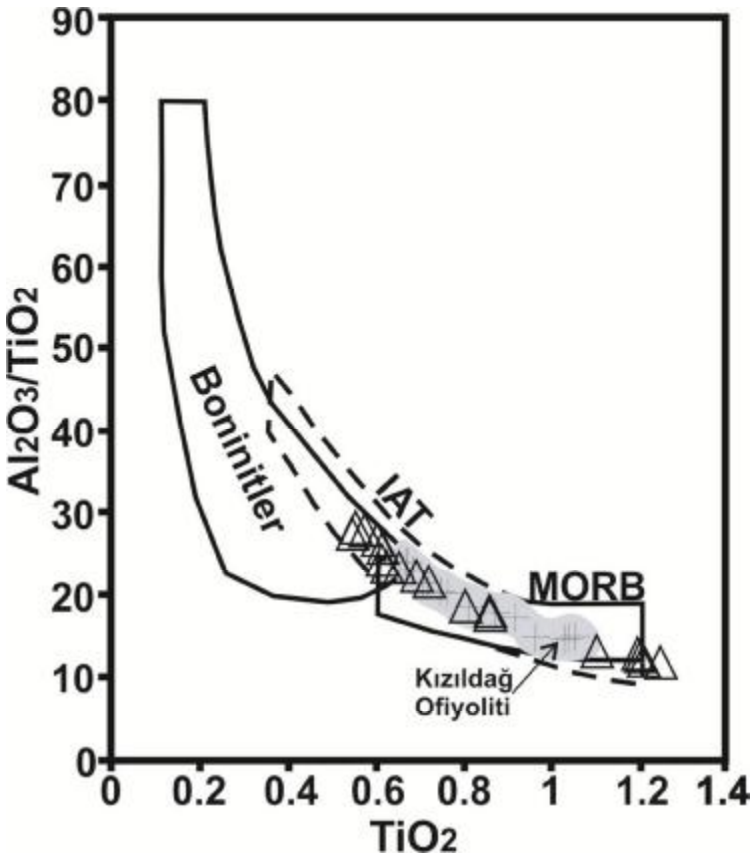


Şekil 4.84. Koçali ofiyoliti levha dayklarının Hf-Th-Nb tektonomagmatik diskriminasyon diyagramındaki konumları (Wood, 1980).



Şekil 4.85. Koçali ofiyoliti levha dayklarının Ti/1000-V tektonomagmatik ortam ayırtlama diyagramındaki konumları (Shervais, 1982; Boninit; Crawford ve ark., 1989; Kızıldağ ofiyolitinin IAT bileşimli levha dayk örnek analizleri; Bağcı ve ark.,2008).

Al_2O_3/TiO_2-TiO_2 değişim diyagramı, ada-yayı (IAT) ve boninitik ortamda oluşan kayaçları ile okyanus ortası sırtta (MORB) oluşan kayaçları ayırmakta kullanılmaktadır. Boninitik kayaçlarda Al_2O_3/TiO_2 oranları (>42) düşük-Ti toleyitleri ile karşılaştırıldığında yüksektir. TiO_2 ve $Al2O_3$ içeriklerine göre çizilen diyagramda Koçali ofiyoliti levha dayklarının boninitlere göre daha düşük Al_2O3/TiO_2 değerine sahip olduğu, boninit ve MORB alanından farklı olarak ada-yayı toleyitik alanına düştükleri ve Kızıldağ ofiyoliti IAT bileşimli levha dayklarıyla benzeştiği gözlenmektedir (Şekil 4.86).



Şekil 4.86. Koçali ofiyoliti levha dayklarının TiO_2 oranının Al_2O_3/TiO_2 oranına göre değişim diyagramı (MORB, IAT, Boninitler; Hickey ve Frey, 1982; Crawford ve ark., 1989; Kızıldağ ofiyolitinin IAT bileşimli levha dayk örnek analizleri; Bağcı ve ark., 2008).

4.3.2.3. Tekil Gabro (Diyabaz) Daykları

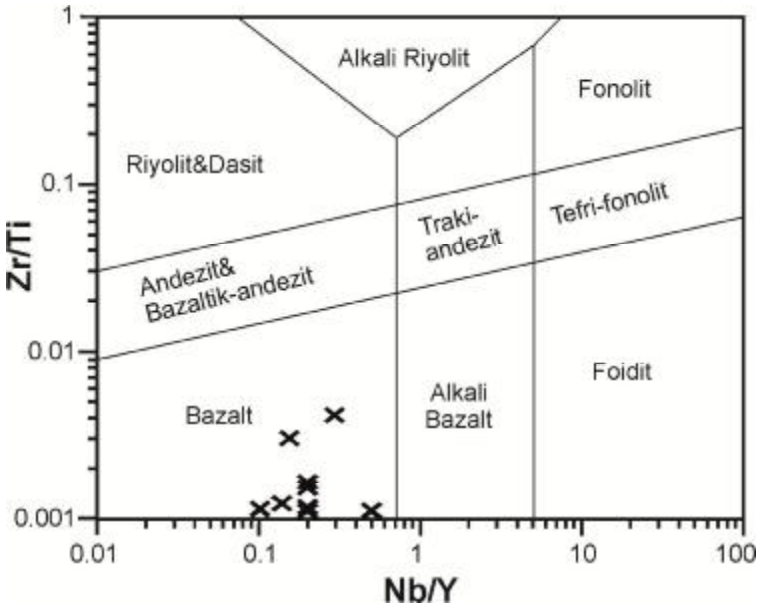
4.3.2.3.(1). Tekil Gabro (Diyabaz) Daykların Ana-İz Element ve Nadir Toprak Element Jeokimyası

İnceleme alanı boyunca farklı alanlarda yayılan tekil gabro-diyabaz dayk örnekleri analiz edilmiştir (örnek yerleri için Şekil 4.61'e bakınız). Koçali ofiyolitinde gözlenen tekil gabro-diyabaz dayklarına ait 9 adet örneğin ana iz element içerikleri (EK-9b) ve nadir toprak element içerikleri ise (EK-9c)'de verilmektedir.

Bu dayklarının ateşte kayıp (LOI) değerleri 1,25-3,86 (EK-9a) aralığındadır. LOI değerlerinin çok yüksek olmaması alterasyondan fazla etkilenmediklerini göstermektedir. Petrografik incelemelerde klorit ve kalsit gibi minerallerin ortaya çıkmasından da anlaşılacağı üzere değişik mineral fazlarında düşük dereceli ikincil alterasyonun varlığı gözlenmiştir.

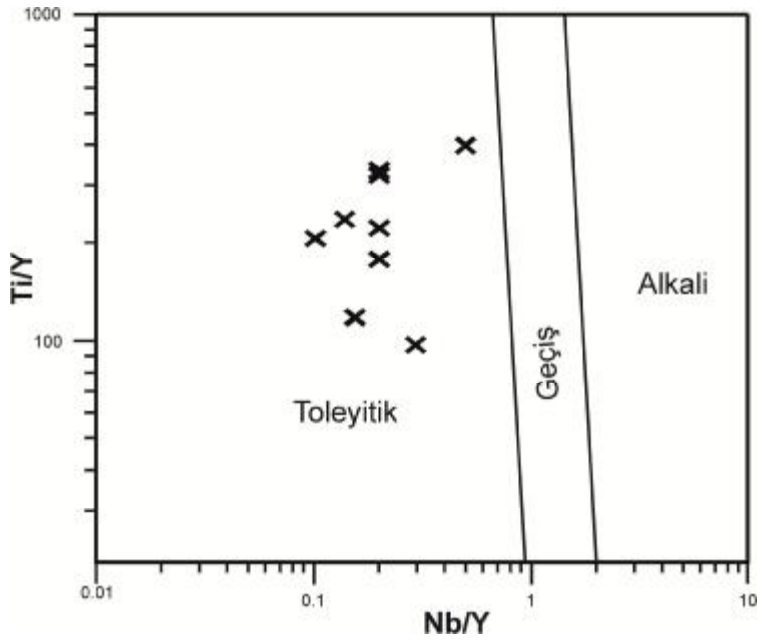
Tekil gabro daykları, boninitlere göre düşük MgO (5.03–6.59 wt.%) ve yüksek TiO_2 (0.50–1.58 wt.%) içeriğine sahiplerdir (Ek-9a).

Koçali ofiyolitinde gözlenen tekil gabro dayklar, Pearce (1996) tarafından geliştirilen Zr/Ti ile Nb/Y oranlarının korele edildiği kaya sınıflama diyagramında değerlendirilmiş ve örneklerin tamamının bazalt alanına düştüğü belirlenmiştir (Şekil 4.87).



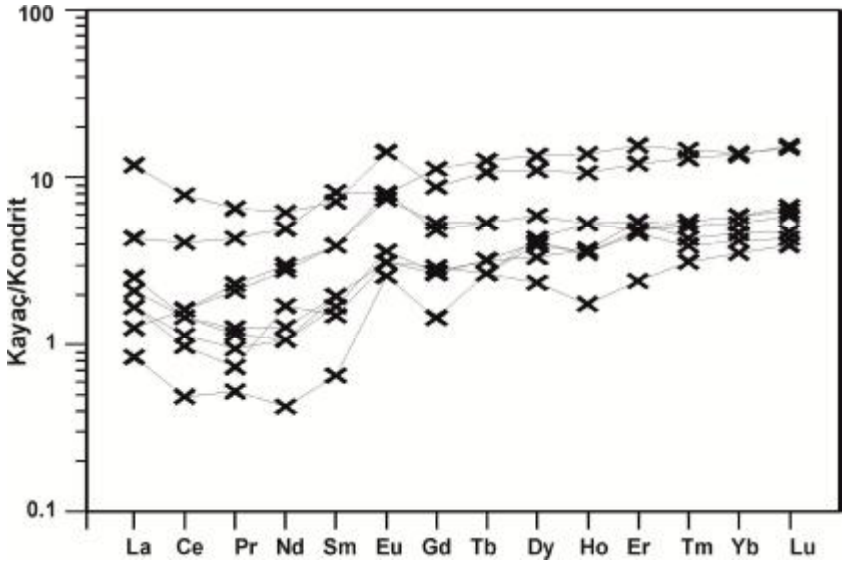
Şekil 4.87. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının Zr/Ti ile Nb/Y oranlarına göre kayaç sınıflandırma diyagramı (Pearce, 1996).

Tekil gabro dayklarının Nb/Y oranının Ti/Y oranına göre değişiminin incelendiği Winchester ve Floyd (1977) tarafından geliştirilen diyagram da tüm örneklerin toleyitik alanda yer aldıkları görülmüştür (Şekil 4.88).



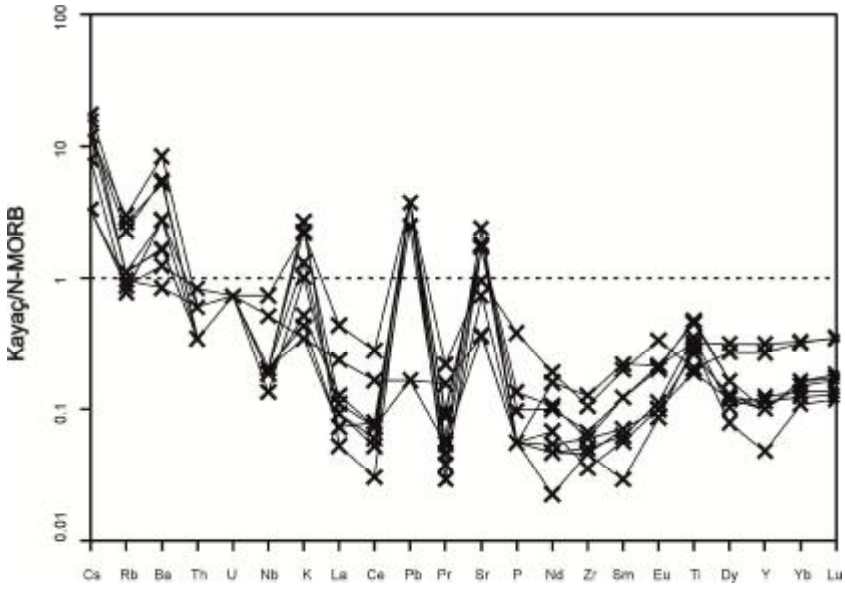
Şekil 4.88. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının Nb/Y-Ti/Y değişim diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977).

Tekil gabro dayklarının Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı Şekil 4.89'da gösterilmektedir. Tekil gabro dayklar, hafif nadir toprak elementleri (LREE) bakımından ağır nadir toprak elementlerine göre kısmen daha fazla tüketilmişlerdir (La/YbN=0,24-0,87) ve yataya yakın bir desen göstermektedirler (düşük La/SmN=0,96; Şekil 4.89).



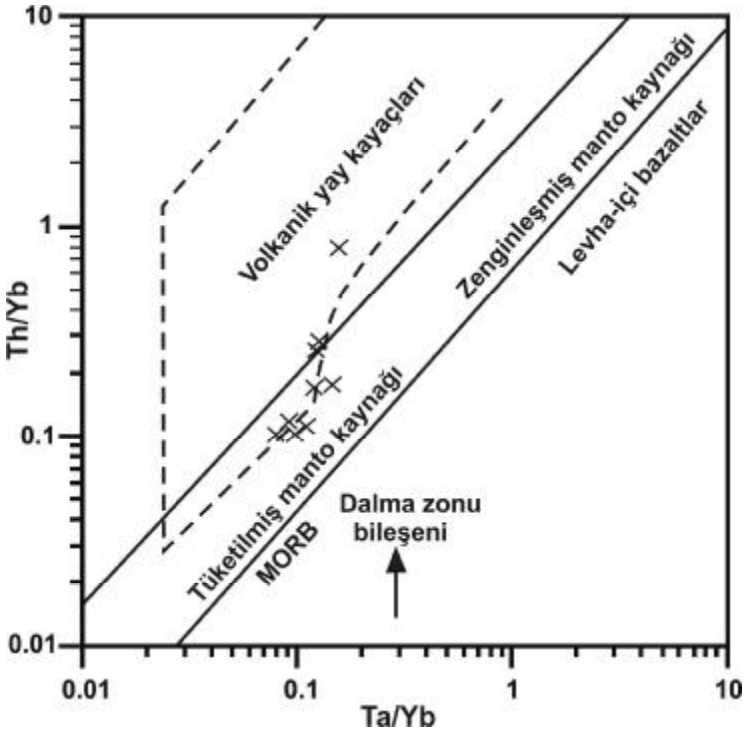
Şekil 4.89. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri (REE) diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Tekil gabro dayklarının N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı Şekil 4.90'da verilmiştir. Bu diyagramda örnekler, LIL elementler açısından (Sr, K, Rb, Ba, Th) belirgin bir zenginleşme gösterirken, HFS elementler açısından ise fakirleşme ve normalize edilmiş MORB çizgisine göre bir paralellik sunmaktadır (Şekil 4.90). LIL elementler açısından zenginleşme sonucu; dalma zonunda biriken duraysız elementler ergiyen mantonun üst zonuna doğru akışkanlarca geçebilmekte ve akışkanlar ile birlikte yeni oluşan ürüne geçmektedirler. Zenginleşme gösteren elementler dalma zonuna ait, toleyitik çizgisine paralellik gösteren elementler ise manto kaynaklı olduğu sonucunu ortaya koymaktadır.



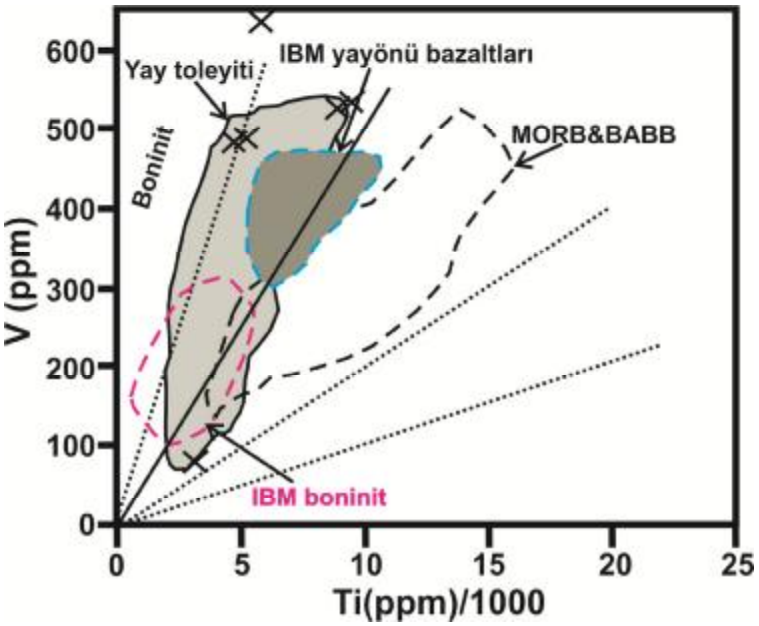
Şekil 4.90. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının N-MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Tekil gabro daykların Ta/Yb oranının Th/Y oranına göre değişim diyagramı Şekil 4.91'de verilmektedir. Pearce (1982) tarafından geliştirilen Th/Yb oranının Ta/Yb oranına göre değişimini gösteren diyagram tüketilmiş manto (MORB) ve zenginleşmiş mantoyu (levha içi) birbirinden ayırmakta kullanılmaktadır (Şekil 4.91). Bu diyagramda Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının volkanik yay alanına düşmektedir. Koçali ofiyolitine ait gabro dayklarının okyanus içi dalma-batma zonu (supra-subduction zone) üzerinde oluştuğuna işaret etmektedir.



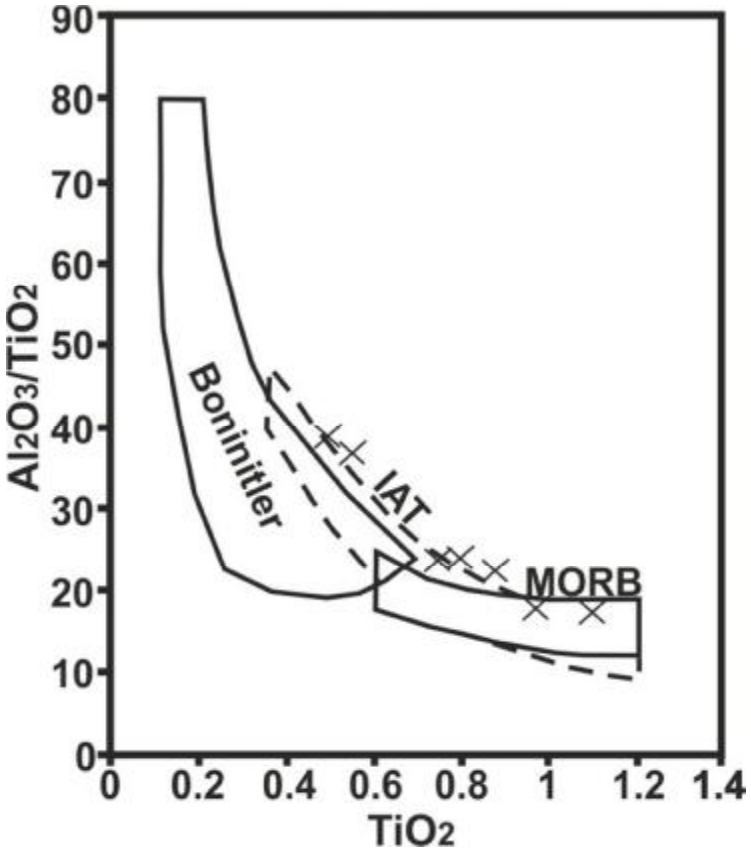
Şekil 4.91. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının Ta/Yb oranının Th/Yb oranına göre değişim diyagramı (Pearce, 1982).

Ti/1000-V değişim diyagramı, yay toleyitleri, IBM (İzu-Bonin Mariana), boninitik ortamda oluşan kayaçları ile okyanus ortası sırt (MORB) ve yayardı havza bazaltlarını ayırmakta kullanılmaktadır. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayk örneklerinin boninitlere göre göreceli olarak daha yüksek Ti/V içerikleriyle yay toleyitleri alanına düştüğü gözlenmektedir (Şekil 4.92).



Şekil 4.92. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının, Ti/1000-V tektonomagmatik ortam ayırtlama diyagramındaki konumları (Shervais, 1982; Boninit; Crawford ve ark., 1989).

Al_2O_3/TiO_2-TiO_2 değişim diyagramı, adayayı (IAT) ve boninitik ortamda oluşan kayaçları ile okyanus ortası sırtta (MORB) oluşan kayaçları ayırmakta kullanılmaktadır. Boninitik kayaçlarda Al_2O_3/TiO_2 oranları (>42) düşük-Ti toleyitleri ile karşılaştırıldığında yüksektir. TiO_2 ve Al_2O_3 içeriklerine göre çizilen diyagramda Tekil gabro dayklarının boninitlere göre daha düşük Al_2O_3/TiO_2 değerine sahip olduğu, boninit ve MORB alanından farklı olarak ada-yayı toleyitik alanına düştükleri gözlenmektedir (Şekil 4.93).



Şekil 4.93. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının, TiO_2 oranının Al_2O_3/TiO_2 oranına göre değişim diyagramı (MORB, IAT, Boninitler; Hickey ve Frey, 1982; Crawford ve ark., 1989).

4.3.2.3.(2). Tekil Gabro (Diyabaz) Daykların Mineral Kimyası

Koçali ofiyolitinin tekil gabro dayklarından alınan 4 numunede ortopiroksen, plajiyoklas ve amfibol mineralleri üzerinde toplam 119 noktanın mineral kimyası analizleri yapılmıştır (Çizelge 4.3; Ek-10).

Çizelge 4.3. Koçali ofiyolitinin tekil gabro dayk örneklerinde mineral kimyası analizleri yapılan minerallerin örneklere göre dağılımları (*ol:olivin; opx: ortopiroksen; cpx:klinopiroksen; Amf:amfibol; Plag:plajiyoklas; Ab: albit; Chr:kromit; Mag:magnetit; Ilm:ilmenit; Chl:klorit; Srp:serpantin; Sph:sfen*).

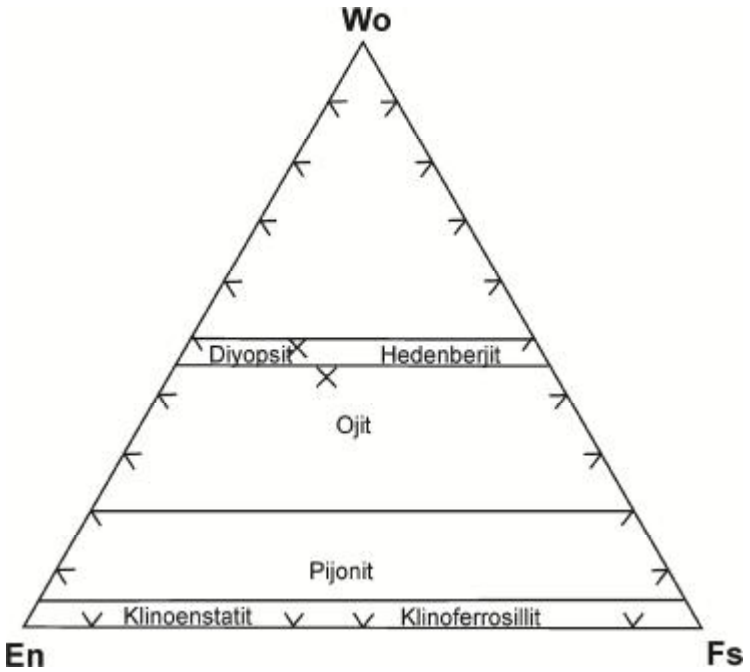
Örnek	Kayaç	Ol	Opx	Cpx	Am	Pl	Ab	Chr	Mag	Ilm	Chl	Srp	Sph
101	gabro dayk				x	x			x	x	x		x
161	gabro dayk				x	x				x			x
167	gabro dayk			x	x	x			x	x	x		
274	gabro dayk			x	x	x				x	x		x

4.3.2.3.(2).(a). Klinopiroksen

Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarındaki klinopiroksenlerin mineral kimyası analiz sonuçları Ek-10'da verilmektedir.

Tekil dayklarda gözlenen klinopiroksenlerin SiO_2 içeriği % 51.06-52.70; TiO_2 içeriği % 0.033-0.229; Al_2O_3 içeriği % 0.446-1.277; MgO içeriği % 11.79-12.83; CaO içeriği % 20.06-23.19; MnO içeriği % 0.018-0.308; Cr_2O_3 içeriği % 0.01-0.018 arasında değişmektedir (Ek-10). Klinopiroksenlerin Mg numarası [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] 60.78-70.36 arasındadır (Ek-10). Klinopiroksenlerin Wollastonit (Wo), Enstatit (Ens) ve Ferrosillit (Frs) bileşenleri $Wo_{42.11-47.13}$; $Ens_{34.46-36.28}$; $Frs_{23.43-16.58}$ arasında değişmektedir (Ek-10).

Koçali ofiyolitinin tekil gabro dayklarında gözlenen klinopiroksenlerin Wo-En-Fs sınıflandırma diyagramına bakıldığında klinopiroksenlerin kalsiyumca zengin klinopiroksen türü olan diyopsit-ojit sınırına yakın alana düştükleri görülmektedir (Şekil 4.94).



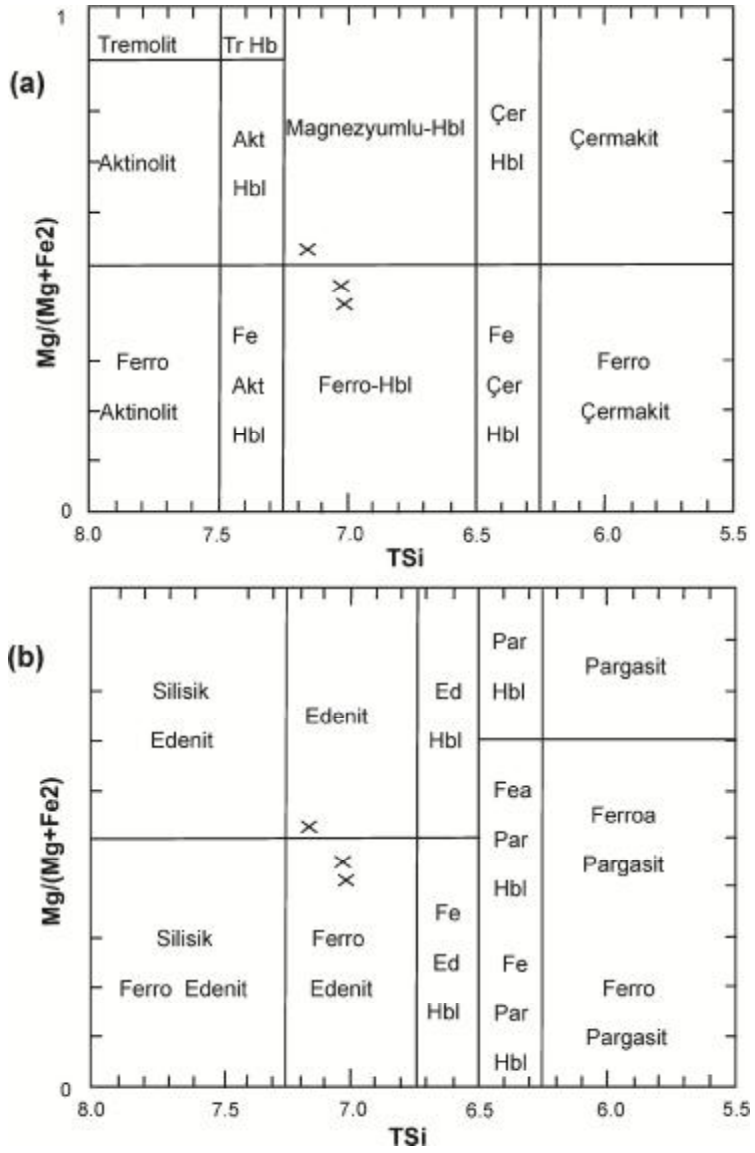
Şekil 4.94. Koçali ofiyiliti tekil gabro dayklarındaki klinopiroksen minerallerinin Wo-En-Fs mineral kimyası sınıflandırma diyagramı.

4.3.2.3.(2).(b). Amfibol

Tekil dayklarda görülen amfibollerin mineral kimyası analizleri Ek-10'da verilmektedir. Amfibollerin SiO_2 içeriği % 45.87-47.91; TiO_2 içeriği % 1.12-1.63; Al_2O_3 içeriği % 5.89-6.99; MgO içeriği % 8.90-11.67; CaO içeriği % 10.37-10.70; MnO içeriği % 0.03-0.31; Cr_2O_3 içeriği % 0.01-0.03; FeO içeriği % 18.88-22.24 arasında değişmektedir (Ek-10).

Koçali ofiyolitine ait mafik kümülatlarda gözlenen amfibollerin magnezyum numaraları [Mg#=(100*Mg/Mg+Fe)] 41.63 ile 52.43 arasındadır (Ek-10).

Tekil dayklarda gözlenen amfibol mineralleri primer olup, Mg (Mg+Fe2)-TSİ sınıflandırma diyagramında örnekler magnezyumlu hornblend (edenit) ve ferrohorblend (ferroedenit) alanına düşmektedir (Şekil 4.95).



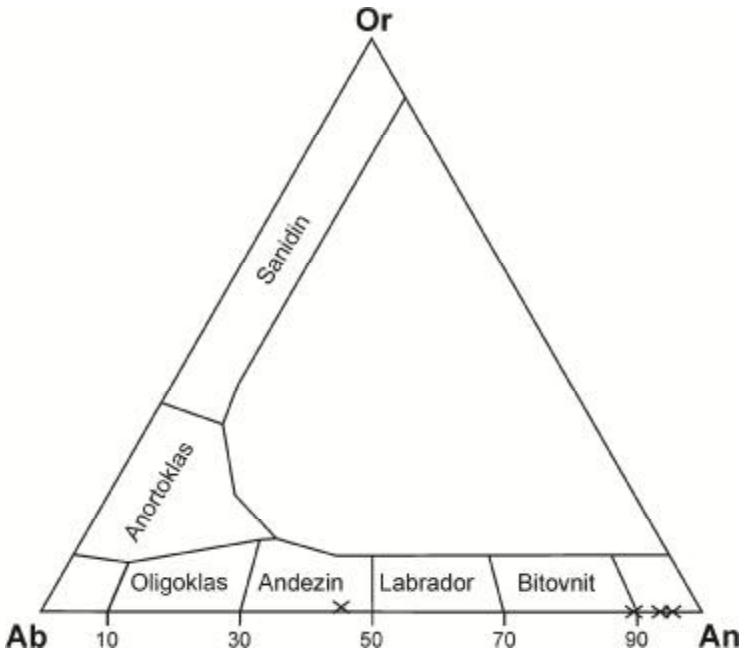
Şekil 4.95. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarındaki amfibol minerallerinin Mg ($Mg+Fe^{+2}$)-TSİ mineral kimyası sınıflandırma diyagramı.

4.3.2.3.(2).(c). Plajiyoklas

Tekil gabro dayklarında gözlenen plajiyoklasların mineral kimyası analizleri Ek-10'da verilmektedir. Bu kayaçlarda gözlenen plajiyoklasların SiO_2 içeriği %

44.93-57.62; TiO_2 içeriği % 0-0.033; Al_2O_3 içeriği % 27.13-35.44; MgO içeriği % 0.007-0.037; CaO içeriği % 9.18-19.40; Na_2O içeriği % 0.70-6.09; K_2O içeriği % 0.011-0.161 arasında değişmektedir (Ek-10). Koçali ofiyolitine ait tekil dayklarda gözlenen plajiyoklasların anortit (An) içeriği % 45.05-95.50 arasındadır (Ek-10). Plajiyoklaslardaki bu geniş spektrumlu bileşim aralığı evrimleşmiş ve evrimleşmemiş kayaçların birlikteliğinden kaynaklanmaktadır.

Koçali ofiyolitinin tekil gabro dayklarında gözlenen plajiyoklasların Or-Ab-An mineral kimyası sınıflandırma diyagramına bakıldığında plajiyoklasların anortit alanında yoğunlaştığı ve bir örneğin andezin alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.96).



Şekil 4.96. Koçali ofiyoliti tekil gabro dayklarının plajiyoklas minerallerinin Or-Ab-An mineral kimyası sınıflandırma diyagramı.

4.4. Jeokronoloji

Bu bölümde tez kapsamında kullanılan Secondary Ion Mass Spectrometry (SIMS) zirkon U-Pb yaşlandırma yöntemiyle elde edilen sonuçlar ayrıntılı bir şekilde verilmeye çalışılmıştır. Tez çalışması kapsamında bu yöntem ile ofiyolitlerin yaşlandırılması yapılmıştır. Ek-11'de SIMS zirkon U-Pb yöntemi için kullanılan örneklerinin analitik verileri sunulmuştur.

2010 ve 2012 yaz dönemlerinde arazi çalışmaları sırasında Koçali ofiyolitinin, mafik kümülatlarına ait gabroların yüzeylediği farklı alanlardan örnekler derlenmiştir. Mineral ayıklama süreçleri neticesinde mafik kümülatlardan 4 adet örnekte zirkonlar seçilebilmiş ve analize tabi tutulmuştur.

Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde mineral seperasyonu gerçekleştirilmiş olup analizler Edinburg Üniversitesi (İskoçya) Jeoloji Bölümü laboratuvarlarında Prof. Dr. Richard Hinton danışmanlığında Edinburg Üniversitesi EIMF laboratuvarlarında bulunan Cameca ims-1270© SIMS cihazı analizler gerçekleştirilmiştir. Analiz sonuçları Ek-11'de verilmektedir.

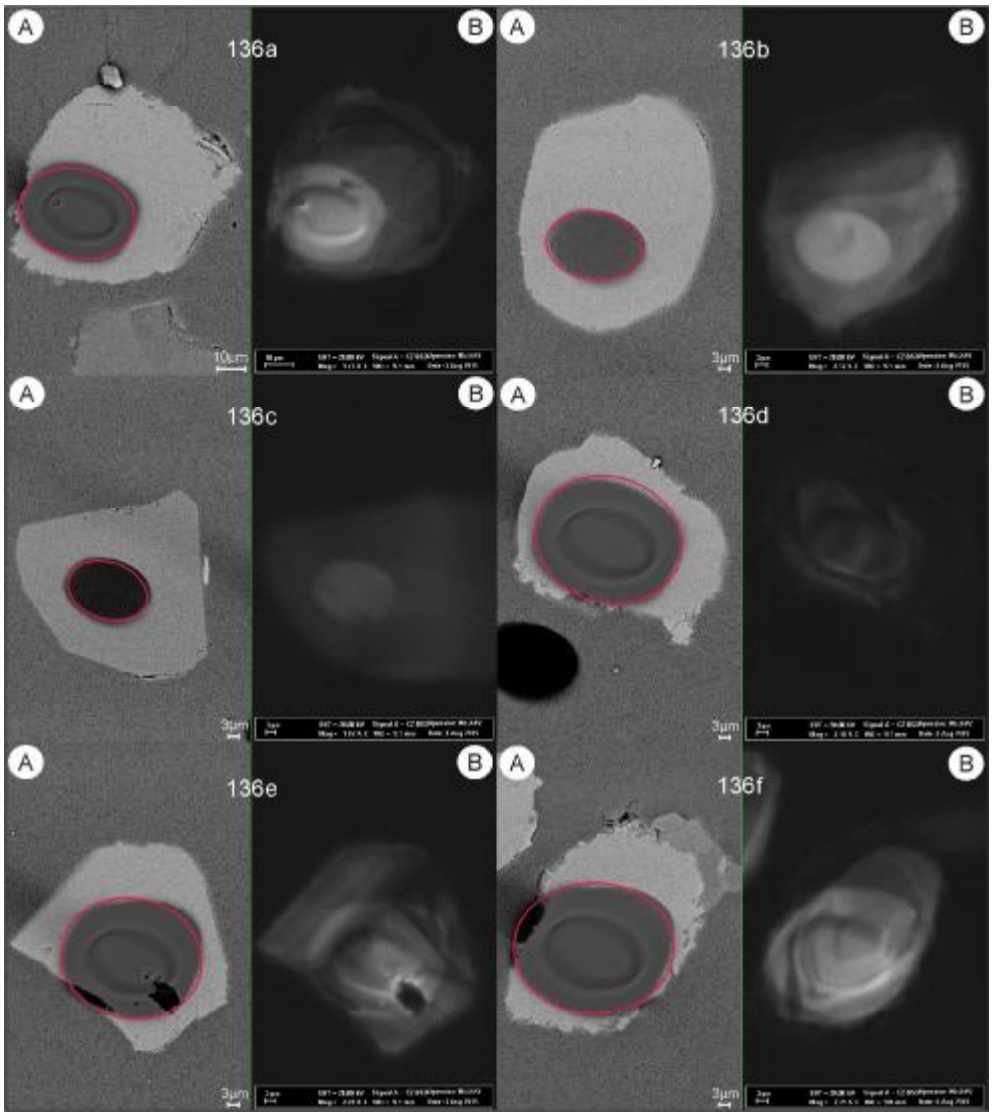
Ayıklanan zirkon minerallerinin binoküler mikroskop altında ve Taramalı Elektron Mikroskopu (SEM) geri saçınım (Backscattered) görüntülerine bakıldığında; zirkon tanelerinin kırılmış parçalar halinde, köşeleri yuvarlaklaşmış ve uzun prizmatik tanelerden ziyade geniş tanelerden oluştuğu gözlenmektedir (Şekil 4.97). Tanelerin katodolüminesans (cathodoluminescence) görüntülerine bakıldığında zirkon tanelerinin çoğunun iç yapılarında magmatik kökeni işaret eden zonlu yapılara sahip olduğu ancak bazı tanelerin metamorfik/magmatik kökenli çekirdek ve magmatik kenar zonlardan oluştuğu gözlenmektedir (Corfu ve ark., 2003; Şekil 4.97). Analizler sırasında katodolüminesans görüntüleri değerlendirilerek zirkon taneleri üzerinde ölçüm yapılacak alanlar belirlenmiştir.

CL görüntülerine göre örneklerden magmatik kökene sahip çekirdek ve kenar zonların analizleri yapılmıştır. Analiz sonuçlarından Th/U oranlarına bakıldığında zaman oranların tamamının 0.2'den büyük olduğu ve magmatik

kökene işaret ettiği görülmektedir (Ek-11; Belousova ve ark., 2002; Hoskin ve Ireland, 2000; Hoskin ve Schaltegger, 2003; Rubatto, 2002).

Yaş verisi elde edilen AR136 nolu örnek petrografik olarak gabro bileşimli olup Koçali ofiyolitinin mafik kümülatlarından alınmıştır. Örnekten ayıklanan 5 adet zirkon tanesinden yapılan analizler neticesinde $^{206}Pb/^{238}U$ yaşları 91 ile 99 My arasında değişmektedir (Ek-11, Şekil 4.98). Kümülat gabro örneğinin Terra-Wasserburg konkordiya yaşı 94.1+1.3My olarak belirlenmiştir (Şekil 4.98). Aynı örneğin ağırlıklı ortalama yaşı ise 95.0±3.7 olarak hesaplanmıştır.

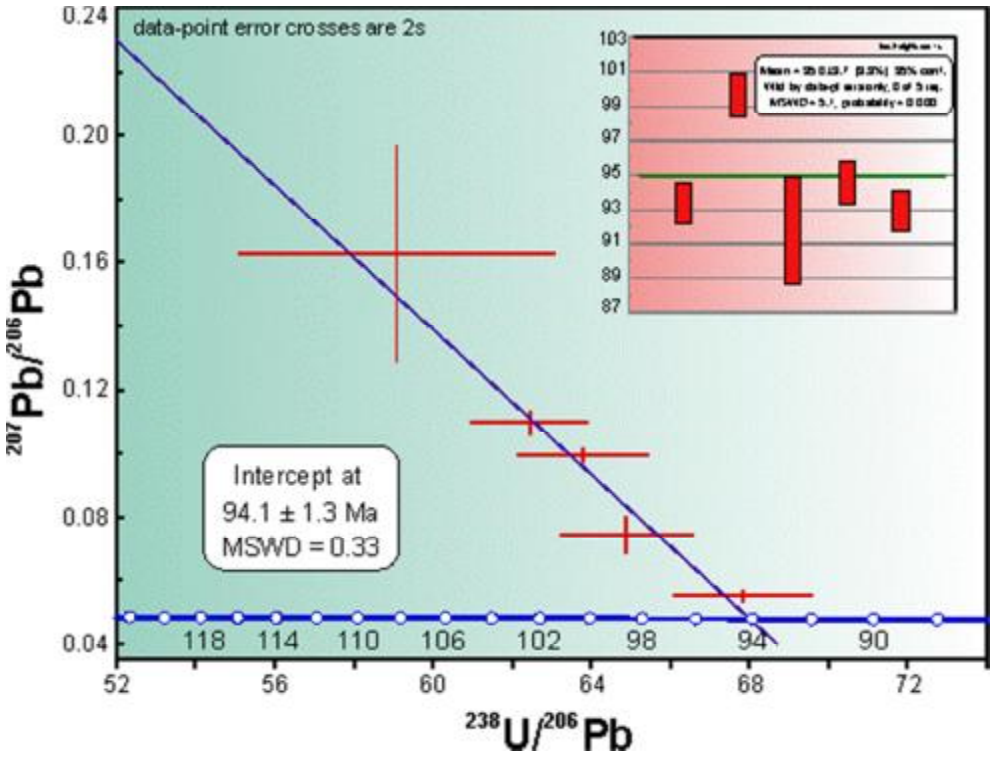
Önceki çalışmalarda, kuşak boyunca yüzeyleyen Kızıldağ ofiyolitlerin de yapılan jeokronoloji çalışmalarında; Çoğulu ve ark. (1976) gabrolarda 112.8±4.0 ile 69.0±2.7 My ve Delaloye ve ark. (1980) ise gabrolarda 157.6±6.1 ile 83.9±4.9 my aralığını ve doleritlerde ise 140±18 ve 110±10 my yaşları saptamışlardır. Dilek ve Thy (2009), Kızıldağ ofiyolitinin plajiyogranit seviyelerini ID-TIMS zirkon U-Pb yöntemi ile yaşlandırılarak, birimden 91.8 – 91.6 My arasında kristallenme yaşlarını saptamışlardır. Karaoğlan ve ark. (2012; 2013a; 2013b), Kızıldağ ofiyolitinin oluşum yaşını plajiyogranit seviyelerinden elde edilen zirkonlar üzerinde U-Pb yöntemi ile 91-92 My , gabrolardan ise 93.4 ±3.0 yaşları elde etmiştir.



Şekil 4.97. Koçali ofiyoliti mafik kümülat seriye ait AR136 nolu gabro örneğindeki zirkon minerali katodolüminesans (CL) fotoğrafları.

Bu çalışmada, Koçali ofiyolitinin mafik kümülatlarına ait gabrolardan elde edilen ve zirkon U-Pb yöntemiyle belirlenen 94.1±1.3My yaş verisi Kızıldağ (92 My), Trodos (92 My) ve Oman (95 My) ofiyolitleriyle örtüşmektedir (Al-Riyami ve ark., 2002a,b; Dilek ve ark., 2008; 2009; Liati ve ark., 2004, Mukassa &

Ludden, 1987, Konstantinou ve ark., 2007, Tilton ve ark., 1981; Karaoğlan, 2012; Karaoğlan ve ark., 2013a,b).



Şekil 4.98. Koçali ofiyoliti mafik kümülat seriye ait AR136 no'lu gabro örneğinin SIMS zirkon U-Pb konkordiya diyagramı.

5. TARTIŞMA

İnceleme alanı, Alp-Himalaya orojenik sisteminin bir parçası olan Doğu Akdeniz içerisindeki Güney Doğu Anadolu Orojenik Kuşağında yer alır. Bu kuşak, Hatay'dan başlayarak Hakkâri'ye kadar bir yay çizerek uzanır ve Arap levhasının kuzey sınırını çevreleyerek İran'da Zagros silsilesi ile birleşir (Yazgan ve ark.,1987). 400 km uzunlukta, 70 km genişlikteki kuşağın oluşumu, Üst Kretase'den itibaren Avrasya ve Arap/Afrika levhalarının birbirlerine yaklaşması ve çarpışmalarının sonucudur. Güney Doğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nın Yığışım zonu ile Arap platformu sınırında yer alan ve farklı kaya grupları ile temsil olunan inceleme alanı Adıyaman ilinin Gölbaşı ve Sincik ilçeleri arasını kapsar. Bu alanda birbirleri ile litoloji, metamorfizma, yaş ve konum itibariyle korele edilebilen veya edilemeyen farklı metamorfik birimler ile volkanik, ofiyolitik ve sedimanter birimler bulunmaktadır.

Türkiye'nin güneydoğusundaki orojenik kuşak içerisinde izlerine rastlanan Güney Neotetis okyanusu, kuşağın Geç Kretase-Miyosen evrimi açısından oldukça önemlidir (örn. Sengör ve Yılmaz 1981; Robertson ve ark., 1991). Güney Neotetis'in Triyas sırasında riftleştiğine ve Jura-Orta Kretase aralığında pasif kenarlar ile sınırlandırılmış olduğuna dair bir fikir birliği bulunmaktadır. Okyanusal birimlerin güneye doğru komşu Arap platformu üzerine yerleşimi ise en Geç Kretase sırasında meydana gelmiştir (Yılmaz 1993; Robertson 1998).

Arap kıtası kuzey kenarı boyunca Doğu Akdeniz'den Oman'a kadar uzanan yaklaşık 1000 km'lik bir zonda tektonik olarak yerleşmiş bazı Mesozoyik yaşlı kıta kenarı ve okyanus birimlerinin olduğu ifade edilmektedir (Robertson 2007a ve oradaki referanslar). Buna karşın, Türkiye GD'sunda yer alan riftleşmeye maruz kalmış kıta kenarı ve okyanusal birimler tam olarak anlaşılamamıştır. Riftleşme ve deniz tabanı yayılmasının Triyas sırasında mı (Robertson ve Dixon 1984), Jura (örn. Barrier ve Vrielynck 2009) sırasında mı ya da Kretase'ye kadar başlayıp başlamadığı tartışmalıdır (Dercourt ve ark., 2000). Adıyaman ilinin kuzey ve

doğusundaki bölgede Güney Neotetis riftleşmiş kıta kenarının iyi yüzeylemiş olması bölgedeki magmatik, tortul ve tektonik süreçlerin anlaşılmasına imkan sağlamaktadır.

Türkiye GD'su Güney Neotetis adıyla bilinen Mesozoyik – Erken Senozoyik yaşlı Tetis okyanusunun kapanışı ile ilgili jeoloji süreçlerinin anlaşılması açısından önemli bir bölgedir.

İnceleme alanında alttan üste doğru başlıca şu jeolojik birimler yer alır; *Arap önülkesi, Karadut Karmaşığı, Koçali volkanik-tortul seri ve Koçali ofiyoliti, Üst Kretase-Orta Miyosen yaşlı tortul istifidir*.

Arap platformu kuzeyine yerleşmiş allokton kayaçların (Karadut ve Koçali Karmaşıkları) üzerine en Geç Kretase-Senozoyik yaşlı tortul istif transgresif olarak gelir. Bu transgresif istif güneyde Arap önülkesi üzerinde de devam eder. Toros alloktonu birimlerinin Orta Miyosen sırasında güneye doğru yerleşmesi ile Arap platformu üzerindeki çökelim son bulmaktadır. Daha sonra Geç Miyosen, Pliyosen ve Pleyistosen yaşlı karasal çökeller deforme olmuş Arap platformu kenarını ve yerleşmiş allokton birimlerini örter. Doğu Anadolu Fay Kuşağı bölgenin kuzey kesimini etkilemiştir (Şengör ve ark., 1985; Herece, 2008; Duman ve Emre, 2013; Robertson ve ark., 2016a).

İnceleme alanını da içerisine alan Türkiye GD'sunda üç ana tektonik fazın varlığı bilinmektedir. Bunlar Güney Neotetis'in kuzeye ilerleyen yitimi, kapanışı ve kenetlenmesi evrelerini yansıtır. Arap kıta kenarı (Adıyaman yakınında) bölgesel tektonik, östatik deniz düzeyi değişimi ve iklim değişikliği etkisinde Geç Kretase – Geç Miyosen aralığında gelişmiştir (Robertson ve ark., 2016a). Üç ana tektonik faz olduğu bilinmektedir.

1. Ofiyolitler ve yığışım karmaşığının önülke havzası üzerine Geç Kretase'de (en Geç Kampaniyen-Orta Maastrihtiyen) yerleşimi: Arap platformunun kuzey ucunun çökmüş olması, üzerleyen levhadan çoğunlukla türbiditler ve diğer kütle akması çökelleri şeklinde beslenmiş çekim akması çökellerinin birikmesi ile ilişkilidir.

2. Geç Paleosen–Erken Eosen sıkışması: Yükselme, eğimlenme, çekimsel duraysızlık, yapısal denetimli çökelme merkezlerinde kırıntılı sediman çökelimine ve yükselmiş blokların yer yer yüzeylenmesine neden olmuştur. Yüzeyde yükselen alanlar bölgenin başlıca kuzeyinde ve güneybatısındadır. İkinci bölgesel tektonik olay, Güney Neotetis'in geç evreli yitimi veya Arap ile Anadolu levhaları arasında başlayan çarpışma sırasında sıkışmayla açıklanır.

3. Güney Neotetis'in Erken-Orta Miyosen'de son kapanışı. Toros alloktonu tarafından temsil edilen kuzeydeki aktif kıta kenarının Arap pasif kenarı üzerine yerleşmesi, fleksür çökmesine ve Lice Formasyonu olarak belirlenen Erken Miyosen yaşlı önülke havzasının meydana gelmesi ile sonuçlanmıştır. Önülke havzası dolmuş ve Toros alloktonu tarafından üzerlenmiştir. Arap ve Anadolu levhalarının çarpışmasının ilerleyişi yerleşmeyi açıklamaktadır. Orta-Geç Miyosen dönemi sırasında kenet daralmasıyla ilişkili olan çarpışma sonrası, denizel olmayan kırıntılı sedimanlar birikmiştir (Robertson ve ark., 2016a'dan).

Türkiye GD'sunun Tetis kenet kuşağında yer alan Mesozoyik yaşlı tektonik yerleşmeli tortul ve volkanik kayaçlar ile ofiyolitik birimlerin irdelenmesi gerek riftleşmenin gerekse yitim zonunun evrimi açısından oldukça önemlidir. Kenet kuşağının farklı yapısal düzeylerinde birbiriyle ilişkili olan volkanik kayaçların bulunduğu ya da bulunmadığı iki farklı kayaç topluluğu belirlenmiştir. Bunlar sırasıyla Koçali birliği ve Karadut birliğidir.

Tez çalışmasının ana konusunu oluşturan Koçali Karmaşığı, ilk olarak Koçali Birliği adıyla adlandırılmış olup sonradan Koçali Karmaşığı olarak bilinir hale gelmiştir (Fontaine 1981). Adıyaman ilinin Gölbaşı-Sincik ilçeleri arasında geniş yüzlekler veren Koçali Karmaşığı bu çalışmada ast birimlerine ayırtlanmış ve birimin aslında bir karmaşık olmadığı, 1/25.000 ölçekte haritalanabildiği ortaya konulmuştur. Bu kapsamda Koçali Karmaşığı; kökenleri farklı olan, birisi volkanik-tortul bir topluluk (Tarasa-Konak formasyonları) ve diğeri de ofiyolitik topluluk (Kale formasyonu) olmak üzere iki temel birimi kapsamaktadır. Güney Neotetis'in riftleşmeye maruz kalmış kenarının anlaşılabilmesi için Koçali

Karmaşığı'nın ıraksak riftleşmiş kıta kenarı volkanikleri (Tarasa formasyonu) ve derin deniz sedimanlarının (Konak formasyonu) jeolojik evrim içerisinde ortaya konulması zorunludur.

Tarasa ve Konak Formasyonları (riftleşmiş ıraksak kıta kenarı volkanikleri ve derin deniz sedimanları):

Tarasa ve Konak formasyonlarına ait volkaniklerden zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltları (E-MORB) ve okyanus adası bazaltları (OIB) olmak üzere iki farklı kaynağı işaret eden volkanizmanın varlığı jeokimya bölümünde detaylandırılmıştır. OIB'lar geniş bir rift ve okyanus adası ortamı aralığında bulunur. Normal okyanus ortası sırtı bazalt (N-MORB)'a kıyasla oldukça uyumsuz elementler açısından zenginleşmiş olan E-MORB, volkanik adalardan (örn. İzlanda; Şekil 4.60b'ye bakınız), büyük denizaltı dağlarından ve okyanus adalarına yakın topografik açıdan bazı yüksek alanlarda yer alır. E-MORB içeren denizaltı dağları, riftleşmiş kıta kenarları yakınında olanlardan yayılma sırtlarının her iki tarafında olanlara kadar çeşitlilik gösterir. Riftleşmiş kıta kenarının yakınında yer alan küçük bir denizaltı dağına iyi bir örnek Tiren Denizinin batısında bulunan Gortani Sırtıdır (Beccaluva ve ark., 1990; Robertson ve ark., 2016b'den).

Deniz tabanı yayılmasıyla oluşmuş en erken okyanusal kabuktan gelen bazaltın, biri KD Atlas Okyanusu'nda ki Gobun Çıkıntısı (Kempton ve ark., 2000) ve bir diğeri de KB Atlas Okyanusu'nda ki Newfoundlanddır. Riftleşmiş kıta kenarı olarak bilinen iki ortamda MORB bileşimine sahip olduğu tespit edilmiştir. (Robertson 2007b) OIB ve E-MORB olağan biçimde birlikte bulunurken, OIB ile N-MORB nadiren birlikte bulunabilir. Bir istisna olarak, KB Atlas Okyanusu'nda Baffin Adası'nda yüzeylenen rift ortamı, hem OIB hem de N-MORB lavlarını içermektedir (Robillard ve ark., 1992). Yine de eldeki veriler zenginleşmiş (OIB/E-MORB) ve tüketilmiş (N-MORB) bileşenlerin nadiren birbiriyle karıştığı yönündedir (Fitton 2007; Robertson ve ark., 2016b).

OIB-tipi lavlara Levant sahili altında açılmış derin bir kuyuda rastlanılmıştır (örn. Garfunkel 1998, 2004). Bu volkaniklerin Tarasa-Konak formasyonlarında bilinen en genç bazaltlara (Erken Jura) benzer yaşta olduğu belirtilmiştir. Bunun yanı sıra, son yıllarda geliştirilen yaşlandırmalar, bu lavların en Geç Triyas döneminde püskürdüğü yönündedir (206–204 My; Golan ve ark., 2014). Koçali Karmaşığı ile genellikle aynı yaşa sahip Doğu Akdeniz bölgesi boyunca yerleşmiş diğer derin denizel volkanik-tortul birimler arasında açık benzerlikler bulunmaktadır (Varol ve ark., 2011; Uzunçimen ve ark., 2011; Robertson ve ark., 2012a; Robertson ve ark., 2016b).

Suriye'nin kuzeyinde ki Baer-Bassit melanjı içinde yüzeylenmiş Triyas – Erken Kretase yaşlı derin deniz tortul ve volkanik kayaçları Koçali karmaşığı ile karşılaştırılabilir (Delaune-Mayere 1984; Robertson 2002; Al-Riyami ve ark., 2002b). Bu birimler Tarasa-Konak formasyonlarına kıyasla görece parçalıdır. OIB lavları ince kalınlıktaki (onlarca metre) pelajik kireçtaşı ve radyolaryalı sedimanlarla ara tabakalıdır (Al-Riyami ve Robertson 2002). Baer–Bassit melanjı Orta Jura – Erken Kretase yaş aralığında (Al-Riyami ve ark., 2002b) OIB-tipi ile alkali/peralkali ekstrüzif kayaçlar ve daha az oranda ilişkili sokulum kayaçlarını kapsamaktadır (Parrot 1977; Robertson ve ark., 2016b).

Robertson ve ark., 2016b'de Bulam Çay Grubu olarak adlandırılan Tarasa ve Konak formasyonlarını, Türkiye GB'sında Antalya Karmaşığı'nın (veya Antalya Napları) birkaç birimiyle karşılaştırmaktadırlar. Antalya Karmaşığı'nın güneybatı kısmında kalın bazaltik lav serileri (yaklaşık 750 m'ye kadar çıkan kalınlığa sahip) mevcuttur (örn. Çalbalı Dağ kesiti; Robertson ve ark., 2016b). Antalya Karmaşığı boyunca çeşitli yerlerden derlenmiş olan örnekler, Tarasa ve Konak formasyonlarının bazaltları ile karşılaştırılabilecek ölçüde E-MORB'dan OIB'a kadar değişim sunmaktadır (Robertson ve Waldron 1990).

Gerek OIB'lar gerekse MORB'lar batı Kıbrıs'ta Mamonia Karmaşığı'nda yüzeylemektedir (Malpas ve ark., 1993; Lapierre ve ark., 2007; Chan ve ark., 2008). MORB'un Geç Triyas döneminde Güney Neotetis'in erken-evreli

yayılımını yansıttığı yorumu yapılırken, OIB günümüzün güney Kızıl Denizi'nde olanlara benzer okyanus adaları veya denizaltı dağları olarak açıklanmıştır (Robertson 1990). Koçali Karmaşığı içinde MORB'un varlığı henüz kanıtlanamamıştır (Robertson ve ark., 2016b). Ancak farklı bir çalışmada Gaziantep bölgesinde volkonojenik masif sülfid (VMS) yataklarıyla ilişkili yan kayaçların Koçali volkanik-tortul seriye ait bazaltlar olduğu ve N-MORB bileşimli oldukları rapor edilmiştir (Yıldırım ve ark., 2016).

Doğu Akdeniz bölgesinin Geç Triyas yaşlı volkanikleri içinde (Antalya Karmaşığı) E-MORB ve N-MORB'dan ziyade OIB ile ilişkilidir. Bu durum, rift ortamındaki farklı kısmi ergime dereceleri ile ilişkilendirilebilir. Bununla birlikte, yayılma merkezi altında üst manto içindeki bir manto sorgucu veya zenginleşmiş bir "damla" ya da "şerit" ile etkileştiği takdirde okyanus ortamında E-MORB'un meydana gelebileceği ifade edilmektedir. İzotop verileri (örn. Pb izotopları), bir kısım Geç Triyas yaşlı bazaltların (örn. Mamonia ve Antalya Karmaşıkları) kabuk kirlenmesi izlerini taşımadığını (Lapierre ve ark., 2007; Maury ve ark., 2008) ve dolayısıyla okyanus kökenli olduğunun öne sürülmesinde kullanılmıştır. Örneğin Batı Afrika'da Kamerun Hattı ile ilişkili olanlarda olduğu gibi bazı kıtasal OIB'lar da kıtasal kirlenme kanıtlarından yoksundur (Fitton ve Dunlop 1985). Rift bazaltları, özellikle kıtasal kabuğun önceden inceldiği yerlerde riftleşme sonucu her zaman kabuk kirlenmesi kanıtlarını işaret etmeyebilir (Robertson ve ark., 2016b).

Sedimanter veriler rift ile okyanusal denizaltı dağı ortamları arasında ayrım yapmak için en iyi olanağı sunar. Kıbrıs GB'sında ki OIB'larının ortamı Tarasa formasyonuna benzemez çünkü Mamonia Karmaşığı volkanikleri, tez inceleme alanı içinde gözlenmemiş olan Geç Triyas yaşlı sığ-denizel resif kireçtaşlarıyla ilişkilidir. Aksine, Koçali Karmaşığı'nın bazaltik kayaçları (Tarasa ve Konak formasyonları) karbonat denge derinliğinin altındaki bir derin deniz ortamında oluşmuşlardır (Robertson ve ark., 2016b).

Tetis denizaltı dağları genelde yavaş yavaş çökelmiş demir ve manganez açısından zengin, yer yer ammonitçe zengin pelajik kireçtaşları ile ilişkilidir

(Jenkyns, 1986). Antalya Karmaşığı'nda bazaltik kayaçların üzerinde yer yer Ammonitico Rosso fasiyesi bulunur (Robertson ve Waldron, 1990; Marcoux, 1995). Aksine, Konak formasyonunun sedimanlarında Ammonitico Rosso fasiyesi bulunmamakta ve bunun yerine volkanojenik çekim akması çökelleriyle ilişkilidirler. Bu özellik bir denizaltı dağı ortamından ziyade derine gömülmüş bir rift ortamıyla tutarlıdır. Koçali Karmaşığı'nın Mesozoyik yaşlı volkanik-tortul istifinde neritik taneler (örn. pelletler, ooidler, ekinoid kırıntıları ve kalkerli algler) olduğu bildirilmiştir (Perinçek 1978; Robertson, 2015b). Bunun yanı sıra, Tarasa ve Konak formasyonunda karasal kırıntılı sedimanların olmadığı da görülmektedir. Bu durum riftleşmiş kıta kenarı-okyanus geçiş kuşağı içinde denizaltı rift havzalarının ve batimetrik yükseltilerin koruyucu etkisiyle açıklanabilir.

Özetle, Tarasa formasyonunun Ladiniyen (?) - Noriyen yaşlı volkanik istifinin, kıta-okyanus geçiş zonunun dış kısmı içinde ıraksak riftli bir kıta kenarında meydana geldiği sonucunu çıkarabilir. Konak formasyonunun Noriyen–Bajosiyen yaşlı volkanik-tortul istifinin, kıtasal riftleşme sırasında ve hemen sonrasında Kızıl Deniz tipi küçük bir okyanus havzası içinde gelişmiş olması mümkündür. Ara tabakalı ince-taneli karbonatlar Arap karbonat platformundan düşük yoğunluklu çekim akmaları (peri-platform çamuru) halinde gelirken, radyolaryalı sedimanlar karbonat denge derinliğinin altında birikmiştir (Şekil 5.2. a-b; Robertson ve ark., 2016b'den).

Karadut Karmaşığı (Jura–Kretase yaşlı riftleşmiş yakınsak kıta kenarı sedimanları):

Güneydoğu Anadolu'da riftleşmeye maruz kalmış Arap kıta kenarının jeolojik evriminde sedimanter kökenli Karadut Karmaşığı oldukça önemlidir. (Şekil 5.1;5.2). Karadut karmaşığı yapısal olarak en altta ve Arap önülkesinin hemen üzerinde tektonik dokanakla yer almaktadır. Karadut Karmaşığı'nın tip kesitinin gözlendiği Karadut köyünde, birim Arap platformuna ait Sayındare veya Kastel formasyonlarını tektonik olarak üzerlemekte ve Neojen yaşlı Fırat

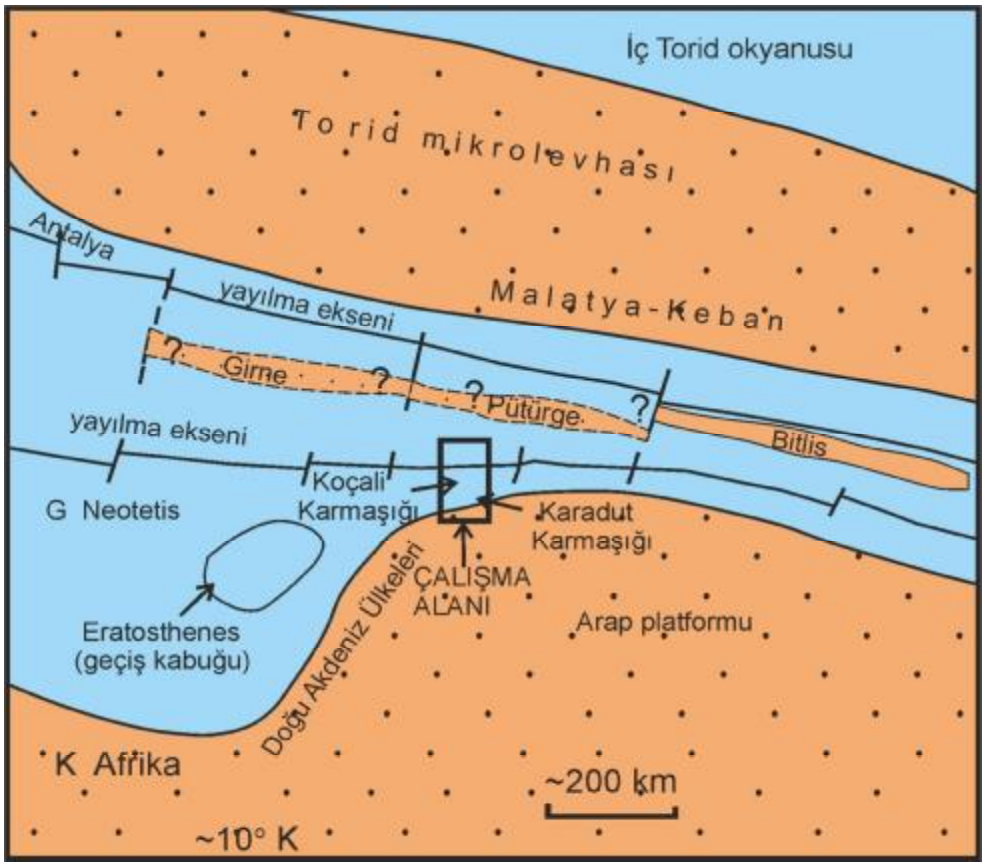
formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Rigo de Righi ve Cortesini 1964; Perinçek 1979; Herece 2008).

Karadut Karmaşığı'nın yaşı, litolojisi ve yamaç – yamaç tabanı şeklinde ki çökelme ortamı nedeniyle Neotetis'in birkaç farklı riftleşmiş kıta kenar istifi ile karşılaştırılabilir. Çekim akmaları, tıpkı kuzey Suriye'de Baer-Bassit melanjı içindeki bloklar ve dilimler şeklinde korunduğu gibi Geç Triyas – Orta Kretase yaşlı silisli pelajik tortullar içindeki kalkerli çekim akması çökelleri ile kabaca karşılaştırılabilir (Delaune-Mayere, 1984; Al-Riyami ve Robertson, 2002; Robertson ve ark., 2016b). Ayrıca Güneybatı Kıbrıs'da Mamonia Karmaşığı'nın Geç Triyas – Kretase yaşlı Ayios Photios grubu ile de benzerlikleri mevcuttur (Robertson ve Woodcock 1979; ayrıca Bragin ve Krylov, 1999a, b'ye bakınız). Ek olarak, Karadut Karmaşığı'nın yeniden çökelmiş fasiyesinin merceksi karakteri, Toros karbonat platformunun göreceli olarak yakınsak, kanal açmış yamaç tabanı istifi olarak yorumlanmış olan (Robertson ve Woodcock, 1982) Antalya Karmaşığı'nın Çatal Tepe birimine benzerlik sunmaktadır (Poisson, 1977). Karadut Karmaşığı'nın incelenmeden kalan birçok yüzeylemeleri mevcuttur ve karmaşığın yaşının Koçali Karmaşığı'na benzer biçimde Geç Triyas'dan Kretase'ye kadar uzanması olasıdır (Robertson ve ark., 2016b).

Neotetis rifleşmesine karşılık Deniz tabanı yayılması:

Koçali Karmaşığı'nın volkanik-tortul istifine ait veriler, Geç Triyas sırasında Güney Neotetis'in riftleşme sonrası okyanuslaşmasının kanıtını oluşturmaktadır (Karniyen–Noriyen; Şekil 5.1; Şekil 5.2a). Dolayısıyla, zenginleşmiş Erken Jura yaşlı OIB'ları riftleşme sonrası volkanizmayı göstermektedir. Türkiye güneyindeki başka yerlere ilişkin veriler (örn. Toros platformu ile ilişkili birimler; Mackintosh ve Robertson 2012) riftleşmenin Geç Permiyen sırasında başladığını, daha yoğun riftleşmenin de Erken Triyas sırasında gerçekleştiğini göstermektedir (Poisson, 1977; Robertson ve Woodcock, 1982; Tekin ve Sönmez, 2010). Antalya Karmaşığı (Robertson ve Woodcock, 1981, 1982; Tekin, 2002a) ve Mamonia Karmaşığı (Robertson ve Woodcock 1979; Malpas ve ark., 1993; Chan ve ark., 2008;

Robertson ve ark., 2016b) verileri, kıtasal riftleşme ve ilk deniz tabanı yayılmasının, Tarasa formasyonunun radyolarya yaşları ile üzerine gelen Konak formasyonunun daha alt kısımlarıyla tutarlı biçimde Karniyen-Noriyen sırasında meydana geldiğini işaret etmektedir. (Şekil 5.2 a,b)



Şekil 5.1. Karadut Karmaşığı'nın göreceli olarak yakınsak (kıta kenarına yakın) ve Koçali Karmaşığı'nın daha ıraksak volkanik-tortul istiflerinin konumlarını gösteren paleocoğrafik haritası. Yeni veriler, Geç Triyas-Erken Jura döneminde riftleşme ve deniz tabanı yayılması (Robertson ve ark., 2016b'den).

Neotetis'in yitimi ve SSZ tipi ofiyolit gelişimi:

Ofiyolitlerin, eski okyanusal litosfer parçalarının günümüzde kıtasal kabuk üzerine yerleşmiş kalıntıları olduğu bilinmektedir. Ofiyolitlerin detaylı olarak araştırılması jeodinamik evrim açısından önemli bilgiler sunmaktadır.

Tektonik ortamlarına göre ofiyolitler Tetis ve Kordillera ofiyolitleri olarak iki tipte bulunurlar (Moores, 1982). Kordillera ofiyolitleri yığışım zonları üzerine yerleşmiş olarak gözlenirken, Tetis ofiyolitleri tektonik olarak kıta kenarını üzerlemektedir. Tetis ofiyolitleri Akdeniz bölgesinde üç gruba ayrılır; (a) Orta Triyas–Orta Jura yaşlı Doğu Tetis okyanusu olarak adlandırılan Batı Karpat ofiyolitleri (Pieniny-Meliata-Dinarid ve Helenik-Pontik Kuşakları), (b) Orta–Geç Jura yaşlı Batı Tetis Okyanusu olarak adlandırılan Betik Kordilera-Apennin-Alpin Kuşakları ve (c) Geç Kretase yaşlı Neotetis okyanusu olarak adlandırılan Anatolid-Torid Kuşağı ofiyolitleridir (Ohnenstetter ve ark., 1979; Bortolotti ve Pirincipi, 2005; Karaoğlan, 2012'den).

Tetis okyanusal alanlarını temsil eden bu ofiyolitler ve ilişkili diğer magmatik birimler günümüz modern okyanus kabuğu ile karşılaştırıldığı zaman birbirlerinden çok farklı tektonik ortam ve kökenden gelmektedirler (Robertson, 2002; Parlak ve ark., 2009). Bunlar; (a) Orta-Geç Jura yaşlı Batı Tetis ofiyolitleri, okyanus içi yitim ile ilişkili (Doğu Arnavutluk ve Yunanistan'da Vourinous ofiyolitleri), (b) MORB (Batı Arnavutluk ofiyolitleri), (c) MORB tipi ofiyolitten SSZ tipi ofiyolite geçen (Güney Arnavutluk ofiyolitleri, Yunanistan'da Pindos ve Asproptamos ofiyolitleri) ve (d) kıta içi yay-gerisi basen (KD Yunanistan'da Guevgueli ofiyoliti) tektonik ortamlarında oluşmuş olan okyanusal litosfer kalıntılarıdır (Robertson, 2002; Bortolotti ve Principi, 2005; Parlak ve ark., 2009). Türkiye'deki Üst Kretase yaşlı ofiyolitler ile Troodos (Kıbrıs) ve Baer-Bassit (Suriye) ofiyolitleri yitim zonu üzerinde oluşan (SSZ) ofiyolit karakterindedir (Aktaş ve Robertson, 1984; Pearce ve ark., 1984; Hébert ve Laurent, 1990; Lytwyn ve Casey, 1993; Yalınız ve ark., 1996; Parlak ve ark., 1996; Collins ve Robertson, 1998; Beyarslan ve Bingöl, 2000; Floyd ve ark., 2000; Parlak ve ark., 2000, 2002;

Al-Riyami ve ark., 2002a,b; Robertson, 2002; Parlak ve ark., 2004; Bağcı ve ark., 2005, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2006; Bağcı ve ark., 2008; Bağcı ve Parlak, 2009; Karaoğlan, 2012).

Tetis evriminin çok önemli bir bölgesi olan Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı'nda okyanus içi yitim zonu ofiyolitleri ile başlayan ve Toros platformu ile Arap platformunun çarpışması ile son bulan Neotetis'in güney kolunun oluşumu, kapanması ve kıta-kıta çarpışmasının zaman–mekân ilişkisinin sağlıklı bir şekilde yorumlanabilmesi için Koçali ofiyolitinin jeolojik evriminin anlaşılması zorunludur.

Koçali ofiyoliti; Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti ve Kuzey Suriye'de ki Baer-Bassit ofiyolitli melanj ile birlikte Arap platformu üzerine bindirmeli dokanakla gelir (Tinkler ve ark., 1981; Dilek ve Thy, 2009; Yıldırım ve ark., 2012; Roberson ve ark., 2015b). Bu ofiyolitik birim, Maastrihtiyen yaşlı ofiyolitten türeme çakıl ve kum içeren sığ denizel çökeller tarafından uyumsuz olarak örtülmekte ve genellikle Koçali volkanik-tortul istifiyle de tektonik-dilimli bir yapı sunmaktadır. Arazi ve paleontolojik veriler Kızıldağ ve Koçali ofiyolitlerinin Arap platformu üzerine bindirmesinin Maastrihtiyen'den önce olması gerektiğine işaret etmektedir.

Koçali ofiyoliti, bölgesel ölçekte Güney Doğu Anadolu Bölgesinde ki Kenar Kıvrımları Kuşağı boyunca batıdan doğuya yaygın yüzeylemelere sahiptir. Güneydoğu Anadolu Orojeni, Hatay'dan Gaziantep-Adıyaman-Diyarbakır'a ve daha doğuda Hakkari'ye kadar uzanan kuşak boyunca ofiyolitik kayaç topluluklarınca temsil olunmuş ve farklı isimlendirmelerle (Hatay bölgesinde Kızıldağ ofiyoliti; Gaziantep-Adıyaman-Diyarbakır-Hakkâri bölgelerinde ise Koçali Karmaşığı) tanımlanmıştır.

Bölgeyi de içine alan kuşağın yoğun tektonik özellikleri nedeniyle gelişmiş izoklinal kıvrılma ve ters kırılma/bindirme, Arap önülkesi üzerine Geç Kretase yerleşimiyle ilişkilidir. Koçali ofiyolitinin başlangıçta tıpkı inceleme alanının güneybatısında yüzeyleyen Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine benzeyen görece sağlam, bölgesel açıdan geniş bir bindirme örtüsü şeklinde Koçali volkanik-tortul istifinin

üzerine yerleşmiş bulunmaktadır (örn. Delaloye ve Wagner 1984; Bağcı ve ark., 2005, 2008; Inwood ve ark., 2009;). Devam eden yerleşim sırasında, nap dilimleri kuzey Suriye'de Baer Bassit ofiyolitinin ve ilişkili olduğu volkanik-tortul melanjınkine benzer olan, gerçekte günümüzdeki konumunu ortaya çıkaracak biçimde yeniden dilimlenmiştir (Al-Riyami ve ark., 2002b). Bu imbrike yapı Koçali ofiyolitinin, düzenli bir ofiyolitik istif sunmasına engel olmuş ve dolayısıyla istifin tüm birimleri görülememiştir. İnceleme alanında Koçali ofiyoliti; ince bir metamorfik dilim ile temsil edilen ofiyolit tabanı metamorfik kayaçları (metamorphic sole), tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, tekil diyabaz daykları, levha dayk kompleksi, plajiyogranitler ve talus breşinden oluşmaktadır. Birimlerin birbiriyle olan ilişkilerinin neredeyse tamamına yakını tektoniktir. Bu yoğun tektonik-dilimli yapı, istifin üst bölümlerini oluşturan volkanik kompleksin de yitilmesine ve/veya aşınmasına sebep olmuş olabilir (Şekil 4.27'e bakınız).

Koçali ofiyolitinin kümülat kayaçlar, levha daykları ve tekil gabro dayklarının ana, iz ve nadir toprak element içerikleri bu kayaçların, subalkalin karakterli olduklarını ve toleyitik bir eğilim sergilediklerini, ada-yayı toleyitleri ve boninitlere benzediklerini, okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde (supra-subduction zone) oluştuklarını göstermektedir. Nadir toprak element desenlerine bakıldığında; Koçali ofiyolitine ait mafik kümülatların boninitik tipte olduğu buna karşın levha daykları ile tekil (evrimleşmiş gabro) daykların ada-yayı toleyitleri olmak üzere iki farklı tip olduğu belirlenmiştir. Boninitik birleşimli mafik kümülatların, özellikle hafif nadir toprak elementleri (LREE) bakımından ada-yayı toleyitlerine göre daha çok tüketilmiş oldukları görülmektedir. Tüm kayaçların örümcek diyagramlarında ise, her iki tip kayaç (IAT ve boninitik) türünün [(a) LIL (Rb, Ba, Th, K) element zenginleşmesi, (b) Sr ve Pb pozitif anomalisi, (c) negatif Nb anomalisi ve (d) N-MORB'a göre benzer HFS element anomalisi] benzer özellikler sundukları belirlenmiştir. Ancak mafik kümülatların, N-MORB'a gore HFS elementler bakımından ada-yayı toleyitlerine (levha daykları-tekil dayklar)

nazaran daha fazla tüketilmiş oldukları görülmektedir. Yine tektonomagmatik ayırtman diyagramları da kümülat kayaçların, levha dayk ve izole gabro dayklarının ada-yayı ortamında oluştuğunu doğrulamaktadır.

Farklı dayk oluşumlarının ve plutonik intrüzyonların kesme ilişkileri ve bu intrüzif kayaçların ve volkanik eşleniklerinin jeokimyasal karakteristikleri SSZ ortamında genişletilmiş bir yay-önü ortamındaki ofiyolitlerin kademeli bir magmatik evrimini göstermektedir. Koçali ofiyoliti içindeki analiz edilmiş levha dayklar, kümülatlar ve evrimleşmiş gabro daykları, değişken bir biçimde tüketilmiş manto kaynağının ergimesinin farklı derecelerindeki jeokimyasal ayırt edici özelliklerini göstermektedir. Bu tüketilmiş manto kaynağı, zenginleşmiş uyumsuz elementlerce ve levha-kaynaklı akışkanlarca metazomatize olmuştur. Levha daykları bileşimsel olarak bazalt bileşiminde olup IAT eğilimindedirler. Mafik kümülatlar olivinli gabro ve gabro bileşiminde olup, yüksek MgO ve düşük TiO_2 içerikleri, kaşık şekilli REE modelleri ile boninitik bir bileşime sahiplerdir ki bu da yüksek refrakter manto peridotitlerinin artan derecede ergimesini işaret eder (Dilek ve Thy, 2009). Evrimleşmiş gabro daykları (tekil dayklar) ise bazalt bileşimli ve IAT eğilimli olup geç evre ürünüdür ve boninitik kümülat kayaçları kesmektedirler. Kümülatlar, tekil dayklar ve levha dayklarının kesme ve bindirme ilişkileri göstermektedir ki, magmatizma IAT'den boninitik safhalara kadar, Kızıldağ ofiyolitiyle benzer şekilde Koçali ofiyolitinin evrimi sırasında eşzamanlı olarak, zaman ve mekan içerisinde benzer şekilde gelişmiştir. Koçali ofiyolitinin ana magmaları, yay-önü yayılma sisteminin altındaki ergime sütunu içerisindeki farklı seviyelerdeki jeokimyasal olarak çeşitli eriyik artışlarının farklılaşması ve değişken karışımdan evrimleşmiştir (Şekil 5.2 c,d). Bu, zamanla ada-yayı toleyitlerinden boninitlere ilerleyen kaynak tüketimini işaret edebilir. Mariana yay-önü bölgesindeki boninitler yay toleyitlerini üzerlemektedir (Wood ve ark., 1981; Hickey & Frey 1982; Bağcı ve ark., 2008). Guam'da yay toleyitleri boninitleri örtmekte (Reagan & Meijer 1984), Cape Vogel sahasında Paleojen yaşlı iki boninit serisi ada-yayı toleyitlerini üzerlemektedir (Jenner 1981; Walker & Cameron 1983;

Bağcı ve ark., 2008). Trodos ofiyolitinde boninit magmatizması (üst yastık lav) hem eş zamanlı olarak hem de ada-yayı toleyitlerinin (alt yastık lav: Robinson ve ark., 1983; Beccaluva & Serri 1988) yerleşmesinden sonra oluşmuştur. Bu durum özel bölge gibi görünmektedir ve bir okyanus içi dalma-batma bölgesinin karşısındaki bağıl olarak sınırlı bir bölge içinde eş zamanlı olarak aktif olan belirgin bir şekilde farklı magma kaynaklarını işaret etmektedir. Boninitler yay geçmişi içinde genellikle erken oluşurlar fakat sıklıkla çakışırlar ve/veya yay toleyitlerinin oluşumunu takip ederler (Lytwyn & Casey 1993; Bağcı ve ark., 2008).

Koçali ofiyolitik magmalarının evrimsel eğilimi, IAT'den boninitiğe eğilimleri, birçok Tetis ofiyolitinin (Kızıldağ, Troodos, Baer-Bassit, Bets Cove) evrim tarihi içerisinde yaygın gibi görünmektedir ve dalma-batma zonu içerisinde başlangıç aşamasındaki bir yay magmatizmasının ofiyolitik şablonunu yansıtır (Bağcı ve ark., 2008; Dilek ve Thy, 2009; Parlak ve ark., 2009). IAT'den boninitiğe yaklaşık eş yaşlı, Izu-Bonin-Mariana sistemi içindeki erken yay magmatizması (Eosen-Oligosen) Tetis ofiyolitlerinin SSZ evrimi için en modern analogtur.

Koçali ofiyotine ait kümülat kayaçlardaki olivin, plajiyoklas ve piroksen mineral içeriklerinin sınırlı kimyasal değişim gösterdikleri ve zonlanma göstermedikleri anlaşılmaktadır. Olivinlerdeki Forsterit (Fo) içerikleri 77-87 (Kızıldağ ofiyolitinde 76-88); Klinopiroksenlerdeki Magnezyum numarası (Mg#) 80-92 (Kızıldağ ofiyolitinde 75-92) arasında değişmektedir. Ortopiroksenlerdeki Magnezyum numarası (Mg#) 79-86 (Kızıldağ ofiyolitinde 79-87) arasında değişmektedir. Plajiyoklaslardaki An içeriği 61-92 (Kızıldağ ofiyolitinde 83-95) arasındadır (Kızıldağ ofiyolitine ait değerler Parlak ve ark., 2009'dan alınmıştır).

Kümülat kayaçlarda gözlenen yüksek magnezyumlu olivin/piroksenler ve kalsik plajiyoklaslar MORB tipi ortamlarda oluşan kümülatlardan farklılık sunarlar (Hebert, 1982; 1985). İnceleme alanında gözlenen kümülat kayaçların plajiyoklas, olivin ve piroksen içeriklerine göre oluşturulan diyagramlarda Koçali ofiyolitine ait

kümülat kayaçlar MORB tipi ortamdaki kayaçlardan farklılık sunmaktadırlar ve iyi bilinen yitimle ilişkili ofiyolitler ve ada-yayı ortamları ile deneştirilebilmektedirler (Parlak ve ark., 2009; Stern, 1979; Arculus ve Wills, 1980; Gust ve Johnson, 1981; Fujimaki, 1986; Parlak ve ark., 1996; 2000). Koçali ofiyoliti kümülat kayaçları okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluşan bazı Doğu Akdeniz Ofiyolitleri [(Pozantı-Karsantı ofiyoliti, (Parlak ve ark., 2000,2002b), Troodos ofiyoliti (Hebert ve Laurent, 1990), Kızıldağ ofiyoliti (Bağcı, 2004)] ile dünyanın çeşitli bölgelerinde ada-yayı tektonik ortamında oluşmuş gabroyik kayaçlarla yakın benzerlikler sunduğu ve okyanus ortası sırtı (MOR) tektonik ortamında oluşan ofiyolitik kayaçlardan da farklılıklar gösterdiği izlenmektedir. Ayrıca klinopiroksenlerdeki düşük Al^{IV} ve Ti içerikleri, Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarının boninitik tipte olduklarını doğrulamaktadır ki bu durum kümülat kayaçların tüm kayaç jeokimyasal verileriyle de uyumludur.

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı son 30 yılı aşkın süredir yoğun bir şekilde çalışılmaktadır. Bölgenin jeolojik evrimi, Toros platformunun Doğu Anadolu'daki uzantılarını ve Arap platformunun kuzey kenarını kapsayan ve birbirlerinden çok farklı yapısal özellikleri ile temsil edilen kaya birimlerinin zaman-mekân ilişkileri ile doğrudan ilintilidir. Bu çerçevede kuşak boyunca gözlenen okyanusal kabuk parçalarının (ofiyolitler) oluşum yaşlarının bilinmesi bölgenin jeodinamik evrimini açıklamada son derece yardımcı veriler sunacağı açıktır.

Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı boyunca gözlenen ofiyolitik kayaçların kristallenme ve soğuma yaşlarına dönük son dönemlerde önemli çalışmalar gerçekleştirilmiştir (Çoğulu ve ark., 1976; Delaloye ve ark., 1980; Yazgan ve Chessex, 1991; Parlak ve Kozlu, 2000; Parlak ve ark., 2002; 2004; 2006; 2009; Robertson ve ark., 2006; 2014; Karaoğlan, 2012; Karaoğlan ve ark., 2013a,b; 2016). Koçali ofiyolitinin güneybatı devamı konumda olan Kızıldağ ofiyolitinin oluşum ortamı Neotetis'in güney kolunun okyanus içi yay-önü ortamında gelişen yayılma sırtında oluştuğu birçok araştırıcı tarafından ortaya

konmuştur (Deloleye ve ark., 1980; Dilek ve Eddy; 1992; Dilek ve Thy, 1998; Dilek ve Flower, 2003; Bağcı, 2004; Bağcı ve ark., 2005, 2008; Dilek ve Thy, 2009; Parlak ve ark., 2009; Karaoğlan, 2012). Neotetis'in güney kolunda gelişen SSZ-tip kabuğun üzerleme yaşı, bu birimi uyumsuz örten ve taban konglomerasında ofiyolitik istifin kaya parçalarını içeren en yaşlı birimin paleontolojik verilerle Üst Maastrihtiyen yaşlı sedimanter birim olduğu belirlenmiş (Yılmaz, 1993) ve Neotetis okyanusunun güney kolunu oluşturan okyanusal kabuğun Geç Triyas – Erken Kretase yaşlı MORB tipi kabuk üzerinde Geç Kretase döneminde oluştuğu düşünülmüştür (Garfunkel, 2004; Robertson, 2002, 2004; Robertson ve ark, 2004; Parlak ve ark., 2009; Karaoğlan, 2012).

Dilek ve Thy, (2009) Kızıldağ ofiyolitinin plajiyogranit seviyelerinden, bu birimle petrojenetik ve jeokimyasal olarak deneştirilen Troodos ofiyoliti (90.3- 92.4 My; Mukasa ve Ludden, 1987) ve Baer-Bassit ofiyoliti (sistematik ve eksik olmasına karşın K-Ar yaşları 73-99My; Al-Riyami ve ark., 2002b ile örtüşen 91.8–91.6My zirkon U-Pb yaşları elde etmişlerdir. Karaoğlan ve ark. (2012; 2013a,b), Kızıldağ ofiyolitine ait iki örnekten ayıklanan zirkon minerallerinden 91.7±1.9My (plajiyogranit) ve 93.4 ±3.0My (gabro) U-Pb yaşları elde etmişlerdir.

Bu çalışmada ise Koçali ofiyolitinin gabro seviyeleri SIMS zirkon U-Pb analiz yöntemi ile yaşlandırılmış ve 94.1±1.3My yaş verisi elde edilmiştir. Gabrolardan elde edilen zirkon U-Pb yaşları Troodos ve Kızıldağ ofiyolitleri ile örtüşmektedir. Neotetis okyanusunun batı uzanımı olarak kabul edilen Mirdita, Vourinos, Pindos ve Crete ofiyolitlerinin değişik seviyelerinden elde edilen kristallenme yaşları 160-170 My arasında değişmektedir. Doğuya doğru gidildikçe Neotetis, Anadolu coğrafyasına geçerken ofiyoliterden Geç Kretase yaşı elde edilmektedir. En doğuda Neotetis'e ait Oman ofiyolitinin yaşı 95 My olarak ölçülmüştür (Dilek ve ark., 2008, Liati ve ark., 2004, Mukassa & Ludden, 1987, Konstantinou ve ark., 2007, Tilton ve ark., 1981). Bu Geç Kretase yaşlarının aksine Dilek & Thy, (2006) Ankara melanjında ~180 My yaşını bulmuşlardır.

Güneydoğu Anadolu'da boyunca farklı iki kuşak halinde yüzeyleyen Geç Kretase yaşlı ofiyolitik birimler kuzey kuşak ve güney kuşak ofiyolitileri olarak tanımlanmıştır. Kuzeyde, tektonik dokanakla Toros karbonat platformunun altında yer alan ofiyolitler Göksun (Kahramanmaraş), İspendere (Malatya), Kömürhan ve Guleman (Elazığ) ofiyolitlerini kapsamaktadır (Parlak ve ark., 2004, 2009, 2013; Rızaoğlu ve ark., 2006). Toros platformu ile ofiyolitik birimler, Geç Kretase yaşlı granitoidlerce (Esence ve Baskil) kesilmişlerdir (Parlak, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2009; Karaoğlan ve ark., 2016). Bu ofiyolitler tabanda Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı 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 granulit fasiyesinde yüksek basınç-yüksek sıcaklık (YB/YS) metamorfizmasına uğramış ve sonrasında Toros karbonat platformu ile birlikte Erken-Orta Eosen yaşlı Doğanşehir (Malatya) granitoidi tarafından kesilmişlerdir (Karaoğlan ve ark., 2013, 2016). Güney kuşakta yer alan Geç Kretase yaşlı Kızıldağ (Hatay), Koçali (Adıyaman), Baer-Bassit (Suriye) ve Troodos (Güney Kıbrıs) ofiyolitleri ise (Troodos hariç) doğrudan Arap platformu üzerinde tektonik olarak yer almaktadırlar (Şekil 5.1, 5.2a-e). Her iki kuşakta yüzeyleyen ofiyolitlerin okyanus içi yitim zonu üzerinde (SSZ-tipi) oluştuklarına dair birçok çalışma mevcuttur (Parlak ve ark., 2004, 2009, 2013; Bağcı ve ark., 2005, 2008; Rızaoğlu ve ark., 2006; Yıldırım, 2012b; Yıldırım, 2015; Nurlu, 2016; Şimşek, 2017; Şekil 5.2a-e). Her iki kuşakta yüzeyleyen ofiyolitler okyanus içi yitim zonunda oluşmasına rağmen tektonik ilişki, ofiyolit stratigrafisi, petrografik ve petrolojik özellikleri bakımından farklılıklar sunmaktadırlar. Bu farklılıklar şöyle sıralanabilir:

a) Kuzey kuşaktaki ofiyolitler tavan dokanağında tektonik olarak 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 kalkalkali yay granitoidleri tarafından kesilmişlerdir (Parlak, 2006; Rızaoğlu ve ark., 2009; Yıldırım, 2015; Karaoğlan ve ark., 2016; Nurlu ve ark., 2016). Güney kuşakta yer alan Kızıldağ (Hatay), Koçali (Adıyaman) ve Baer-Bassit (Suriye) ofiyolitleri ise doğrudan Arap platformu üzerinde tektonik olarak yer almakta ve bu ofiyolitlerde granitoid intrüzyonu görülmemektedir (Selçuk, 1981; Robertson, 1986; Dilek ve Thy, 2009; Dilek ve Furnes, 2009; Robertson ve ark., 2015b; Şekil 5.2a-e).

b) Kuzey kuşakta yer alan ofiyolitlerin güneyinde geniş yüzlekler sunan Bitlis metamorfik masifi yüksek basınç-düşük sıcaklık (YB/DS) metamorfizmasının izlerini taşımaktadır. Bitlis metamorfikleri Geç Kretase'de okyanus içi yitime uğramış ve YB/DS metamorfizması geçirmiştir (Oberhansli ve ark., 2012). Bu nedenle Bitlis metamorfiklerinin kuzeyinde (Bitlis/Pütürge kıtası – Toros platformu) ve güneyinde (Bitlis/Pütürge mikro levhası – Arap platformu) iki farklı okyanusal basen (Berit okyanusu ve Güney Neotetis okyanusu) gelişiminin olabileceği araştırıcılar tarafından önerilmiştir (Robertson ve ark., 2012a, 2013a; Karaoğlan ve ark., 2016; Şekil 5.1).

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

d) Güney kuşakta yer alan Kızıldağ (Hatay) ve Troodos (Güney Kıbrıs) ofiyolitlerinde düşük-K'lu toleyitler ve boninitler (yüksek-Mg andezitler) olmak üzere iki tür volkanik kaya grubu gözlenmektedir (Malpas ve Langdon, 1984; Bağcı ve ark., 2008). Özellikle boninitik kayaların varlığı nedeniyle yay-önü tektonik ortam önerilmiştir. Kuzey kuşakta ise ofiyolitlerin üzerinde bir yay volkanizması gelişmiş olup, bazalt-bazaltik

andezit-andezit-dasit-riyolit gibi geniş bir volkanik kaya grubu gözlenmektedir (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, 2013; Rızaoğlu ve ark., 2006), güney kuşaktaki ofiyolitlere ait kayalar ise daha bazik plütonik ve volkanik kayalar ile temsil edilmektedirler (Lytwyn ve Casey, 1993; Bağcı ve ark., 2005, 2008).

f) Kuzey kuşakta ve güney kuşakta yüzeyleyen ofiyolitlerin kristallenme yaşları (zirkon U-Pb) bakımından farklılıklar bulunmaktadır. Kuzey kuşakta yer alan Kömürhan (Elâzığ) ve İspendere (Malatya) ofiyolitlerine ait gabro yaşları 87.2±3.1 My ve 84.5±3.9 My (Karaoğlan ve ark., 2012)'dır. Aksine, güney kuşakta yer alan Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait plajiyogranit ve gabro kayaları sırasıyla 91.7±1.9 My ve 91.6±3.8 My yaşları vermiştir (Karaoğlan ve ark., 2013a,b). Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti ile benzerlik sunan Troodos (Güney Kıbrıs) ofiyolitine ait plajiyogranitik kayalarda 91.6 ± 1.4 My ve 91.1 ± 1.3 My yaşları elde edilmiştir (Mukasa ve Ludden, 1987; Konstantinou ve ark., 2007). Bu tez çalışmasında güney kuşağa ait Koçali ofiyolitinin gabro yaşları da (zirkon U-Pb) 94.1±1.3 My olarak belirlenmiştir (Şekil 5.3).

g) 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 ve 95.3±6.9 My Sm-Nd izokron yaşları vermiştir (Karaoğlan ve ark., 2012, 2013a,b).

h) Kuzey kuşakta yer alan Göksun (Kahramanmaraş) ve Kömürhan (Elâzığ) ofiyolitleri üzerinde gelişim sunan yay volkaniklerine ait felsik kayalardan (riyolit) sırasıyla 83.1±2.2 My ve 74.6±4.4 My zirkon U-Pb yaşları elde edilmiştir (Karaoğlan ve ark., 2013).

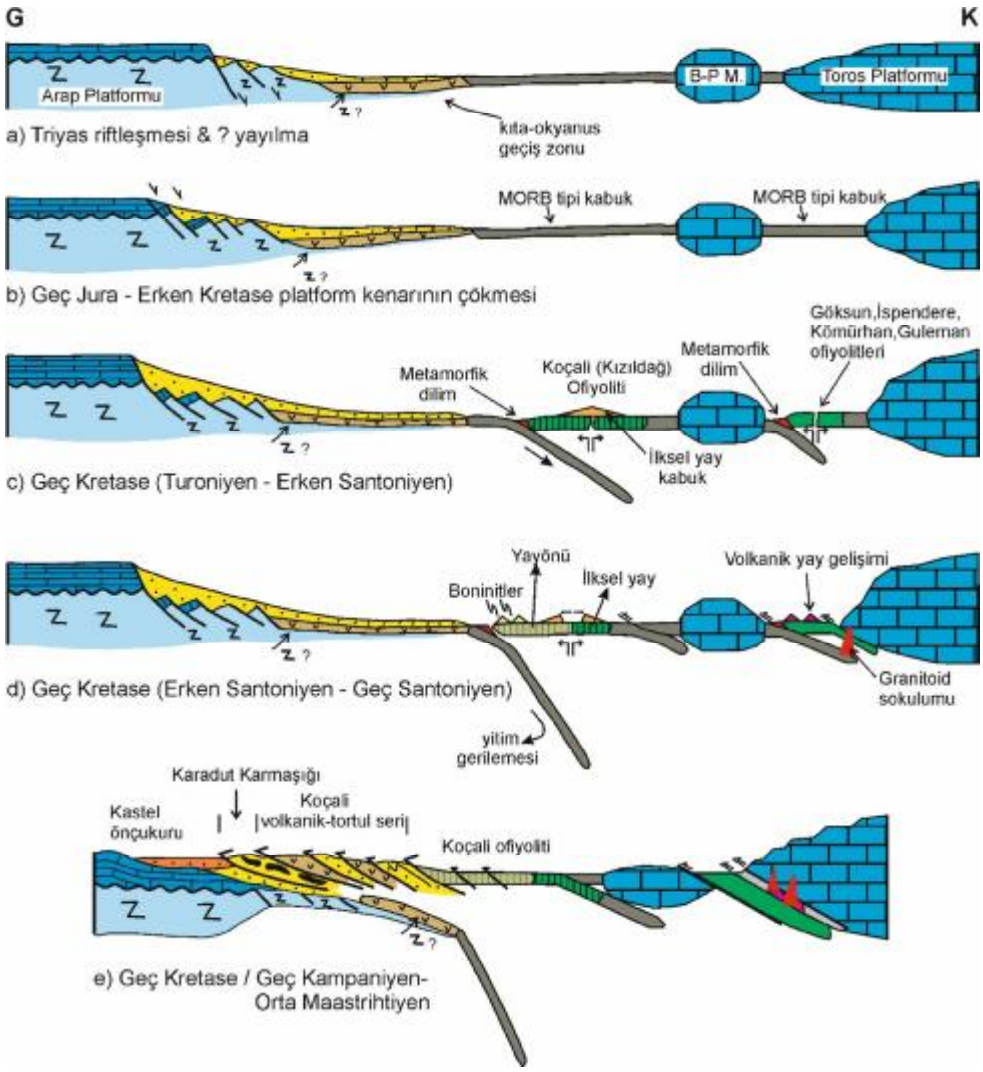
Yukarıda bahsi geçen tektonik, petrografik, petrolojik ve jeokronolojik veriler; Bitlis-Pütürge metamorfiklerinin kuzeyinde ve güneyinde yer alan ofiyolitlerin farklı okyanusal basenlerde (Berit okyanusal baseni ve Güney Neotetis okyanusal baseni) Geç Kretase – Senozoyik döneminde gelişim gösterdiklerini işaret etmektedir (Robertson ve ark., 2012a, 2013a).

Troodos (Güney Kıbrıs), Kızıldağ (Hatay) ve Baer-Bassit (Suriye) ofiyolitlerinde gerçekleştirilen paleomanyetizma çalışmaları, Kızıldağ ve Baer-Bassit ofiyolitlerinin Troodos mikroplakasının bir parçası olduğunu göstermektedir ve (Morris ve ark.,2002; Inwood ve ark., 2009 a,b). Inwood ve ark. (2009 a,b) Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin kabuksal kayalarının 90^{o} saatin tersi yönünde rotasyona uğradığını ortaya koymuştur. Saatin tersi yönünde olan bu rotasyonun 50-60^{o}'lik bölümünün Maastrihtiyen (Geç Kretase)'deki ofiyolit yerleşiminden önce ve 30-40^{o}'lik bölümünün ise ofiyolit yerleşimi sırasında meydana geldiğini belirtmiştir. Kızıldağ (Hatay) ve Troodos (Güney Kıbrıs) ofiyolitlerinin tersine, Baer-Bassit (Suriye) ofiyolitindeki okyanus içi ve yerleşme ile ilgili rotasyonların yerleşme sonrası tektonik hareketlerle değişime uğradığını ifade etmişlerdir. Bunu sağlayan tektonik hareketin ise, Kıbrıs yitim zonunu Ölü Deniz Transform sistemine bağlayan Güney Türkiye'deki sol-yönlü doğrultu atımlı fay zonunun oluşumu ve gelişimi sayesinde olduğunu belirtmişlerdir (Morris ve ark., 2002; Morris ve Anderson, 2002; Şimşek, 2017'den).

Karaoğlan ve ark. (2013), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin yitim zonu üzerinde yay-önü tektonik ortamında oluşan okyanusal kabuk kayalarına ait gabro ve plajiyogranitlerde iki adet zirkon U-Pb (91.6±3.8 My ve 91.7±1.9 My) ve yine gabrolarda bir adet Sm-Nd izokron (95.3±6.9 My) yaşlandırması yapmıştır. İki farklı izotopik sistemde elde edilen yaşların hata payı içerisinde birbirleri ile uyumlu olduklarını belirtmiştir. Okyanusal kabuk oluşumu sırasında gabroyik kayaların plajiyogranitlerden daha önce oluştuğunu varsaymıştır (Coleman ve Donato, 1979; Lippard ve ark., 1986). Yazarlar, plajiyogranitten elde edilen maksimum yaşı (93.6 My) ve gabrodan elde edilen minimum yaşı (87.8 My)

karşılaştırarak, okyanusal kabuğun ≤6 my'lık bir zaman diliminde oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Özetle, Neotetis okyanusunun güney kolu kuzeyde Toros platformu ve güneyde Arap platformu arasında yer alan Bitlis-Pütürge metamorfiklerini oluşturan mikro kıtaların kuzeyinde ve güneyinde ki iki farklı okyanusal basen ile temsil edilmektedir (Şekil 5.2-5.3). Koçali volkanik-tortul seriyle ardalanmış Koçali ofiyolitik kayaçlarının ıraksak, okyanusal bir üst-yitim kuşağı (ÜYK) ortamında meydana gelmiş olduğu düşünülmektedir. Geç Kretase döneminde, güneyde Arap platformu ile kuzeyde Bitlis-Pütürge mikro levhacığı arasındaki Güney Neotetisin güneyde ki kolunun kuzeye doğru dalması ile okyanus içi dalma-batma zonunda gelişmiştir (Şekil 5.2c). Koçali ofiyoliti, SSZ ortamında genişletilmiş bir protoarc (ilksel yay) – forearc (yayönü) ortamındaki ofiyolitlerin kademeli magmatik evrimini göstermektedir (Şekil 5.2c-d). Bu ofiyolit, Geç Kretase SSZ okyanusal litosferinin bir kalıntısı olup, Doğu Akdeniz bölgesindeki Troodos, Bear-Bassit, Kızıldağ ve Semail ofiyolitlerini içeren peri-Arabian ofiyolit kuşağının bir parçasıdır. Koçali ve ilişkili olduğu ofiyolitlerin oluşumuna yol açan yitimin, Arap pasif kenarı ile çarpışmasında son bulduğu sonucuna varılmıştır. Bu çarpışma, Arap platformu üzerine en Geç Kretase (Kampaniyen-Maastrihtiyen) döneminde ofiyolitik ve derin denizel kıta kenarı kayaçlarının (Tarasa ve Konak formasyonları) güneye doğru yerleşmesini hareketlendirmiştir. Volkanik-tortul istif, farklı bölgelerde ofiyolitik kayaçlarla değişen biçimde dilimlenmiş haldedir. (Şekil 5.2e). Koçali Karmaşığı'nın volkanik-tortul istifi incelenen bölgede Karadut Karmaşığı üzerine deforme olmasına karşın, içsel açıdan tutarlı bir istif olarak yerleşmiştir. Son olarak, yakınsak kıta kenarına ait Karadut Karmaşığı, doğrudan otokton konumlu Arap kenarının üzerinde allokton şekilde göreceli olarak düşük bir yapısal düzeyine yerleşmiştir (Şekil 5.2e).



Şekil 5.2. Koçali volkanik-tortul seri ve Koçali ofiyoliti ile Karadut Karmaşıklarının güneydeki Arap platformu arasında ki ilişkinin kurgulanması (BPM: Bitlis-Pütürge mikro levhacığı; Robertson ve ark., 2016b; Dilek ve Thy, 2009'dan faydalanılarak).

Şekil 5.2'de:

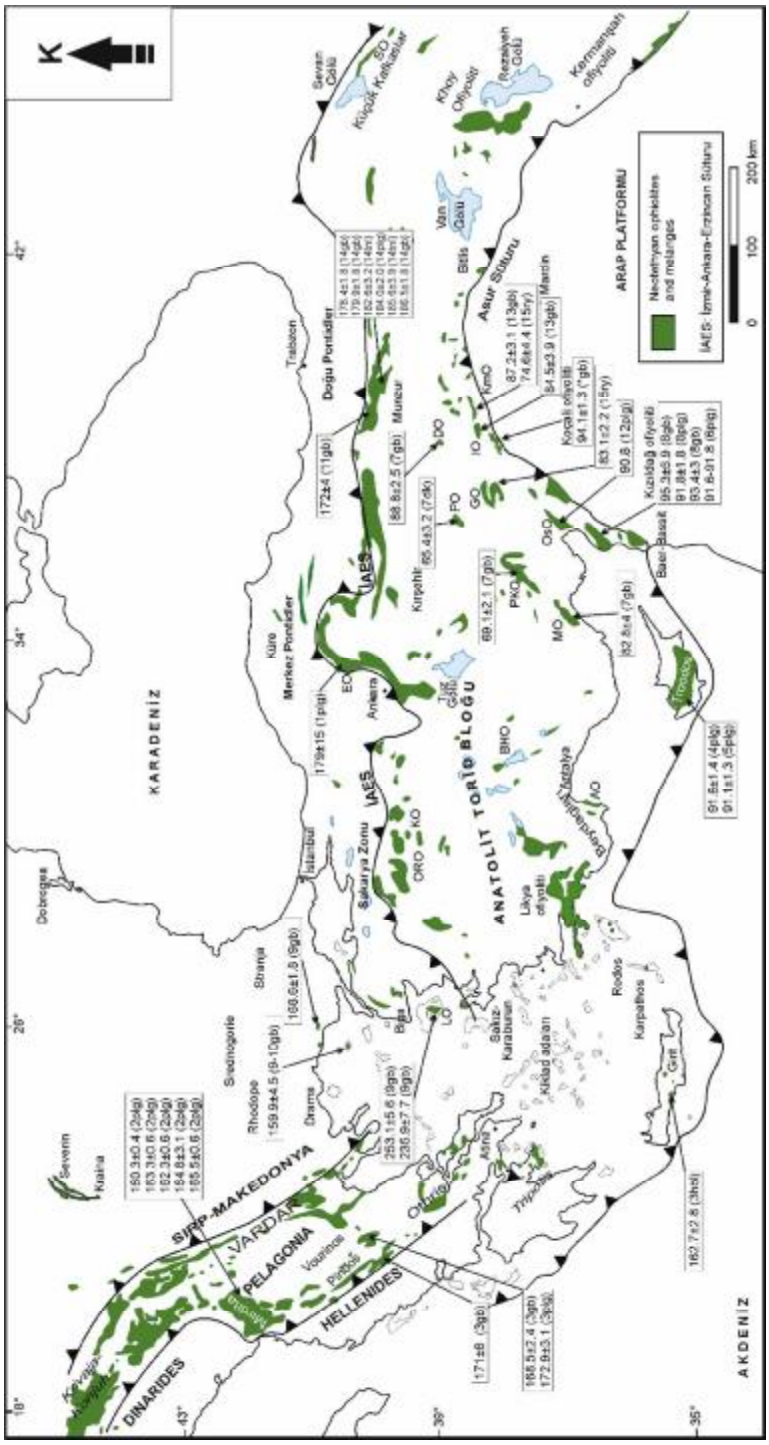
(a) Orta(?) - Geç Triyas; Güney Neotetis küçük bir okyanus havzası açılacak biçimde yarılmıştır. Karadut Karmaşığı derin su yamacı – yamaç tabanı kıta kenarı istifini temsil ederken, Koçali Karmaşığı'nın volkanik-tortul istifi (Tarasa ve Konak Formasyonları) daha ıraksak, abisal ova ortamını temsil etmektedir. Koçali volkanik-tortul seri ve Karadut Karmaşığı kıta-okyanus geçiş zonu kökenlidirler;

(b) Geç Jura–Erken Kretase; Kuşak boyunca belirlenen mevcut veriler Arap platformu kuzey kenarının aşağı yönlü kırılma geçirmiş olduğunu göstermektedir. Bu durum, kıta kenarını yeniden etkinleştiren bir kabuksal genişleme eğilimi olarak yorumlanmıştır. Ayrıca bu dönemde Bitlis-Pütürge mikrolevhacığının kuzeyinde ve güneyinde MORB tipi kabuk gelişimi sürmektedir;

(c-d) Geç Kretase (Turoniyen-Santoniyen); Güneyde Arap platformu ile kuzeyde Bitlis-Pütürge mikro levhacığı arasındaki Güney Neotetis'in güneydeki kolunun kuzeye doğru yitimin etkinleşmesi, üst-yitim kuşağının yayılarak Koçali ofiyolitini meydana getirmesine yol açmıştır. SSZ ortamında genişletilmiş bir protoarc-forearc ortamındaki Koçali ofiyoliti kademeli bir magmatik evrim içerisinde gelişmiştir. Güneyde, Arap platformu kıta yamacının duraysız olması, Karadut Karmaşığı'nda da izlenen kıta kenarının alttaki yamacı üzerine platform ve yamaç karbonatının büyük ölçekli çekim yoluyla işlenmesini tetiklemiştir. Kuzeyde ise Bitlis-Pütürge mikro levhacığı ile Toros platformu arasında Güney Neotetis'in kuzeydeki kolunun kuzeye doğru yitimi ile SSZ tipi Berit-Göksun-Kömürhan-Guleman ofiyolitleri ile volkanik yay gelişimi ve granitoid intrüzyonu gelişmiştir;

(e) Geç Kretase (Geç Kampaniyen – Orta Maastrihtiyen); Kuzeye eğimli yitim kuşağı Arap kıta kenarıyla çarpışmış ve böylece riftleşmiş kıta kenarı birimleri ile okyanusal birimler yerleşmiştir.

Allokton kayaçlar, en azından Maastrihtiyen'de ağırlıklı olarak sığ denizel sedimanlar tarafından sonradan geçilmiştir (örn. Meriç ve ark, 1987; Herece 2008; Robertson ve ark., 2016b). Kimi bölgelerde deniz ilerlemesinin Geç Kampaniyen sırasında başladığına ilişkin bazı kanıtlar mevcuttur (Özcan 2007; Steuber ve ark., 2009). Örtü çökelimi Erken Miyosen'de son bulmuş ve bunu aralarında Eosen Maden karmaşığı, ofiyolitik kayaçlar ve Malatya metamorfiklerinin bulunduğu Güney Neotetis'in eski kuzey kenarı ile ilişkili olan Torid birimlerinin güneye doğru yerleşmesi izlemiştir. Tüm allokton birimler yerleşim sırasında ve sonrasında kıvrılmış ve kırılmış olup Pliyo-Kuvaterner döneme ait neotektonik doğrultu atım izlenmiştir (Robertson ve ark., 2016b).



Şekil 5.3 Türkiye ve çevresindeki Tetis ofiyolitlerinin U-Pb yaşları; *Bu çalışmadaki U-Pb yaşlarını belirtir (Dilek & Flower 2003; Çelik ve ark. 2011'den değiştirilmiştir).

Şekil 5.3'de:

(1) Dilek & Thy 2006; (2) Dilek ve ark. 2008; (3) Liati ve ark. 2004; (4) Mukassa & Ludden 1987; (5) Konstantinou ve ark. 2007; (6) Dilek & 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) Sarıfakığlu ve ark. 2012; (13) Karaoğlan ve ark. 2012; (14) Robertson ve ark. 2013b; (15) Karaoğlan ve ark. 2013b.

AO: Antalya Ofyoliti; LO: Lesvos Ofiyoliti, BHO: Beyşehir-Hoyran Ofiyoliti, ORO: Orhaneli Ofiyoliti, KO: Kınık Ofiyoliti, EO: Eldivan Ofiyoliti, MO: Mersin Ofiyoliti, PKO: Pozantı-Karsantı Ofiyoliti, OsO: Osmaniye Ofiyoliti, GO: Göksun Ofiyoliti, PO: Pınarbaşı Ofiyoliti, İO: İspendere Ofiyoliti, DO: Divriği Ofiyoliti, KmO: Kömürhan Ofiyoliti, SO: Sevan Ofiyoliti;

Plg: Plajiyogranit, gb: gabro, dk: dayk, tnl: tonalit, rhy: riyolit.

6. SONUÇLAR

1) GD Türkiye'de Güney Neotetis'in yakınsak – ıraksak riftli kenar birimleri iyi yüzlekler sunmaktadır. Koçali Karmaşığı'na ait veriler, riftleşmeye maruz kalmış Arap kıta kenarının daha iyi anlaşılmasına önemli katkılar sağlamaktadır.
2) Koçali Karmaşığı'nın (Tarasa ve Konak formasyonları) ıraksak alt yamaç –derin deniz ovası volkanikleri ve sedimanlarının yaşı, incelenen kesitlerde (Orta?)-Geç Triyas'dan Geç Jura'ya kadar değişmektedir.
3) Koçali Karmaşığı stratigrafik olarak alttaki Orta? Triyas–Geç Triyas yaşlı volkanikler zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltlarından (E-MORB) oluşmuşken, stratigrafinin daha üst kısmındaki Geç Triyas–Orta Jura yaşlı volkanik kayaçlar ise iki farklı magma kaynağının etkileşimini gösterir şekilde hem okyanus adası bazaltları (OIB) hem de zenginleşmiş okyanus ortası sırtı bazaltlarından (E-MORB) oluşmuştur.
4) Koçali Karmaşığı'na ait volkaniklerin kıta-okyanus geçiş zonunun dıştaki kısmı içinde, karbonat denge derinliğinin altında derin denizel ortamda oluştuğu söylenebilir.
5) Bölgesel kanıtların ışığında kıtasal riftleşmenin Karniyen-Noriyen sırasında gerçekleştiği görülmektedir. Daha küçük süreksiz olan Erken-Orta Jura yaşlı bazaltik volkanizmanın (Konak formasyonu) kopma sonrasıyla yaşlandırılması mümkündür.
6) Yapısal olarak en alttaki Karadut Karmaşığı içinde ki farklı sedimanların yaşı, en azından Alt Jura'dan Geç Kretase'ye kadar değişmektedir. Karadut Karmaşığı sedimanları riftleşmiş Arap kıta kenarının göreceli olarak yakınsak yamaç tabanı ortamında çökelmiştir.
7) Kıtasal riftleşmeden sonra, kuzeyde Bitlis-Pütürge mikro levhacığı ile Arap platformu arasındaki Güney Neotetis içinde Geç Triyas-Orta Jura

döneminde OIB ve MORB tipi volkanik kayalar oluşmuşken, Geç Kretase de okyanıs içi yitimle ilişkili ofiyolitik kayaçlar oluşmuştur.

8) Koçali ofiyoliti eksikli bir ofiyolitik istif sunmakla birlikte, Doğu Akdeniz bölgesindeki Kızıldağ, Troodos (Kıbrıs), Baer-Bassit (Suriye) ve Semail (Oman) ofiyolitlerini kapsayan Arap kıtası önü ofiyolitleri ile eş yaşlı olup Güney Neotetis içindeki okyanus içi yitim zonunda gelişmiş ve 94.1±1.3 My yaşlı okyanusal kabuk kalıntılarını temsil etmektedir.
9) Kümülat kayalar içerisinde yüksek magnezyumlu olivinler (Fo 87-77), klinopiroksenler (Mg# 92-80), ortopiroksenler (Mg# 86-79) ile kalsiyumca zengin plajiyoklasların (An 92-61) varlığı, plütonik birliğin okyanus ortası sırt magma kaynağından ziyade ada-yayı toleyit (IAT) magma kaynağından türediğini göstermektedir. Bu durum, okyanus içi yitim zonu üzerinde oluşan Doğu Akdeniz Ofiyolitleri (Pozantı-Karsantı ofiyoliti, Troodos ofiyoliti, Kızıldağ ofiyoliti) ve dünyanın çeşitli bölgelerindeki ada-yayı tektonik ortamında oluşmuş gabroyik kayaçlarla yakın benzerlikler sunduğunu işaret etmektedir.
10) Levha daykları ve tekil dayklar bileşimsel olarak IAT eğilimli bazaltlardır. Bağıl olarak düşük La/SmN (ort. 0,83), düşük MgO (3,7–9,4 wt.%) ve yüksek TiO_2 (0.55–1.58 wt.%) değerine sahip bazaltlardan oluşmakta ve yüksek Dy/YbN oranları sergilemekte ve IAT bileşimlidir. Mafik kümülatlar ise yüksek La/SmN (ort. 1,46), yüksek MgO (7,4–20,4 wt.%) ve düşük TiO_2 (0.01–0.54 wt.%) içeriğine sahiplerdir ve hem LREE hem de HFS'lerce kuvvetli fakirleşme göstermekte olup boninitik bileşimlidirler. Magmatizma IAT'den (levha daykları) boninitiğe (kümülat kayaçlar) ve son olarak IAT (geç evre gabro daykları) safhalarına kadar, Koçali ofiyolitinin evrimi sırasında eşzamanlı olarak, zaman ve mekân içerisinde çok yakından gelişmiştir.
11) Koçali ofiyolitinin ana magmaları, yay-önü yayılma sisteminin altındaki ergime sütunu içerisinde farklı seviyelerdeki jeokimyasal olarak çeşitli

eriyik artışlarının farklılaşması ve değişken karışımdan evrimleşmiştir. Koçali ofiyolitik magmalarının IAT ve boninitik eğilimleri, birçok Tetis ofiyolitinin evrim tarihi içerisinde yaygın görünmektedir ve dalma-batma zonu içerisinde başlangıç aşamasındaki bir yay magmatizmasını yansıtır.

12) IAT'den boninitiğe yaklaşık eş yaşlı, Izu-Bonin-Mariana sistemi içindeki erken yay magmatizması, Tetis ofiyolitlerinin SSZ evrimi için modern bir analog gibi görünmektedir.

KAYNAKLAR

Adamides, N.G., 1980. The form and environment of formation of the Kalavasos ore deposits, Cyprus. In: Panayioutou, A. (Ed.), Ophiolites: Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979. Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus, pp. 117–128.

Aktaş, G., Robertson, A.H.F., 1984. The Maden Complex, SE Turkey: Evolution of aNeotethyan Continental Margin. Special Publications, vol. 17. Geological Society, London, pp. 375–402.

Alabaster, T., Pearce, J.A., Mallick, D.I.J., Elboushi, I.M., 1980. The volcanic stratigraphy and location of massive sulphide deposits in the Oman ophiolite. Ophiolites. Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus, pp. 751–757.

Al-Riyami K. and Robertson A.H.F., 2002. Mesozoic sedimentary and magmatic evolution of the Arabian continental margin, northern Syria: evidence from the Baer-Bassit Melange. Geol Mag 139:395–420

Al-Riyami K., Danelian T, Robertson A.H.F., 2002a. Radiolarian biochronology of Mesozoic deep-water successions in NW Syria and Cyprus: implications for south-Tethyan evolution. Terra Nova 65:225–260

Al-Riyami K., Robertson AHF, Dixon J, Xenophontos C., 2002b. Origin and emplacement of the Late Cretaceous Baer-Bassit ophiolite and its metamorphic sole in NW Syria. Lithos 65:225–260.

Altınlı, İ. E., 1966. Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun jeolojisi. MTA Enst. Derg., 66, 35-74.

Arculus, R.J., Wills, K.J.A., 1980. The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles island arc. Journal of Petrology 21, 743-99.

Asutay, H.J., 1985. Baskil (Elazığ) Çevresinin Jeolojik ve Petrografik İncelenmesi, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara, (yayımlanmamış).

Atan, O.R., 1969. Eğribucak-Karacaören (Hassa)-Ceyhanlı-Dazevleri (Kırıkhan) Arasındaki Amaños Dağlarının Jeolojisi: MTA Yayınları, no. 139, 85 s. Ankara.

Bağcı, U., 2004, Kızıldağ (Hatay) ve Antalya ofiyolitlerindeki plütonik kayaların (ultramafik-mafik kümülatlar) petrojenezi. Dokrora Tezi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.

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

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.

Bağcı, U., Parlak, O. and Höck, V., 2006. Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulates from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey). Geological Journal 41, 193–219.

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. Submitted to Turkish Journal of Earth Sciences.

Barrier E, Vrielynck B (eds), 2009. Palaeotectonic maps of the Middle East. Middle East Basins Evolution Programme, Paris.

Bayçelebi, O., Gümüş., S. Tezcan., Ü.Ş., Güven, A., Erten, T., Bozdağan, N., Balkaş, Ö., 1984. Güneydoğu Anadolu'da Bedinan Formasyonu basen analizi. TPAO Arama Grubu, Rapor no.1919, 224s (yayınlanmamış).

Baydar, 0., 1989. Berit-Kandıl Dağları (Kahramanmaraş) ve civarının jeolojisi, (Doktora Tezi), İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 248 s.

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

Beccaluva, L. & Serri, G. 1988. Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. Tectonophysics 146, 291–315.

Beccaluva, L., Bonatti E., Dupuy C., Ferrara G., Innocenti F., Lucchini F., Macera P., Petrini R., Rossi P.L., Serri G., Seyler M., Siena F., 1990. Geochemistry and mineralogy of volcanic rocks from ODP Sites 650, 651, 655, and 694 in the Tyrrhenian Sea. In: Kastens KA, Mascle, J et al (eds) Proceedings of the ODP, scientific results, vol 107, pp 49–74.

Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B., Zeda, O. 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. Chemical Geology 77, 165–182.

Belousova., E.A., Griffin Suzanne Y. O'Reilly, W.L., Fisher., N.I., 2002 Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contrib Mineral Petrol (2002) 143: 602–622 DOI 10.1007/s00410-002-0364-7

Beyarslan, M. and Bingöl, A. F. 2000. Petrology of a supra-subduction zone ophiolite (Elazıg-Turkey). Canadian Journal of Earth Sciences, 37, 1411–1424.

Beyarslan, M., Bingöl, A. F. ve Yıldırım, N., 2009. Koçali ofiyolitik karmaşığının petrolojik ve tektono-magmatik özellikleri (Adıyaman). Tübitak Projesi (107Y344). (yayımlanmamış).

Blumenthal, M., 1947. Belemedik Paleozoik Penceresi ve bunun Mesozoik Kalker Çerçevesi (Kilikya Torosları): MTA publucation Seri, no.3,39s

Bolgi, T.,1961. V Petrol Bölgesi seksiyon ölçmeleri AR/TPO/261 nolu saha ile Reşan-Dodan arası batısındaki sahanın strüktürel etüdleri, TPAO Arama Grubu, Rapor no. 162,52 s. (yayımlanmamış).

Bolgi, T., 1964, AR/TPI/645, 662, 663, 665 ruhsat nolu Adıyaman sahalarının jeolojik etüdü: TPAO Arama Grubu, Rapor no. 325, 19 s., Ankara.

Bortolotti, V. and Principi, G., 2005. Tethyan ophiolites and Pangea break-up. Island Arc, 14: 442-470.

Bozkurt, E., Neotectonics of Turkey – a Synthesis. Geodinamica Acta, 14, (2001), p.3-30.

Bragin N.Y., Krylov K.A. ,1999a. Early Norian Radiolaria from Cyprus. Geodiversitas 21:539–569.

Bragin N.Y., Krylov K.A., 1999b. Stratigraphy and formation conditions of the Jurassic siliceous and terrigenous deposits in Southwestern Cyprus. Stratigr Geol Correl 7:29–39.

Burns, L.E., 1985. The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: Cumulate fractionates of island-arc volcanics. Canadian Journal of Earth Sciences 22, 1020-1038.

Cawood, P.A., Kröner, A., Collins, W.J., Kusky, T.M., Mooney, W.D., and Windley, B.F. 2009. Accretionary orogens through Earth history, Geol. Soc. Spec. Publ.,318,1–36, doi:10.1144/SP318.1.

Challis, G. A., 1965. High-Temperature Contact Metamorphism at the Red Hills Ultramafic Intrusions- Wairau-New Zealand. Journal of Petrology, 6: 395-419.

Chan, G.N.H., Malpas J., Xenophontos C., Lo, C.H., 2008. Magmatism associated with Gondwanaland rifting and neo-tethyan oceanic basin development: evidence from the Mamonia Complex, SW Cyprus. J Geol Soc Lond 165:699–709.

Coish, R. A., and Taylor, L. A., 1979. The Effects of Cooling Rate on Texture and Pyroxene Chemistry in DSDP Leg 34 Basalts: A Microprobe Study. Earth Planet. Sci. Lett, 42: 389-398.

Coleman, R.G., Donato, M., 1979. Oceanic Plagiogranite Revisited, Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam, pp. 149-167.

Collins, A. S. 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 the Geological Society, London 155, 759–72.

Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.O.W., Kinny, P. 2003. Atlas of zircon textures. In Zircon (eds Hanchar, J. M. & Hoskin, P.W.O.) 469–500 (Reviews in Mineralogy & Geochemistry, Vol. 53, Mineralogical Society of America and Geochemical Society.

Crawford, A.J., Falloon, T.J. & Gnten, D.H. 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford, A.J. (ed.), Boninites and Related Rocks. Unwin Hyman Ltd, UK, 1–49.

Çağlayan, M.A., Önal, R.N., Sengün, M. and Yurtsever, A. 1984. Structural setting of the Bitlis Massive. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 245-254.

Çaputçu, A., 2013. Kızıldağ ofiyolitinde yer alan levda dayklarının kökeni. Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.

Çelik, Ö.F., Delaloye, M., 2003. Origin of metamorphic sole rocks and their post-kinematic mafic dyke swarms in the Antalya and Lycian ophiolites, SW Turkey. Geol J 38:235–256.

Çelik, Ö.F., Marzoli, A., Marschik, R., Chiaradia, M., Neubauer, F., Öz, I., 2011. Early-Middle Jurassic intra-oceanic subduction in the Izmir–Ankara–Erzincan ocean, Northern Turkey. Tectonophysics 509:120–134.

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

Çoruh, T., 1991. Adıyaman civarındaki (XL Bölge kuzeybatısı ve XII. Bölge) yüzeylenen Kampaniyen-Tanesiyen istifinin biyostratigrafisi ve paleocoğrafîk evrimi, TPAO Araş. Rap. No: 1656, 94 s.

Çoruh, T., Yakar, H., Ediger, V.S., 1997. Guneydoğu Anadolu Bölgesi otokton istifinin biyostratigrafi atlası (Atlas of biostratigraphy for the autochthonous succession of the Southeastern Anatolian Region). TPAO Araştırma Merkezi Grubu, Egitim Yayınları, Ankara 30, 401 pp.

Dean,W.T. and Monod, O., 1970. The Lower Paleozoic Stratigraphy and Faunas of the Taurus Mountains Near Beyşehir, Turkey: l Stratigraphy Bull. Brit.Mus. (Nat. Hist.) Geol. Vol. 19, N. pp 411-426.

Dean,W.T., and Monod, O. 1985. A new interpretation of Ordovisian stratigraphy in the Bahçe area, northern Mountains, South central Turkey, Geol. Mag. 122(1), 15-25.

Dean,W.T., Monod, O., and Günay, Y., 1986. Lower Paleozoic strarigraphy in the southern and central Amanos Mountain, osuthern Central Turkey, Geology Magazine, 123(3), pp215-226

Dean,W.T., Martin, F., Monod, O., Günay, Y., Kozlu, H., Bozdağan, N., 1997. Precambrian? and Cambrian stratigraphy of the Pembeğli-Tut inlier, southeastern Turkey. Geol. Mag. 134, 37–53.

Debari, S. M., and Coleman, R. G., 1989. Examination of the Deep Levels of an Island Arc: Evidence from the Tonsina Ultramafic-Mafic Assemblage, Tonsina, Alaska. J. Geophys. Res, 94: 4373-4391.

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.

Delaloye, M., Wagner, J-J., 1984. Ophiolites and volcanic activity near the western edge of the Arabian plate. In: Dixon JE, Robertson AHF (eds) The geological evolution of the eastern mediterranean. Geol Soc Lond Spec Pub, vol 17, pp 225–233.

Delaune-Mayere M., 1984. Evolution of a Mesozoic passive continental margin: Baer-Bassit (NW Syria). In: Dixon JE, Robertson AHF (eds) The geological evolution of the eastern mediterranean. Geol Soc Lond, Spec Pub, vol 17, pp 151–160.

Demirkol, C, 1988. Türkoğlu (Kahramanmaraş) batısında yer alan Amanos dağlarının stratigrafisi, yapısal özellikleri ve tektonik evrimi: MTA Dergisi, 108,18-37.

Dercourt, J., Gaetani, M. and Vrielynck, B. (eds) ve ark., 2000. Peri-Tethys Palaeogeographical Atlas.

Dilek, Y. and Delaloye, M., 1992. Structure of the Kizildag ophiolite, a slow-spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory. Geology 20,19–22. doi:10.1130/0091- 7613(1992)020.

Dilek, Y. and Eddy, C.A., 1992. The Troodos (Cyprus) and Kizildag (S. Turkey) ophiolites as structural models for slow-spreading ridge segments. Journal of Geology 100, 305–322.

Dilek, Y. and Flower, M.F.J., 2003. Arc-trench rollback and forearc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. Geological Society, London, Special Publications, vol. 218, 43-68.

Dilek, Y. and Furnes, H., 2009. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems: Lithos, vol. 113, No. 1-2, p. 1-20, doi:10.1016/j.lithos.2009.04.022.

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.. and Thy, P., 1998. Structure, petrology, and seafloor spreading tectonics of the Kizildag ophiolite (Turkey). In: Modern Ocean Floor Processes and the Geological Record, edited by R. Mills and K. Harrison, Geological Society of London Special Publication 148, p. 43-69.

Dilek, Y.. and Thy, P., 2006. Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara Mélange, Central Turkey. Island Arc 15, 44–57. doi:10.1111/j.1440-1738.2006.00522.x.

Dilek, Y.. and 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, vol. 113, No. 1-2, p. 68-87, doi:10.1016/j.lithos.2009.05.044.

Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B., Grundvig, S., 1999. Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): Implications for the Neo-Tethyan ocean. Bulletin of the Geological Society of America 111, 1192–1216. doi:10.1130/ 0016-7606.

Dixon, J.E., Robertson A.H.F., 1999. Are multiple plumes implicated in the Triassic breakup of the Gondwanan margin in the Eastern Mediterranean region? In: Journal of conference abstracts, 10th European Union of geosciences, vol 4(1), p 314

Duman, T.Y., Emre, O., 2013. The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog characteristics. In: Robertson, A.H.F., Parlak, O., Unlugenc, U.-C. (Eds.), Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications 372, pp. 495–529.

Elmas, A. and Yılmaz, Y. 2003. Development of an Oblique Subduction Zone—Tectonic Evolution of the Tethys Suture Zone in Southeast Turkey. International Geology Review 45, 827–840.

Elthon, D., 1987. Petrology of Gabbroic Rocks From the Mid-Cayman Rise Spreading Center, J Geophys Res., 92(B1), 658–682.

Elthon, D., Lawrence, J. R., Hanson, R. E., and Stern, C. R., 1984. Modelling of oxygen isotope data from the Sarmiento ophiolite complex, Chile. In: Ophiolites and Oceanic Lithosphere (edited by I. Gags, S. Lippard, and A. Shelton), pp. 185-197. Blackwell Scientific Publicatiops, London, England, UK.

Erdem, E., 1994. Pütürge (Malatya) Metamorfiklerinin Petrografik ve Petrolojik Özellikleri, doktora tezi, F.Ü. Fen Bil. Ens., 119 s.

Erdoğan, B., 1977. Geology, geochemistry, and genesis of the sulfide deposits of the Ergani–Maden region, SE Turkey. Unpublished PhD Thesis, New Brunswick University, 289 p.

Erdoğan, B., 1982. Bitlis Masifinin Avnik (Bingöl) yöresinde Jeolojisi ve yapısal özellikleri: Ege Üniv. Yerbilimleri Fak. İzmir, 106 s, doçentlik tezi (yayınlanmamış).

Fitton, J.G., 2007. The OIB paradox. In: Foulger GR, Jurdy DM (eds) Plates, plumes, and planetary processes. Geological Society of America Special Paper, vol 430, pp 387–412.

Fitton, J.G., Dunlop H.M., 1985. The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. Earth Planet Sci Lett 72:23–38.

Fitton, J.G., James D., Leeman, W.P., 1991. Basic magmatism associated with the late Cenozoic extension in the western United States: compositional variation in space and time. J Geophys Res 96:13693–13711.

Fitton, J.G., Saunders, A.D., Larsen, L.M., Hardarson, B.S., Norry, M.J., 1998. Volcanic rocks from the southeast Gntenland margin at 63°N: composition, petrogenesis and mantle sources. In: Saunders AD et al (eds) Proceedings of the ODP, scientific results, vol 152, pp 331–350.

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.

Fontaine, J.K., 1981. La plate-forme arabe et sa marge passive au Mésozoique: l'example d'Hazro SE de la Turquie, Thèse 3e cycle, Paris XI.

Fourcade, E., Dercourt, J., Günay, Y., Azema, J., Kozlu, H., Bellier, J.P., Cordey, J.P., Cros, F., De Eever, P., Enay, P., Hernandez, R., Lauer, J., Vrielynck, B., 1991. Stratigraphie et paleogeographie de la marge septentrionale de la platforme arabe au Mesozoique (Turquie de Sud-East). Bull. Soc. Geol. France 161, 27–41.

Fujimaki, H. 1986. Fractional crystallization of the basaltic suite of Usa volcano, southwest Hokkaido, Japan, and its relationships with the associated felsic suite. Lithos 19, 129–140.

Gamble, R. P., and Taylor, L. A., 1980. Crystal/Liquid Partioning in Augite: Effects of Cooling Rate. Earth Planet. Sci. Lett, 47: 21-33.

Garfunkel, Z., 1998. Constraints on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin. Tectonophysics 298:5–37.

Garfunkel, Z., 2004. Origin of the Eastern Mediterranean basin: a Ntevalaution. Tectonophysics 391:11–34

Garfunkel, Z., 2006. Neotethyan ophiolites: formation and obduction within the life cycle of the host basins, in: A.H.F. Robertson, D. Mountrakis (Eds.), Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region, Geological Society, London, Special Publications, pp. 301–326.

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

Glennie, K. W., Bouef, M. G. A., Hughes Clark, M. W Mody - Stuart, M., Pilaar, W. F. H. and Reinhardt, B. M., 1973, Late Cretaceous nappes in the Oman Mountains and their geologic evolution: Am. Assoc. Petroleum Geologits Bull., 57, 5 - 27.

Golan, T., Katzir, Y., Coble, M.A., 2014. The timing of rifting-related magmatism in the Levant margin: U-Pb dating of zircons from deep boreholes in the coastal plain of Israel. In: 8th International symposium on Eastern Mediterranean geology, 13–17 Oct 2014, Muğla Sıtkı Koçman University, p 67.

Gossage, D.W., 1956. Compiled progress report on the jeology of part of petroleum district VI, SE Turkey Petrol Dai.Bşk teknik arşivi, Ankara, (yayımlanmamış).

Gossage, D.W., 1959. Stratigraphic Observations on the Tut area of District VI, Southeast Turkey: N.V. Turks_e Shell, Report GRT 18, pp. 1–48.

Gnten, D. H., 1964. The Metamorphic Aureole of the Peridotite at the Lizard, Cornwall. Journal of Geology, 72: 543-563.

Gnten, T. H., and Ringwood, A. E., 1968. Genesis of the Calk-Alkaline Igneous Rock Suite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 18: 105-162.

Grove, T. L., and Baker, M. B., 1984. Phase Equilibrium Controls on the Tholeiitic versus Calk-Alkaline Differentiation Trends. J. Geophys. Res, 89: 3253-3274.

Gust, D. A., and Johnson, R. W., 1981. Amphibole Bearing Cumulates from Boisa Island, Papua New Guinea: Evaluation of the Role of Fractional Crystallization in an Andesitic Volcano. J. Geol, 89: 219-232.

Gültekin, B., 2004. Sincik (Adıyaman) yöresi bakır ve altın içeren kuvars damarlarının oluşumu ve kökeni. Yüksek Lisans Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara (yayımlanmamış).

Günay, Y., 1998. Güneydoğu Anadolunun Jeolojisi, TPAO Arşivi, Rapor No : 3939.

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

Güven, A., Dinçer, Tuna, M. E., ve Çoruh, T., 1991. Güneydoğu Anadolu Kampaniyen, Paleosen otokton istifinin stratigrafisi, TPAO Arama Rap. No:2827, 133 s.

Hallam, A., 1976. Geology and plate tectonics interpretation of the sediments of the Mesozoic radiolarite – ophiolite comlex in the Neyris region, southern Iran: Geol. Soc, America Bull., 87,47 - 52.

Handfield, R.W., Bryant, G.E, Keskin, C, 1959. Measurad section Korudağ (American Overseas Petroleum), TPAOArama Grubu, Arşiv no. 523, (yayımlanmamış).

Hebert, R., 1982. Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: some comparisons with ophiolite examples. Ofioliti 2/3, 299-324.

Hebert, R., 1985. Pétrologie des roches ignées océaniques et comparison avec les complexes ophiolitiques du Québec, de Chypre et de l'Apennin. Thèse d'Etat, Université de Bretagne Occidentale, Brest.

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.

Hempton, M. R., 1984. Results of detailed mapping near lake Hazar (Eastern Taurus Mountains): Tekeli, O. Ve Göncüoğlu, M.C., ed., Geology of the Taurus Belt Proceedings, 223-228.

Hempton, M. R., 1985. Structure and deformation history of Bitlis suture near lake Hazar, southeastern Turkey, Geol. Soc. Ame. Bull., 96, 233-243.

Herece, E., 2008. Atlas of East Anatolian Fault (EAF). General Directorate of Mineral Research and Exploration, Special Publication Series 1–3.

Hickey, R. & Frey, F.A. 1982. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source. Geochimica et Cosmochimica Acta 46, 2099–2115.

Hinsbergen, D.J.J., Iturralde-Vinent, M.A., Van Geffen, P.W., Garcia-Casco, A., and Van Benthem, S., 2009, Structure of the accretionary prism, and the evolution of the Paleogene northern Caribbean subduction zone in the region of Camagüey, Cuba: Journal of Structural Geology, v. 31, p. 1130–1144, doi: 10.1016/j.jsg.2009.06.007.

Hoskin, P.W.O. and Ireland, T.R., 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. Geology 28, 627–630.

Hoskin, P.W.O. and Schaltegger, U., 2003 The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar JM, Hoskin PWO (eds) Zircon. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry 53, pp 27-62.

Inwood, J., Anderson, M.W., Morris, A., & Robertson, A.H.F. 2009a. Successive structural events in the Hatay ophiolite of Turkey: distinguishing pre-, syn- and post- emplacement structures. Tectonophysics 473, 208-22.

Inwood, J., Morris, A., Anderson, M.W., & Robertson, A.H.F. 2009b. Neotetyan intraoceanic microplate rotation and variations in spreading axis orientation: paleomagnetic evidence from the Hatay ophiolite (southern Turkey). Earth and Planetary Science Letters 280, 105-17.

Irvıne 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.

İlhan, S., 2013. The Origin of Massive Sulfide Deposits Within The Kocali Complex (Adıyaman). Institute of Natural And Applied Sciences, Çukurova University (2013) (PhD Thesis, 247 pp, Adana/Turkey. (in Turkish with English Abstract).

İlhan, S., Yıldırım N., Akyıldız M., Karataş B., Dönmez C., 2016. Güney Neotetisin Geç Triyas Riftleşmesiyle İlişkili VMS Yataklarında İzotop Çalışmaları (GD Türkiye/Adıyaman Bölgesi). VII. Jeokimya Sempozyumu, Antalya, Türkiye.

İlker, S., 1972, VI. Bölge Adıyaman kuzey ve kuzeydoğusundaki sahalar hakkında jeolojik rapor. TPAO Arama Grubu, Rapor no. 981, 27 s., Ankara.

Jameıson, R. A., 1979. The St Anthony Complex, Northwestern Newfoundland: Petrological Study of the Relationship Between a peridotite Sheet and Its Dynamothermal Aureole. PhD Thesis, Memorial University Newfoundland, (Unpublished).

Jankowic, S., 1980. Porphry-copper and massive-sulfide ore deposits in the northeastern Mediterannean. In: Ridge JD (ed) Proch Filth IAGOD Symp 431-444.

Jassim, S.Z., Goff, J.C. 2006. Phenerozoic development of the northern Arabian Plate. In: Jassim, S.Z., Goff, J.C., (Eds.), Geology of Iraq. Dolin, Prague, pp. 32-44.

Jenkyns H.C.,1986. Pelagic sediments. In: Reading HG (ed) Sedimentary environments and facies, 2nd edn. Blackwell, Oxford.

Jenner, G.A. 1981. Geochemistry of high-Mg andesites from Cape Vogel, Papua New Guinea. Chemical Geology 33, 307–332.

Jenner, G.A., Longerıch, H.P., Jackson, S.E. And Fryer, B.J. 1990. ICP-MS—a powerful tool for high precision trace element analysis in earth sciences: evidence from analysis of selected USGS reference samples. Chemical Geology, Volume 83, pages 133-148.

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 supra-subduction-zone origin. Canadian Journal of Earth Sciences 28, 1635-1652.

Karaoğlan, F., 2012, Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağindaki Ofiyolitik Ve Granitik Kayaçlarin Jeokronolojisi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Adana.

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.

Karaoğlan, F., Parlak, O., Klötzli, U., Koller, F., Rızaoğlu, T., 2013a. Age and duration of intra-oceanic arc volcanism built on a supra-subduction zone type oceanic crust in southern Neotethys, SE Anatolia Geoscience Frontiers, 4 , pp. 399–408.

Karaoğlan, F., Parlak, O., Klötzli, U., Thöni, M., Koller, F., 2013b. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the ophiolites from the SE Turkey: implications for the Neotethyan evolution Geodinamica Acta, 25 , pp. 146–161.

Karaoğlan, F., Parlak, O., Robertson, A., Thöni, M., Klötzli, U, Koller, F., Okay, A.İ., 2013c. Evidence of Eocene high-temperature/high-pressure metamorphism of ophiolitic rocks and granitoid intrusion related to Neotethyan subduction processes (Doğanşehir area, SE Anatolia), in: A.H.F. Robertson, O. Parlak, U.C. Ünlügenç (Eds.), Geological Development of Anatolia and the Eastern most Mediterranean Region, Special Publications, London, Geological Society, London (2013), pp. 249–272.

Karaoğlan, F., Parlak O., Hejl E., Neubauer F., Klötzli U., 2016. The temporal evolution of the active margin 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.

Karner. G., Manatschal G., Pinheiro L.M., (eds) 2004. Imaging, mapping and modelling continental lithosphere extension and breakup. Geol Soc Lond Spec Publ 282:325–389.

Kaymakcı, N., Inceöz, M., Ertepınar, P. and Koç, A., 2010. Late Cretaceous to Recent kinematics of SE Anatolia (Turkey)Geological Society, London, Special Publications 2010; v. 340; p. 409-435, doi:10.1144/SP340.18.

Kempton, P.D., Fitton J.G., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S., 1991. Isotopic and trace element constraints on the composition and evolution of the lithosphere beneath the southwestern United States. J Geophys Res 96:13713–13735.

Kempton, P.D., Fitton J.G., Saunders A.D., Nowell G.M., Taylor R.N., Hardarson B.S., Pearson G., 2000. The Iceland plume in space and time: a Sr-Nd-Hf-Pb study of the North Atlantic rifted margin. Earth Planet Sci Lett 177:255–271

Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Dergisi, 66, 20-34, Ankara.

Kempton, P.D., 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, Istanbul Teknik Üniversitesi Matbaası, Istanbul, 595s.

Koglin, N., 2008. Geochemistry, perrogenesis and tectonic setting of ophiolites and mafic-ultramafic complexes in the Nortestern Aegean Region: New trace-element, isotopic and age constraints. Johannes Guttenberg-Universitat, PhD thesis.

Kempton, P.D., Kostopoulos, D., Reiscmann, T., 2009. The Lesvos mafic–ultramafic complex, Gntece: ophiolite or incipient rift? Lithos 108, 243–261.

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

Lapierre, H., Bosch D., Narros A., Mascle G.H., Tardy A., Demant A., 2007. The Mamonia Complex (SW Cyprus) revisited: remnant of Late Triassic intra-oceanic volcanism along the Tethyan southwestern margin. Geol Mag 144:1–19.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Brıch, W. D., Gılbert, M. C., Grıce, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kısch, H. J., Krıvovıchev, V. G., Lınthout, K., Laırd, J., Mandarıno, J. A., Maresh, W. V., Nıckel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smıth, D. C., Stephenson, N. C. C., Ungarettı, L., Whıttaker, E. J. W., And Guoyouzhı., 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. Can Mineral, 35: 219-246.

Liati, A., Gebauer, D., 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 , pp. 171–188.

Lippard, S.J., Shelton, A.W., Gass, I.G., 1986. The ophiolite of northern Oman, Oxford. Geological Society Memoir, vol. 11. Blockwell Scientific, p. 178.

Ludwig, K.R., 2003. User's manual for Isoplot 3.00. In: Berkeley Geochronology Center Special Publication. Berkeley, 74pp.

Lytwyn, J.N. and Casey, J.F., 1993. Geochemistry and petrogenesis of volcanics and sheeted dikes from the Hatay (Kızılda.) ophiolite, southern Turkey: possible formation with the Troodos ophiolite, Cyprus, along fore-arc spreading centers. Tectonophysics 223, 237–272.

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

Mackenzıe, D. B., 1960. High Temperature Alpine Type Peridotite from Venezuela. Bulletin of Geological Society of America, 71: 303-318.

Mackintosh, P.W. And Robertson, A.H.F., 2012. Late Devonian–Late Triassic sedimentary development of the central Taurides, S Turkey: implications for the northern margin of Gondwana. Gondwana Res 21:1089–1114.

Mahoney, J.J., Graham. Dw., Christi,E D.M., Johnson, K.T.M., Hall, L.S., Vonderhaar, D.L., 2002. Between a hotspot and a cold spot: isotopic variation in the southeast Indian ridge asthenosphere, 86oE- 118oE. J Petrol 43:1155–1176.

Malpas, J. and Langdon, G., 1984. Petrology of upper pillow lava suite, Troodos ophiolite, Cyprus. Geological Society, London, Special Publications, vol. 13, pp. 155-167.

Malpas, J., Calon, T., Squires, G., 1993. The development of a Late Cretaceous microplate suture zone in SW Cyprus. In: Prichard HM, Alabaster T, Harris NBW, Neary CR (eds) Magmatic processes and plate tectonics. Geol Soc Lond Spec Publ, vol 76, pp 177–195.

Marcoux, J., 1995. Initiation of the south-Neotethys margin in the Antalya nappes (SW Turkey): Late Permian and Early Mid-Triassic rifting events, late Mid Triassic oceanization. EUG Abstr 175.

Maury, R.C., Lapierre, H., Bosch, D., et al, 2008. The alkaline intraplate volcanism of the Antalya nappes (Turkey): a Late Triassic remnant of the Neotethys. Bull Soc Géol France 179:397–410.

Maxon, J.H., 1937. Reconnaissance geplogy, oil possibilites and mineral resources of Southeastern Turkey: MTA Derleme No: 680, 80 s.

Maxon, J.H., 1936. Türkiye'nin krater gölü Nemrut, MTA Dergisi, Sene 1, Sayı 5, Ankara.

Mc Donough, W. F., 1991. Partial melting of subducted oceanic crust and isolation of its residual eclogitic lithology, Phill. Trans. R. Soc. London., 335 A, 407-418.

Meriç, E., 1978. Güneydoğu Türkiye'de Sinan Formasyonu alt üyesi ve Besni Formasyonu'nun fauna özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 21, 95-96.

Meriç, E., Oktay, F.Y., Ozer, S., 1985. New observations on the stratigraphical development of the Besni Formation to the northwest of Alidamı (Kahta-Adıyaman). Jeoloji Muhendisligi 25, 51–54 (in Turkish with English abstract).

Meriç, E., Oktay, F. Y., Toker, V., Tansel, T Ve Duru, M. T., 1987. Adıyaman yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin sedimenter jeolojisi ve biyostratigrafisi (foraminifer, nannoplankton ve ostrakod) T.J.K. Bült.

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.

Mıchard, A., Whıtechurch, H., Rıcou, L. E., Montıgny, R., And Yazgan, E., 1984. Tauric Subduction (Malatya-Elazığ Provinces) and Its Bearing on Tectonics of the Tethyan Realm in Turkey. In: Dixon, J. E., Robertson, A. H. F. (eds.), The Geological Evolution of The Eastern Mediterrranean. Geological Society of London, Special Publication, 17: 361-374.

Moores, E. M., 1982. Origin and emplacement of ophiolites, Rev. Geophys., 20(4), 735–760, doi:10.1029/RG020i004p00735.

Moores, E. M., and Vıne, F.J. 1971. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: Evaluation and implications: Phil. Trans. Roy. Soc. London, A268, 443-466.

Morris, A.,& Anderson, M.W., 2002. Paleomagnetic results from the Baer-Bassit ophiolite of northern Syria and their implication for fold tests in sheeted dyke terrains. Physics&Chemistry of the Earth 27, 1215-22.

Morris, A., Anderson, M.W., Robertson, A.H.F., & Al-Riyami, K., 2002. Extreme tectonic rotations within an eastern Mediterranean ophiolite. Earth and Planetary Science Letters 202, 247-61.

MTA, 2002. Türkiye'nin 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

Mukasa, S.B. And Ludden, J.N., 1987. Uranium–lead ages of plagiogranites from the Troodos ophiolite, Cyprus, and their tectonic significance. Geology 1, 825–828.

Nesbitt, R. W., and Hamilton, D. L., 1970. Crystallization of an Alkali Olivine Basalts under Controlled PO2-PH2O Conditions. Phys. Earth Plan. Int, 3:309-315.

Nurlu, N., Parlak, O., Robertson, A., Quadt, A., 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, Kahramanmaras Region, SE Turkey), International Journal of Earth Sciences, Volume 105, pp 283–314.

Oberhansli, R., Bousquet, R., Candan, O., Okay, A.I., 2012. Dating subduction events in East Anatolia. Turk. J. Earth Sci. 21:1-17.

Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., Paupy, A. And Roccı, G., 1979. La diversité des ophiolites: Importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques. Mémoires du Bureau des Recherches Géologiques et Minières 97, 47–61.

Okay, A.I. And Tüysüz, O., 1999. Tethyan Sutures Of Northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within The Alpine Orogen" (Eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth And M. Séranne), Geological Society, London, Special Publication 156, 475-515.

Okay, A.I., 2008. Geology Of Turkey: A Synopsis. Anschnitt, 21, 19-42.

Öğrenmiş, I. Y., 2006. Şelmo Formasyonu'nun Kahta (Adiyaman) Kuzeyindeki Yüzeylemelerinde Sedimantolojik İncelemeler, Firat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Elazığ.

Önal, A., 1995. Polat-Beğre (Doğanşehir, Malatya) Yöresinde Yüzeyleyen Magmatik Kayaçların Petrografik ve Petrolojik Özellikleri, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, (Yayınlanmamış).

Önalan, M., 1988. Kahramanmaraş Tersiyer Kenar Havzasının Jeolojik Evrimi. Türkiye Jeoloji Bülteni 31:1–10.

Özcan E., 2007. Morphometric analysis of the genus Ömphalocyclus from the Late Cretaceous of Turkey: new data on its stratigraphic distribution in Mediterranean Tethys and the description of two taxa. Cretac Res 28:621–641.

Özer, S., Karım, K.H., Khazaeı, A.R., 2012. The Campanian– Maastrichtian sequences along the Zagros Belt (SE Turkey–NE Iran–SW Iran): stratigraphy, depositional setting and palaeogeography. 65th Geological Congress of Turkey, Ankara, 2–6 April 2012. Abstract, p. 95.

Özer, S., Karım, K.H., Sadıq, D.M, 2013; KD Irak'ta İlk Kez Tanımlanan Rudistler (Bıvalvıa): Sistematik Paleontoloji Ve Paleobiyocoğrafya. MTA Dergisi 147: 31-55.

Öztürk, H., 1993. Türkiye manganez yatakları: Oluşum ve tipleri, Jeoloji Mühendisliği, 43, 24-33.

Pallister, J. S., Hopson, C. A., 1981. Semail Ophiolite Plutonic Suite. Field Relation, Phase Variation, Cryptic Variation and Layering, and Model of a Spreading Ridge Magma Chamber. J. Geophys. Res, 86: 2593-2644.

Pamic, J., 1977. Variation in Geothermometry and Geobarometry of Peridotite Intrusions in The Dinaride Central Ophiolite Zone in Yugoslavia. American Mineralogist, 62: 874-886.

Panjasawatwong, Y., Danyushevsky, L.V., Crawford, A.J., Harris, K.L., 1997. An Experimental Study of the effects of Melt Composition on Plagioclase-Melt Equilibria at 5 and 10 kbar: Implications for the Origin of Magmatic High-An Plagiclase. Contrib. Mineral. Petrol., 118, 420-432.

Parlak, O., 1996. Geochemistry and Geochronology of the Mersin Ophiolite Within The Eastern Mediterranean Tectonic Frame (Southern Turkey). Thesis Doctorat, Universite De Geneve, Terre & Environnement 6, 242pp (Unpublished).

Parlak, O., 2001. Ofiyolitlerin Tabanındaki Metamorfik Dilimin Kökeni. Magmatik Petrojenez Lisansüstü Yaz Okulu Kitabı, Boztuğ, D., Otlu, N (ed.), Akçakoca-Düzce, 401-410.

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., Delaloye, M., Bıngöl, E., 1996. Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey). Geologische Rundschau 85, 647–661.

Parlak, O. and KOZLU, H., 2000. Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) Arasında Yüzeyleyen Yüksekova Ofiyolitinin Genel Özellikleri, GD Türkiye. 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 278-279.

Parlak, O., Höck, V., Delaloye, M., 2000. Supra-subduction zone origin of the Pozantı-Karsantı ophiolite (Southern Turkey) deduced from whole rock and mineral chemistry of the gabbroic cumulates. In: Tectonics and Magmatism in Turkey and its surroundings (edited by Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J.), Geological Society of London Special Publication, 173, 219-234.

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

Parlak, O., Kozlu, H., Delaloye, M., Höck, V., Bağcı, U., 2002a. Göksun-Afşin (Kahramanmaraş) arasında yüzeyleyen Yüksekova Ofiyolitinin jeokimyası ve jeokronolojisi. Scientific & Technological Research Council of Turkey (TÜBITAK) Project report.No: YDABÇAG-199Y011, Ankara.

Parlak, O., Önal, A., Höck, V., Kürüm, S., Delaloye, M., Bagcı, U., Rızaoglu, T., 2002b. Inverted metamorphic zonation beneath the Yüksekova ophiolite in SE Anatolia. 1st International symposium of the faculty of Mines (ITU) on Earth Science and Engineering, 16-18 May 2002, Istanbul-Turkey pp.133.

Parlak, O., Höck, V., Kozlu, H., Delaloye, M., 2004. Oceanic crust generation in an island arc tectonic setting, SE Anatolian Orogenic Belt (Turkey). Geological Magazine 141, 583-603.

Parlak, O., Delaloye, M., Kozlu, H., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., 2006. Baskil-Sivrice (Elaziğ) Arasinda Yüzeyleyen Tektonomagmatik Birimlerin Petrografisi Ve Jeokimyasi, Scientific & Technological Research Council of Turkey (TÜBITAK) Project report.No: YDABÇAG-102Y041, Ankara.

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 Volume 473, Issues 1-2, 20 July 2009, Pages 173-187.

Parlak, O., Karaoğlan, F., Thoni, M., Robertson, A.H.F., Okay, A.I., Koller, F. 2012. Geochemistry, geochronolgy and tectonic sıgnıfıcance of hightemperature meta-ophiolitic rocks: possible relation to Eocene south-Neotethyan arc magmatism (Malatya area, SE Anatolia). 65. Geological Congress of Turkey, 2 –7 April 2012, Ankara, Abstract 88– 91.

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 region. Geology Society, London, Special Publucition 372:219-249.

Parrot J.F., 1977. Assemblage ophiolitique de Baer-Bassit et termes éffusives du volcano-sedimentaire. Travaux et Documents de L'ORSTROM 72.

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

Pearce, J.A., 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman DA (ed) Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geol Ass Canada, Short Course Notes, vol 12, pp 79–113.

Pearce, J.A., Harrıs, N. B. W. And Tındle, A. G., 1984. Trace Element Discrimination Diagram For The Tectonic İnterpretation of Granitic Rocks. Journ.of Petrol, 25:956-983.

Pearce, J.A., and Cann, J.R. 1973. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. Earth Planet Sci. Lett., 19, 290-300.

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

Peksü, M., 1969. Proposed Rock Unit Nomenclature. Petroleum District V and VI, SE Turkey. Turkish Petroleum Corporation, Research Report 5158. Pe-Piper G, Piper DW (1989) The Geological significance of manganese distribution in Jurassic–Cretaceous Rocks of the Pindos Basin, Peloponnese, Gntece. Sed Geol 65:127–137.

Perinçek, D., 1978. Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman İli) alanının jeoloji incelenmesi ve petrol olanaklarıın araştırılması, İstanbul Üniversitesi Doktora Tezi,212s

Perinçek, D., 1979a. Geological İnvestigation Of The Çelikhan-Sincik- Koçali Area (Adıyaman Provinz) İst. Üniv. Fen. Ed. Mec. Seri: B s: 127-147

Perinçek, D., 1979b. The Geology of Hazro-Korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar- Elazığ- Malatya Area: Guide Book, Tür. Jeol. Kur. Bull., 33s.

Perinçek, D., 1980. Arabistan Kıtası kuzeyindeki tektonik evrimin kıta üzerinde çökelen istifteki etkileri, Türkiye 5. Petrol Kong. ve Serg. Tebliğler.

Perinçek, D. and 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.

Perinçek, D. and Özkaya, I., 1981. Arabistan Levhası Kuzey Kenarının Tektonik Evrimi: H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü Bült., 8, s. 91-101.

Pickett and Robertson, A.H.F. 1996. Formation of the Late Palaeozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by Palaeotethyan subduction-accretion. Journal of the Geological Society, London, 153, 995-1009.

Pişkin, Ö., 1972, Etude mineralogique de la region situee a L'Est de Çelikhan (Taurus ori-Adıyaman –Türkiye). Geol.Soc.Turkey, Bull. V.21/2, pp.107-111.

Pişkin, Ö., 1975. Çelikhan çevresi ultrabazikleri içindeki rodenjitler ve kimyasal analizleri, Türkiye Jeo. Kur. Bült, C. 18, S. 7.

Pişkin, Ö., 1978. Çelikhan doğusu lökokuvarsmonzonitleri üzerine petrokimya ve jeokronoloji verileri (Adıyaman-Türkiye), Türkiye Jeo. Kur. Bült, e. 21, 107-111.

Poisson, A., 1977, Recherches geologiques dans les Taurides occidentales (Turquie): Th6se d'Etat Univ. Paris-Sud (Orsay). 795 s.,

Reagan, M.K. & Meijer, A. 1984. Geology and geochemistry of early arc-volcanic rocks from Guam. Bulletin of Geological Society of America 95, 701–713.

Rıgo De Rıghı, M. and Cortesını, A., 1964, Gravity tectonics in feethils structure belt of Southeast Turkey: A.A.P.G.Bull., 48, 1911-1937.

Rızaoğlu, T., 2006. Baskil-Sivrice (Elazığ) arasında yüzeyleyen tektonomagmatik birimlerin petrografisi ve jeokimyası, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Adana

Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V., İşler, F., 2006. Nature and significance of Late Cretaceous ophiolitic rocks and its relation to the Baskil granitoid in Elazığ region, SE Turkey. Special Publications, vol. 260. Geological Society, London, pp. 327–350.

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

Robertson, A.H.F. 1976. Origin of ochres and umbers: evidence from Skouriotissa, Troodos Massif, Cyprus. Transactions Institution of Mining and Metallurgy 85, B245–251.

Robertson, A.H.F.,1986. Geochemistry and tectonic implications of metalliferous and volcaniclastic sedimentary rocks associated with late ophiolitic extrusives in the Hatay area, southern Turkey. Ofioliti 11, 121-40.

Robertson, A.H.F., 1990. Tectonic evolution of Cyprus. In: Malpas J, Moore EM, Panayiotou A, Xenophontos C. (eds) Ophiolites: oceanic crustal analogues. Proceedings of the Symposium “Troodos 1987”. Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, pp 235–252

Robertson, A.H.F., 1998. Mesozoic-Tertiary Tectonic Evolution Of The Easternmost Mediterranean Area; Integration Of Marine And Land Evidence. In Robertson AHF, Emeis KC, Richter KC, Camerlenghi A (eds), Proc Ocean Drill Prog Sci Res., 160:723-782.

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., 2004. Development of Concepts Concerning the Genesis and Emplacements of Tethyan Ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman Regions. Earth Science Reviews, 66: 331-387.

Robertson, A.H.F., 2007a. Overview of tectonic settings related to the rifting and opening of Mesozoic ocean basins in the Eastern Tethys: Oman, Himalayas and Eastern Mediterranean regions In: Karner G, Manatschal G, Pinheiro LM (eds) Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup. Geol Soc Lond Spec Publ, pp 325–389

Robertson, A.H.F., 2007b. Evidence of continental break-up from the Newfoundland rifted margin (Ocean Drilling Program Leg 210): Lower Cretaceous seafloor formed by exhumation of subcontinental mantle lithosphere, and the transition to seafloor spreading. In: Tuckolke BE, Sibuet J-C, Klaus A et al (eds) Proceedings of the ODP, science results, College Station TX (Ocean Drilling Program), vol 210. doi:10.2973/odp.proc.sr.210.104.2007.

Robertson, A.H.F. and Boyle, J.F., 1983. Tectonic setting and origin of metalliferous sediments in the Mesozoic Tethys Ocean. In: Rona PA, Bostrom K, Laubier L, Smith KL Jr (eds) Hydrothermal processes of seafloor spreading centres. Plenum, New York, pp 595–663.

Robertson, A.H.F. and Dıxon, J. E., 1984. Introduction: Aspects of the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. In: Robertson, A. H. F. and Dixon, J. E. (eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society of London, Special Publication, 17:1-74.

Robertson, A.H.F. and Waldron, J.W.F., 1990. Geochemistry and tectonic setting of Late Triassic and Late Jurassic–Early Cretaceous basaltic extrusives from the Antalya Complex, S W Turkey. In: Savas¸çin MY, Eronat AH (eds) Proceedings of the International earth sciences congress on Aegean Regions, Izmir, Turkey, vol 2, pp 279–299.

Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H.. 1979. The Mamonia Complex, S WCyprus: the evolution and emplacement of a Mesozoic continental margin. Geol Soc Am Bull 90:651–665.

Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H., 1981. Gödene Zone, Antalya Complex, SW Turkey: volcanism and sedimentation on Mesozoic marginal ocean crust. Geol Rundsch 70:177–1214.

Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H., 1982. Sedimentary history of the south-western segment of the Mesozoic–Tertiary Antalya continental margin, south-western Turkey. Ecol Geol Helv 75:517–562.

Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degnan, P.J., Jones, G., 1991. Palaeogeographical and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 87:289–343.

Robertson, A.H.F., Ünlügenç, U.C., İnan, N., Taslı, K., 2004. The Misis–Andırın Complex: a Mid-Tertiary melange related to late-stage subduction of the southern Neotethys in S Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 22, 413–453.

Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., Taslı, K., İnan, N., 2006. TheBerit transect of the Tauride thrust belt, S. Turkey: Late Cretaceous–Early Cenozoicaccretionary/collisional processes related to closure of the southern Neotethys. Journal of Asian Earth Sciences 27, 108–145.

Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U. C., Taslı, 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.

Robertson, A.H.F., Parlak, O., Rızaoğlu, T., Ünlügenç, U.C., Inan, N.,Taslı, K., Ustaömer, T., 2007. Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazıg region, SE Turkey). Geol. Soc. London Spec Publication, 272, 233-272.

Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ustaomer, T., 2012a. 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., Ionescu, C., Hoeck, V., Koller, F., Onuzi, K., Bucur, I. I., Ghega, D., 2012b. Emplacement of the Jurassic Mirdita ophiolites (southern Albania): evidence from associated clastic and carbonate sediments. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) (2012) 101:1535–1558.

Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ustaomer, T., 2013a. Late Palalaeozoic–Early Cenozoic tectonic development of Southern Turkey and the easternmost Mediterranean region: evidence from the inter-relations of continental and oceanic units. In: Robertson, A.H.F., Parlak, O., Unlugenc, U.-C. (Eds.), Geological Development of the Anatolian Continent and the Eastern Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications 372, pp. 9–48.

Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ustaomer, T., Taslı, K., İnan, N., Dumitrica, P., Karaoğlan, F., 2013b. Subduction, ophiolite genesis and collision history of the Eurasian continental margin: new evidence from the Eastern Pontides, Turkey. Geodyn. Acta 26, 230–293.

Robertson, A.H.F., Boulton, S.J., Taslı, K., İnan, N., Yıldız, A., Yıldırım, N., Parlak, O., 2014a. Late Cretaceous-Miocene sedimentary-tectonic development of the Arabian continental margin in SE Turkey (Adıyaman Region): implications for the construction of Anatolia. In: 8th International symposium on Eastern Mediterranean geology, 13–17 Oct 2014, Muğla Sıtkı Koçman University, p 55.

Robertson, A.H.F., Parlak, O., Dumitrica, P., Taslı, K., Yıldırım, N., 2014b. Structural, Sedimentary and Igneous Evidence for the Genesis and Emplacement of the Rifted Continental Margin of the Southern Neotethys, SE Turkey. Geophysical Research Abstracts, April 2014.

Robertson, A.H.F., Boulton, S.J., Taslı, K., İnan, N., Yıldırım, N., Yildiz, A., Parlak, O., 2016a. Late Cretaceous-Miocene sedimentary development of the Arabian continental margin in SE Turkey (Adıyaman Region): implications for regional palaeogeography and the closure history of Southern Neotethys. J Asian Earth Sci. doi:10.1016/j.jseaes.2015.01.025.

Robertson, A.H.F., Parlak, O., Yıldırım, N., Dumitrica, P., Taslı, K., 2016b. Late Triassic rifting and Jurassic–cretaceous passive margin development of the Southern Neotethys: evidence from the Adıyaman area, SE Turkey Int. J. Earth Sci. http://dx.doi.org/10.1007/s00531-015-1176-0.

Robillard, I., Francis, D., Ludden, N., 1992. The relationship between E- and N-type magmas in the Baffin Bay lavas. Contrib Mineral Petrol 112:230–241

Robinson, P.T., Melson, W.G., O'Hearn, T. & Schmincke, H.U. 1983. Volcanic glass compositions of the Troodos ophiolite, Cyprus. Geology 11, 400–404.

Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. Chemical Geology 184: 123-138.

Sarıfakıoğlu, E., Dilek, Y., Uysal, İ., 2012. Bahçe (Osmaniye) ofiyolitinin petrojenezi ve jeodinamik açıdan önemi. Uluslararası katılımnlı V. Jeokimya Sempozyumu, 112-113s, 23-25 Mayıs 2012 Pamukkale Üniversitesi, Denizli.

Searle, M.P. and Malpas, J., 1982. Petrochemistry and origin of sub-ophiolite metamorphic and related rocks in the Oman Mountains. Journal of the Geological Society of London, v. 139, p. 235-248.

Selçuk, H. 1985. Kızıldağ-Keldağ Hatay dolayının jeolojisi ve jeolojik evrimi, MTA Rapor no. 7787, Ankara.

Sısson, T. W., and Grove, T. L., 1993. Experimental Investigation of the Role of H2O in Calk-Alkaline Differantiation and Subduction Zone Magmatism. Contrib. Mineral. Petrol, 113: 143-166.

Spandler, C.J., Arculus, R.J, Eggins, S.M., Mavrogenes, J.A., Price, R.C., Reay, A.J., 2003. Petrogenesis of the Gntenhills Complex, Southland, New Zealand: Magmatic differentiation and Cumulate Formation at the Roots of a Permian Island-Arc Volcano. Contrib. Mineral. Petrol., 144, 703-721.

Spray, J. G., 1984. Possible Causes and Consequences of Upper Mantle Decoupling and Ophiolite Displacement. In: Gass, I. G., Lippard, S. J., and Shelton, A. W (eds.), Ophiolites and Oceanic Lithosphere. Geological Society of London Special Publication, 13: 255-268.

Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons Earth and Planetary Science Letters, 196, pp. 17–33.

Stchepınsky, V., 1940. Sivas vilayetinin merkezi kısmında bulunan muhtelif cevherler hakkında rapor. M.T.A. Rep., no. 770 (unpublished), Ankara.

Stern, R.J., 1979. On the origin of andesite in the northern Mariana island arc: implications for agrigan. Contributions to Mineralogy and Petrology 68, 207-219.

Stern, R.J., 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced. Earth and Planetary Science Letters 226, 275–292.

Stern, C. R., and Elthon, D., 1979. Vertical Variation in the Effects of Hydrothermal Metamorphism in Chilean Ophiolites: Their Implication for Ocean Floor Metamorphism. Tectonophysics, 55: 179-213.

Steuber, T., Ozer, S., Scluter, M., Sarı, B., 2009. Description of Paracaprinula syriaca Piveteau (Hippuritoidea, Plagioptychidae) and a revised age of ophiolite obduction on the African–Arabian Plate in southeastern Turkey. Cretac. Res. 30, 41–48.

Sun, S.S. and Mcdonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) Magmatism in the ocean basins. Geol Soc Lond Spec Publ, vol 42, pp 313–345.

Sungurlu, O., 1972. VI. Bölge Gölbaşı–Gerger arasındaki sahanın jeolojisi: TPAO Rap. No: 802., Ankara (yayınlanmamış).

Sungurlu, O., 1973. Gölbaşı-Gerger bölgesinin saha jeolojisi (Field geology of the region between Gölbaşı-Gerger, District-VI.). TPAO Report 802, unpublished, 30 pp.

Sungurlu, O., 1974. VI. Bölge Kuzey sahalarının jeolojisi. TPAO Arşiv no.871, Ankara.

Şafak, Ü. and Meriç, E., 1996. Kahta (Adıyaman) Geç Miyosen Ostrakod Topluluğu Hakkında Yeni Görüşler, Yerbilimleri, 29, 171-197.

Şahin, Ö., 2008 Çelikhan (Adiyaman) Kuzeydoğusundaki Tektono-Metamorfik Birimlerin Metamorfizma Ve Yapisal Özellikleri, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 102s.

Şahin, Ö. ve Işık, V., 2010. Çelikhan (Adıyaman) Civarında Yüzeyleyen Metamorfik ve Magmatik Kayaların Petrolojisi, Türkiye Jeoloji Bülteni Cilt 53, Sayı 2-3, s. 129-158.

Şaşmaz, A., Gümüş, G. & Sağıroğlu, A., 1999. Taşınmış Kıbrıs tipi bakır cevherleşmelerine tipik bir örnek:Derdere (Çüngüş-Diyarbakır) cevherleşmeleri Türkiye Jeoloji Bülteni Cilt. 42, Sayı 1,105-117.

Selçuk, H., 1981. Etude geologique de la partie meridonale du Hatay (Turquie), PhD. Thesis, Univ. De Geneve, 116p.

Şengör, A. M. C., and Yılmaz Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. Tectonophysics, 75:181-241.

Şengör, A. M. C., Görür N. And Saroglu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick, Editors, Strike-slip faulting and basin formation. Society of Economical Paleontologists and Mineralogists Special Publication vol. 37 (1985), pp. 227–264.

Şengör, A. M. C., Ozeren, S., Genç, T. And Zor, E. 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, northsouth shortened domal structure. Geophysical Research Letters, 30, 8045, doi: 10.1029/ 2003GL017858, 2003.

Şimşek, E., 2017. Kızıldağ ofiyolitini oluşturan farklı magmatik kayaların U-Pb yöntemi ile yaşlandırılması. Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.

Tekin, K., Bedı, Y., Varol, E., Uzunçımen, S., Perınçek D., Beyazpırınç, M., 2011. Koçali Karmaşığı (GD Anadolu) Pelajik Çökellerinin Radyolarya Toplulukları, Geç Triyas Yaşlı Volkanik Kayaçlarının Jeokimyası ve Diğer Toros Birimleri ile Karşılaştırılması, 64. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, p. 220-221.

Tekin, U.K., 2002a. Late Triassic (Late Norian–Rhaetian) radiolarians from the Antalya Nappes, Central Taurides, Southern Turkey. Rev Ital Palaeotol Stratigr 108:415–440.

Tekin, U.K., 2002b. Lower Jurassic (Hettangian–Sinemurian) radiolarians from the Antalya Nappes, Central Taurids, Southern Turkey. Micropaleontology 8:177–205.

Tekin, U.K., and Sönmez, I., 2010. Late Ladinian radiolarians from the Tahtalidag Nappe of the Antalya nappes, SW Turkey: remarks on the late Middle and Late Triassic evolution of the Tahtalidag Nappe. Acta Geol Pol 60:199–217.

Terlemez, H.Ç.I., Şentürk, K., Ateş, Ş., Sümengen, M. Ve Oral, A., 1992. Gaziantep dolayının ve Pazarcık-Şakçagöz-Kilis-Elbeyli-Oğuzeli arasının jeolojisi: MTA Rap. no. 9526, Ankara (yayınlanmamış).

Thompson, M. And Walsh, J.N., 1983. A handbook of inductively coupled plasma spectrometry, p. 16-36.

Tilton, G.R., Hopson, C.A. And Wright, J.E., 1981. Uranium-lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman, with applicatons to Tethyan ocean ridge tectonics. Journal of Geophysical Research 86: doi: 10.1029/JB086iB04p02763. issn: 0148-0227.

Tolun, N.,1955. Besni, Adıyaman, Samsat arası bölgelerin jeolojik etüdü. MTA raporu, Ankara.

Tolun, N., 1960. Stratigraphy and Tectonics of Southeastera Anatolia, D.Ü.Fen Fak.Mec.,Seri B,Cilt 15, Sayı:3-4, 201-264.

Topkaya, M., 1957. Midyat Ovası Hidrojeolojik Etüdü, 33 s.

Topuz, G., Çelik, O.F., Şengör, A.M.C., Altıntaş, I.E., Zack, T., Rolland, Y., And Barth, M., 2013. Jurassic ophiolite formation and emplacement as backstop to a subduction-accretion complex in northeast Turkey, the Refahiye ophiolite, and relation to the Balkan ophiolites: American Journal of Science, v. 313, p. 1054–1087. doi:10.2475/10.2013.04.

Tuna, D., 1973. Vl Bolge litostratigrafi birimleri adlamasının acıklayıcı raporu (Explanatory report on nomenclature of the lithostratigraphic units in the Vıth region). Turkish Petroleum Corporation, Research Report 813, pp. 1–131.

Turan, M., 1993. Elazığ Yakın Civarındaki Bazı Önemli Tektonik Yapılar ve Bunların Bölgenin Jeolojik Evrimindeki Yeri. A Suat Erk Jeoloji Semp, Bildiriler, 193-204.

Turkish Gulf Oil Company, 1961. Composite log of the Kevan-1 well, TPAO Arama Grubu Arşivi.

Türkyılmaz, B., 2004. Çelikhan-Sincik Arasında Yüzeyleyen Magmatik Kayaçların Petrografisi ve Petrolojisi, Doktora tezi. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ (yayımlanmamış).

Ulu, Ü., Genç, Ş., Giray, S., Metin, Y, Çörekçioğlu, E., Örçen, S., Ercan, T., Yaşar, T. Ve Karabıyıkoğlu, M. 1991. Belveren-Araban-Yavuzeli-Nizip-Birecik-alanının jeolojisi, senozoyik yaşlı volkanik kayaçların petrolojisi ve bölgesel yayılımları, MTA Rapor no, 9226, Ankara, (yayımlanmamış).

Usta, D. Ve Beyazçiçek, H., 2006. Adana ilinin jeolojisi, M. T. A. Doğu Akdeniz Bölge Müdürlüğü, Adana (yayımlanmamış).

Usta, D., Ares, S., Çoban, M., Deveci, Ö., Sağlam, F.M., 2014. The stratigraphy and rock characteristics of the region among Adıyaman- Sincik and Hilvan. In: 6th Geological congress of Turkey, 14–18 April 2014, Abstract, p 99.

Uzunçimen, S., Tekın, U.K., Bedı, Y., Perıncek, D., Varol, E. And Soycan, H., 2011. Discovery of the Late Triassic (Middle Carnian–Rhaetian) radiolarians in the volcano-sedimentary sequences of the Kocali Complex, SE Turkey: Correlation with the other Tauride units. Journal of Asian Earth Sciences. Volume 40, Issue 1, 4 January 2011, 180-200.

Van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A., Govers, R., 2009. Geodynamics of collision and collapse at the Africa–Arabia–Eurasia subduction zone-an introduction ,in: D.J.J. Van Hinsbergen, M.A. Edwards, R. Govers (Eds.), Collision and Collapse at the Africa–Arabia–Eurasia Subduction Zone, London, Special Publications, Geological Society, London, UK , pp. 1–7.

Varol, E., Bedi, Y., Tekin, U.K., Uzunçimen, S., 2011. Geochemical and petrological characteristics of Late Triassic basic and volcanic rocks from the Koçali Complex, SE Turkey: implications for the Triassic evolution of Southern Tethys. Ofioliti 36:101–115.

Varol, E., Tekin, U.K., Temel, A., 2007. Dating and geochemical properties of Middle to Late Carnian basalts from the Alakırcay Nappe of the Antalya Nappes, SW Turkey: implications for the evolution of southern branch of Neotethys. Ofioliti 32 (2), 163–176.

Walker, D.A. & Cameron, W.E. 1983. Boninite primary magmas: evidence from the Cape Vogel peninsula. Contributions to Mineralogy and Petrology 83, 150–158.

Williams, H., And Smyth, W. R., 1973. Metamorphic Aureoles Beneath Ophiolite Suites and Alpine Peridotites: Tectonic Implications with West Newfoundland Examples. American Journal of Science, 273: 594-621.

Wilson, H.H. and Krummennacher, R., 1959. Gaziantep bölgesinin jeolojisi ve petrol olanakları (Geology and oil prospects of the Gaziantep Region, Southeast Turkey). N.V. Turkse Shell Report, Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arişivi, Kut. 351(2), pp. 1–53

Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach. Chapman and Hall, London, 1–466.

Wınchester, 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.

Wood, D.A., Marsh, N.G., Tarney, J., Joron, J.L., Fryer, P. & Treuil, M. 1981. Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana Trough, arc, forearc, and trench, sites 453 though 461, Deep Sea Drilling Project Leg 60. Initial Reports on Deep Sea Drilling Project 60, 611–645.

Yalçın, N., 1980. Amanoslar'ın litolojik karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun tektonik evrimindeki anlamı: Türkiye Jeol. Kur.Bült., 23, 21 -30.

Yalçın, N., 1976. Narince–Gerger (Adıyaman) alanının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması, TPAO Arama Rapor No: 1019

Yalınız, K.M., Floyd, P. and Göncüoğlu, M.C., 1996. Supra-subduction zone ophiolites of Central Anatolia: geochemical evidence from the Sarikaraman ophiolite, Aksaray, Turkey. Mineralogical Magazine 60, 697–710.

Yazgan, E., 1981. Doğu Toros'larda Etkin Bir Paleo Kıta Kenarı Etüdü (Üst Kretase- Orta Eosen), Malatya-Elazığ, Doğu Anadolu, Yerbilimleri, 7: 83-104.

Yazgan, E., 1983. A geotraverse between the Arabian Platform and the Munzur Nappes: Int. Symp. Geol. Taurus Belt, 26-29 Sept-, Ankara, Guide Book for Excursion V.

Yazgan, E., 1984. Geodynamic Evolution of the Eastern Taurus Region (Malatya-Elazığ area, Turkey), Proceedings of International Symposium, Geology of Taurus Belt, MTA, Ankara, 1984a, 199-208.

Yazgan, E., 1987. "Malatya güneydoğusunun jeolojisi ve Doğu Torosların jeodinamik evrimi.", MTA Rap. No: 2268, 178s.

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.

Yazgan, E., Gültekin, M.C.; Poyraz, N.; Sirel, E. and Yildirim, H., 1987, Malatya güneydoğusunun jeolojisi ve Doğu Torosların jeodinamik evrimi MTA Rap, 2268 (yayımlanmamış), Ankara.

Yazgan, E., Mıchard, A., Whıtechurch, H., And Montıgny, R., 1983. Le taurus de Malatya (Turquie orientale) element de la suture sud-tethysienne. Bull. Soc. Geol. Fr., 25.

Yıldırım, E., 2010. Çelikhan-Sincik Arasında Yüzeyleyen Magmatik Kayaçların Petrografisi ve Petrolojisi, Doktora Tezi, Fırat Üni. Fen Bilimleri Ens.

Yıldırım, E., 2015. Geochemistry, petrography and tectonic significance of the ophiolitic rocks, felsic intrusions and Eocene volcanic rocks of an imbrication zone (Helete area, Southeast Turkey). Journal of African Earth Sciences 107, 89-107.

Yıldırım, M. And Yılmaz, Y., 1991. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının Ekaylı Zonu, TPJD Bülteni, C (3/I): 57-73.

Yıldırım, M., and Yılmaz, Y., 1991. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının Ekaylı Zonu, TPJD Bülteni, C (3/I): 57-73.

Yıldırım, N., 2013, "Havza-Kuşak Madenciliği Kapsaminda" Keşfedilen "GD Anadolu Kıbrıs Tipi VMS Metalojenik Kuşağı": Koçali Karmaşığı, Adıyaman Bölgesi, GD Türkiye, MTA Doğal Kaynaklar ve Ekonomi Bülteni, Sayı:14, Ankara.

Yıldırım, N., Ay, Y., Aydın, A., Yığmatepe, M., Kalı, B. ve Yıldırım, E., 2008a. Koçali karmaşığı İçerisindeki Taşınmış Kıbrıs tipi Masif-Sülfit (Cu) Cevherleşmelerine Yeni Bir Örnek, Ormanbaşı Tepe (Sincik-Adıyaman) Cevherleşmeleri. 61. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri.

Yıldırım, N., Aydın, A., Ay, Y., Yığmatepe, M. ve Yıldırım, E, 2008b. Ormanbaşı Tepe (Sincik-Adıyaman) Cevherleşmelerinin Kıbrıs tipi Masif-Sülfit (Cu) Cevherleşmesi Olduğuna Dair Bulgular. Prof. Dr. Servet YAMAN Maden Yatakları-Jeokimya Çalıştayı, Ç. Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana.

Yıldırım, N., Aydın, A., Yığmatepe, M., Akgül, M. ve Yıldırım, E., 2009. Levha-dayk karmaşığı içerisindeki Kıbrıs tipi masif sülfit cevherleşmelerine Türkiye'den bir örnek: İncekoz (Adıyaman) Cu cevherleşmesi. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, p. 220-221.

Yıldırım, N., Ay, Y., Çakır, C., İlhan, S., Dönmez, C. ve Yıldırım, E., 2010a. Koçali Ofiyolitik Karmaşığı'nın Metalojenik (Cu-Au) Önemi, IV. Ulusal Jeokimya Sempozyum Bildirileri, p.79-80, Elazığ.

Yıldırım, N., İlhan, S., Akyıldız, M., Yıldırım, E., ve Dönmez, C., 2010b. The Importance of the Ophiolites of the Southern Branch of the Neotethys (Koçali Ophiolitic Complex), in Terms of the Cyprus Type VMS Deposits. 7. Uluslararası Doğu Akdeniz Jeolojisi Sempozyumu, Çukurova Üniversitesi, Jeoloji bölümü, Adana.

Yıldırım, N., 2011. Ormanbaşı Tepe (Sincik-Adıyaman) Bakır Cevherleşmesinin Maden Jeolojisi Raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11406, Ankara (yayımlanmamış).

Yıldırım, N., İlhan, S., Yıldırım, E., Ve Dönmez, C., 2012a, Ormanbaşı Tepe (Sincik-Adıyaman) Cu Cevherleşmesinin Jeolojisi, Jeokimyası ve Jenetik özellikleri, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Dergisi, 144, 75-102.

Yıldırım, N., Parlak, O., A. Robertson., 2012b. Geochemistry & Tectonic Significance of the Koçali Ophiolite (Adıyaman, SE Turkey). Ophiolites and Related Ore and Industrial Minerals, Workshop Ophiolite, KTÜ, Trabzon.

Yıldırım, N. ve Çetiner, L., 2012. Adıyaman-Tut-İncekoz (AR:200804221) Bakır Sahası Buluculuk Talebine Esas Maden Jeolojisi ve Rezerv Raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11579, Ankara (yayımlanmamış).

Yıldırım, N., Dönmez, C., Kang, J., Lee, I., Pirajno, F., Yıldırım, E., Günay, K, Seo, J. H., Farquhar, J., Chang, S.W., 2016. A magnetite-rich Cyprus-type VMS deposit in Ortaklar: A unique VMS style in the Tethyan metallogenic belt, Gaziantep, Turkey. Ore Geology Reviews, Volume 79, December 2016, Pages 425–442.

Yılmaz, E. And Duran, O., 1997. Guneydoğu Anadolu Bolgesi otokton ve allokton birimler stratigrafi adlama kılavuzu “Lexicon” – guide for stratigraphic nomenclature of the autochthonous and allocthonous units in the Southeast Anatolian Region. Turkish Petroleum Company, Educational Publication, vol. 31, pp. 1–460.

Yılmaz, Y., 1990. Allochtonous Terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and Surrounding Regions, Royal Soc London Phyl Trans, A331:611-624.

Yılmaz, Y., 1991. Allochthonous Terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and the Surrounding Region. In: Dewey, J.F., Gass, I.G., Curry, G.B., Harris, N.B.W.,Şengör, A.M.C., (eds.), Allochthonous Terranes, Cambridge Univ, 155-168.

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. and Yığıtbaş, E., 1990. SE Anadolu'nun farklı ofiyolitik - metamorfik birlikleri ve bunların jeolojik evrimdeki rolü; Türkiye Petrol Jeologları Derneği, Türkiye 8. Petrol Kongresi, Tebliğler, 128-140.

Yılmaz, Y., Yıgıtbaş, E., Yıldırım, M., 1987. Late Triassic tectonism in the Southeastern Anatolia and its geological significance; TERRA - Late Abstracts 1987, Europan Union of Geosciences, EUG IV, Strasbourg, p.10.

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.

Yılmaz, Y.,Yığıtbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş.C., 1992. Güneydoğu Anadolu metamorfik masiflerinin kökeni. Türkiye 9. Petrol Kong. Bild., Ankara.

Yiğitbaş, E., 1989. Engizek Dağı (K.Maraş) Dolayındaki Tektonik Birliklerin Petrolojik İncelenmesi. İ.Ü. Doktora Tezi, 347 s., İstanbul.

Yılmaz, Y., Genç, Ş.C.,Yılmaz, Y., 1991. Tectonic setting and geological significance of the Maden complex, SE Anatolia; TERRA-Abstracts, v.3, n.1, March 1991, EUG VI, Strasbourg, p.255.

Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Yilmaz, Y., 1993. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında Maden grubunun tektonik konumu ve jeolojik önemi. A. Suat Erk Sempozyumu, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi.

Yılmaz, Y., Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., 1992. Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında Eosen nap yerleşmesi: Türkiye 9. Petrol Kong. Bild.

Yılmaz, Y., And Yılmaz, Y., 1996. Post-late Cretaceous strike-slip tectonics and its implications on the Southeast Anatolian orogen - Turkey. International Geology Review, 38, 9, 818-831.

Yurdagül, A.G. and Saraç, C., 2002. Adıyaman Yöresi Rezervuar Kayaçlarının Porozite ve hidrokarbon Doygunluğu Değerlerinin Jeoistatistiksel Simülasyonu, H.Ü., Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt 45, Sayı 2.

ÖZGEÇMİŞ

Nail YILDIRIM, 11.02.1977 tarihinde Elâzığ'da doğdu. İlk-orta ve lise eğitimini Elazığ'da tamamladı. 1995 yılında Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde lisans öğrenimine başladı ve 1999 yılında lisans eğitimini tamamladı. Bu tarihten itibaren 2004 Aralık ayına kadar özel sektör de mühendislik jeolojisi alanında çeşitli baraj, gölet ve HES projelerinde çalıştı. 2004 Aralık ayında MTA Genel Müdürlüğü'ne Jeoloji Mühendisi olarak atandı. 2005 yılında Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalında Yüksek Lisans eğitimine başladı. "Tekman-Pasinler (Erzurum) Arasında Yüzeyleyen Ofiyolitik Birimlerin Jeolojisi ve Petrografik Özellikleri" başlıklı tez çalışması ile 2008 yılında Mineraloji-Petrografi Ana Bilim Dalı'ndan Yüksek Mühendis olarak mezun oldu. 2009 yılında aynı enstitüde Mineraloji-Petrografi Ana Bilim Dalı'nda doktora öğrenimine başladı.

MTA Orta Anadolu IV. Bölge Müdürlüğü'nde Jeoloji Etütler Baş Mühendisliği görevini yürütmektedir.

EKLER

EK-1.(a). Koçali Volkanik-Tortul seriye ait volkaniklerin ana oksit iz element içerikleri

EK-1.(b). Koçali Volkanik-Tortul seriye ait volkaniklerin iz element içerikleri

EK-1.(c). Koçali Volkanik-Tortul seriye ait volkaniklerin nadir toprak element (REE) içerikleri

EK-2.(a). Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarının ana oksit iz element içerikleri

EK-2.(b). Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarının iz element içerikleri

EK-2.(c). Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarının nadir toprak element (REE) içerikleri

EK-3. Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarına ait olivinlerin mineral kimyası

EK-4. Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarına ait klinopiroksenlerin mineral kimyası

EK-5. Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarına ait ortopiroksenlerin mineral kimyası

EK-6. Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarına ait amfibollerin mineral kimyası

EK-7. Koçali ofiyoliti mafik kümülatlara ait plajiyoklasların mineral kimyası

EK-8.(a). Koçali ofiyoliti levha dayklarının ana oksit iz element içerikleri

EK-8.(b). Koçali ofiyoliti levha dayklarının iz element içerikleri

EK-8.(c). Koçali ofiyoliti levha dayklarının nadir toprak element (REE) içerikleri

EK-9.(a). Koçali Ofiyoliti tekil gabro dayklarının ana oksit iz element

EK-9.(b). Koçali Ofiyoliti tekil gabro dayklarının iz element içerikleri

EK-9.(c). Koçali Ofiyoliti tekil gabro dayklarının nadir toprak element (REE) içerikleri

EK-10 Koçali tekil gabro dayklarının mineral kimyası

EK-11. Koçali Ofiyolitine ait gabro (AR33, AR34, AR35, AR36) örneklerinin SIMS ölçüm sonuçları

EK-1.(a). Koçali Volkanik-Tortul seriye ait volkaniklerin ana oksit iz element içerikleri

	OIB tipi bazaltlar				E-MORB tipi bazaltlar					
Örnek	**173**	**174**	**239**	**240**	**10**	**11**	**12**	**112**	**113**	**114**
SiO2	44	43,54	44,71	43,25	47,05	45,56	45,62	48,11	48,21	47,26
TiO2	3,097	2,191	3,365	3,98	1,958	1,621	1,633	1,447	1,472	1,246
Al2O3	14,05	11,24	13,43	13,33	13,98	13,22	13,16	14,51	13,71	14,28
FeO*	13,62	11,92	13,21	16,21	12,05	10,51	10,44	10,38	11,98	10,66
MnO	0,193	0,15	0,241	0,228	0,202	0,189	0,208	0,183	0,212	0,175
MgO	5,52	6,69	6,19	7,84	6,15	6,42	5,87	6,76	7,58	7,82
CaO	11,34	14,56	7,15	6,51	8,8	11,85	12,78	11,67	10,9	10,94
Na_2O	1,86	3,3	3,45	2,74	4,44	3,44	3,79	3,41	2,88	2,87
K_2O	3,84	1,47	1,23	1,54	0,16	0,15	0,21	0,17	0,22	0,23
P_2O_5	0,6	0,34	0,87	0,66	0,18	0,15	0,13	0,12	0,12	0,11
LOI	2,75	4,63	5,68	4,12	4,7	5,42	5,14	3,49	3,14	3,99
Toplam	100,9	100	99,53	100,4	99,66	98,52	98,97	100,2	100,4	99,58

EK-1.(a). (devam) Koçali Volkanik-Tortul seriye ait volkaniklerin ana oksit iz element içerikleri

	E-MORB tipi bazaltlar								
Örnek	**115**	**117**	**120**	**128**	**130**	**148**	**149**	**177**	**180**
SiO2	47,79	47,79	47,57	48,39	47,97	48,6	49,22	48,76	49,16
TiO2	1,524	1,55	1,543	1,902	1,632	1,813	1,862	1,583	1,437
Al2O3	14,14	13,76	14,25	14,45	13,76	13,92	14,84	13,9	14,57
FeO*	12,02	12,05	11,92	11,69	12,35	13,58	13,08	12,75	11,86
MnO	0,189	0,187	0,187	0,221	0,21	0,194	0,192	0,221	0,266
MgO	7,63	7,61	8,2	6	6,68	6,59	6,71	7,01	6,65
CaO	9,87	8,46	9,61	8,87	8,49	9,85	9,67	9,6	10,67
Na_2O	2,94	4,34	2,88	4,44	4	3,32	3,52	3,27	3,23
K_2O	0,46	0,42	0,39	0,15	0,52	0,1	0,16	0,47	0,47
P_2O_5	0,14	0,14	0,14	0,18	0,15	0,17	0,18	0,15	0,12
LOI	4,01	4,66	3,74	3,64	3,92	1,4	0,91	1,64	1,86
Toplam	100,7	101	100,4	99,94	99,67	99,54	100,3	99,36	100,3

EK-1.(a). (devam) Koçali Volkanik-Tortul seriye ait volkaniklerin ana oksit iz element içerikleri

	E-MORB tipi bazaltlar								
Örnek	**182**	**184**	**186**	**189**	**192**	**194**	**200**	**201**	**202**
SiO2	46,8	45,42	47,58	48,89	50,04	47,66	46,42	48,11	49,36
TiO2	1,418	1,459	1,245	1,325	1,849	1,256	1,548	1,645	1,665
Al2O3	14,42	14,65	14,95	16,24	14,37	14,7	15,14	13,95	14,18
FeO*	8,76	9,69	9,45	9,29	11,1	9,75	8,26	11,72	12,07
MnO	0,174	0,198	0,18	0,197	0,214	0,22	0,154	0,245	0,158
MgO	5,92	6,48	6,37	6,41	5,78	6,35	5,46	7,16	6,86
CaO	11,64	11,43	13,05	10,33	9,25	12,13	12,91	9,43	10,11
Na_2O	5,39	4,01	3,3	4,1	4,22	3,56	4,09	3,61	3,53
K_2O	0,23	0,21	0,4	0,34	0,65	0,25	0,26	0,26	0,25
P_2O_5	0,12	0,13	0,11	0,12	0,17	0,1	0,14	0,16	0,15
LOI	6,42	5	3,54	3,16	3,16	2,85	4,34	3,08	2,28
Toplam	100,6	98,67	100,2	100,4	100,8	98,83	98,75	99,37	100,6

EK-1.(a). (devam) Koçali Volkanik-Tortul seriye ait volkaniklerin ana oksit iz element içerikleri

	E-MORB tipi bazaltlar								
Örnek	**208**	**211**	**215**	**217**	**218**	**231**	**234**	**235**	**238**
SiO2	46,07	48,9	48,73	49,33	49,11	48,83	46,68	46,84	45,47
TiO2	1,807	1,672	1,528	1,668	1,626	1,149	1,069	1,079	1,226
Al2O3	15,12	14,71	13,85	14,43	14,52	15,27	15,56	15,72	14,12
FeO*	11,55	12,05	10,53	11,39	11,68	9,34	9,67	9,34	10,23
MnO	0,207	0,188	0,153	0,198	0,193	0,206	0,195	0,194	0,169
MgO	7,19	6,93	6,35	6,97	7,06	7,99	6,8	6,83	5,6
CaO	9,6	9,86	11,72	9,37	9,53	10,41	13,39	13,13	14,5
Na_2O	3,85	3,53	3,58	3,97	3,92	3,18	2,63	2,74	2,81
K_2O	0,15	0,24	0,51	0,4	0,35	0,96	0,47	2,74	2,81
P_2O_5	0,17	0,15	0,13	0,14	0,15	0,09	0,09	0,1	0,12
LOI	4,98	2,75	3,64	2,37	2,49	2,87	4,27	4,13	5,11
Toplam	100,7	101	100,7	100,2	100,6	100,3	100,8	100,7	99,81

EK-1.(b). Koçali Volkanik-Tortul seriye ait volkaniklerin iz element içerikleri

	OIB tipi bazaltlar				E-MORB tipi bazaltlar								
Örnek	**173**	**174**	**239**	**240**	**10**	**11**	**12**	**112**	**113**	**114**	**115**	**117**	**120**
Sr	1043	274	384	444	324	280	135	245	228	162	290	108	185
Rb	66	23	7	14	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Ba	1139	199	328	809	62	37	38	49	40	80	77	32	77
Pb	5	5	5	10	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Zr	237	155	213	146	119	102	92	82	77	68	86	87	89
Nb	70	36	28	20	8	7	6	5	5	5	6	6	6
Th	7,3	3,7	3	1,9	0,9	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6
Ta	5,1	2,6	2,3	1,6	0,6	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4
Hf	4,9	3,7	4,8	3,7	3,2	3	2,4	2,2	2,2	1,9	2,2	2,3	2,3
Ni	80	150	40	90	80	90	70	100	100	100	80	70	80
Co	47	48	36	58	52	50	46	46	52	48	48	50	48
Cr	20	400	20	20	80	180	120	330	330	420	140	140	140
Zn	120	90	120	160	120	110	100	100	100	80	100	100	90
Cu	130	110	30	140	130	130	130	130	140	130	140	140	140
Y	25	17	35	25	30	28	27	24	23	21	24	25	25
Be	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
V	311	273	224	411	418	328	347	307	325	277	319	320	317
Ga	17	15	20	20	17	16	15	15	17	15	16	16	16
Sc	20	32	21	31	45	43	45	46	46	44	46	44	46
Cs	0,5	0,8	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5

EK-1.(b). (devam). Koçali Volkanik-Tortul seriye ait volkaniklerin iz element içerikleri

	E-MORB tipi bazaltlar											
Örnek	**124**	**128**	**130**	**148**	**149**	**177**	**180**	**182**	**184**	**186**	**189**	**192**
Sr	178	374	113	256	230	170	150	85	133	247	162	245
Rb	2	2	3	2	2	3	11	3	2	3	3	6
Ba	74	89	124	48	55	80	27	16	23	48	50	44
Pb	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Zr	70	114	100	122	125	97	70	83	83	71	77	116
Nb	5	7	6	7	7	6	4	5	5	3	3	6
Th	0,5	0,8	0,7	0,8	0,8	0,6	0,3	0,5	0,5	0,4	0,4	0,6
Ta	0,3	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5
Hf	2	3	2,6	3	3,1	2,6	1,9	2	2,2	1,8	1,9	2,9
Ni	110	80	80	90	90	80	90	90	110	70	90	70
Co	49	51	47	48	50	48	41	42	54	60	68	56
Cr	390	100	220	190	190	150	390	220	230	170	220	150
Zn	80	110	120	110	100	100	90	90	90	100	100	120
Cu	130	130	160	120	120	100	100	110	110	120	120	110
Y	20	33	25	32	32	29	24	24	25	21	21	29
Be	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
V	277	358	319	335	338	330	305	260	277	262	319	359
Ga	16	17	16	17	17	16	15	11	14	15	15	16
Sc	43	44	42	44	44	45	47	42	43	44	45	45
Cs	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5

EK-1.(b). (devam). Koçali Volkanik-Tortul seriye ait volkaniklerin iz element içerikleri

	E-MORB tipi bazaltlar												
Örnek	**194**	**200**	**201**	**202**	**208**	**211**	**215**	**217**	**218**	**231**	**234**	**235**	**238**
Sr	189	156	442	251	331	349	307	412	389	220	282	288	139
Rb	2	2	2	2	2	2	5	3	3	7	7	9	2
Ba	77	43	202	38	31	139	29	61	56	53	26	29	44
Pb	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Zr	71	94	100	103	104	102	86	95	97	64	64	64	78
Nb	3	5	6	7	6	7	6	6	6	3	3	3	4
Th	0,3	0,6	0,7	0,7	0,7	0,8	0,6	0,6	0,6	0,3	0,4	0,4	0,5
Ta	0,3	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,2	0,3	0,2	0,3
Hf	1,8	2,3	2,6	2,7	2,7	2,7	2,3	2,5	2,7	1,8	1,7	1,6	2
Ni	70	100	100	80	90	100	80	70	80	100	120	130	80
Co	52	99	49	50	52	53	49	53	53	50	52	49	43
Cr	220	190	360	220	260	380	230	140	140	470	470	440	270
Zn	110	110	100	100	110	100	100	100	100	80	80	80	100
Cu	120	140	120	130	130	120	130	130	140	130	140	140	50
Y	21	23	26	27	30	27	23	30	29	20	18	18	22
Be	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
V	276	303	301	298	325	301	281	304	303	237	222	224	258
Ga	15	15	14	15	17	17	13	15	15	13	15	14	19
Sc	44	46	45	47	47	47	45	47	47	48	42	42	39
Cs	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,8	0,9	1,1	0,5	0,5	0,5

EK-1.(c). Koçali Volkanik-Tortul seriye ait volkaniklerin nadir toprak element (REE) içerikleri

	OIB tipi bazaltlar				E-MORB tipi bazaltlar								
Örnek	**173**	**174**	**239**	**240**	**10**	**11**	**12**	**112**	**113**	**114**	**115**	**117**	**120**
La	60	31,9	35,6	27,2	9	8	6,6	6	6	5,5	6,8	7	6,7
Ce	110	60,3	78,5	59,2	21,4	19,1	15,8	1,3	14,4	12,9	15,9	16,5	15,8
Pr	12,1	6,89	10,1	7,66	3	2,65	2,28	2	2,08	1,82	2,23	2,3	2,2
Nd	48,1	28,2	45	35,5	15,2	13,2	11,5	10,1	10,5	9,2	11,1	11,6	11,4
Sm	8,8	5,6	10	7,8	4,4	4	3,7	3,1	3,3	2,9	3,5	3,5	3,5
Eu	2,65	1,65	3,2	2,5	1,55	1,36	1,26	1,09	1,16	1,01	1,2	1,24	1,2
Gd	7,2	4,6	8,7	7	5,1	4,6	4,2	3,6	3,9	3,3	3,9	4,1	4
Tb	1,1	0,7	1,3	1,1	1	0,9	0,8	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8
Dy	5,6	4	7,4	5,9	6,3	5,7	5,2	4,5	4,8	4,4	4,9	5	5
Ho	1	0,7	1,3	1	1,3	1,2	1,1	0,9	1	0,9	1	1	1
Er	2,5	1,9	3,6	2,7	3,8	3,5	3,1	2,7	2,9	2,6	2,9	2,9	2,9
Tm	0,33	0,27	0,5	0,38	0,55	0,53	0,46	0,41	0,45	0,38	0,43	0,45	0,43
Yb	2	1,7	3	2,3	3,6	3,4	3	2,6	2,9	2,4	2,7	2,9	2,8
Lu	0,28	0,25	0,45	0,32	0,55	0,52	0,45	0,38	0,44	0,36	0,42	0,46	0,43

EK-1.(c). (devam). Koçali Volkanik-Tortul seriye ait volkaniklerin nadir toprak element (REE) içerikleri

	E-MORB tipi bazaltlar											
Örnek	**124**	**128**	**130**	**148**	**149**	**177**	**180**	**182**	**184**	**186**	**189**	**192**
La	5,4	7,7	7,3	8,1	8,2	6,6	3,8	5,4	5,5	4,4	4,4	6,8
Ce	12,3	19,5	17,3	19,8	20	15,8	10	13,7	13,5	11,3	11,7	17,5
Pr	1,82	2,79	2,43	2,7	2,79	2,26	1,6	1,96	1,99	1,71	1,81	2,66
Nd	9	14,3	11,9	14,1	14,5	11,5	8,7	10	9,6	8,3	8,7	12,7
Sm	2,6	4,4	3,4	4,1	4	3,6	2,9	3	3,1	2,6	2,8	4
Eu	0,97	1,51	1,23	1,36	1,4	1,2	1,11	1,01	1,09	0,97	1,05	1,37
Gd	3	5,2	4,1	4,6	4,7	4,4	3,6	3,5	3,6	3,3	3,5	4,8
Tb	0,6	1	0,8	0,9	0,9	0,9	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,9
Dy	3,9	6,6	5	5,6	5,8	5,6	4,8	4,3	4,6	3,8	4,1	5,8
Ho	0,8	1,4	1	1,2	1,2	1,2	1	0,9	0,9	0,8	0,9	1,2
Er	2,3	3,9	2,9	3,3	3,4	3,4	2,8	2,5	2,8	2,2	2,4	3,3
Tm	0,34	0,6	0,45	0,52	0,52	0,52	0,42	0,39	0,43	0,33	0,35	0,53
Yb	2,2	3,8	2,9	3,3	3,3	3,4	2,7	2,6	2,7	2,1	2,2	3,4
Lu	0,33	0,58	0,43	0,52	0,51	0,5	0,43	0,42	0,42	0,32	0,34	0,54

EK-1.(c). (devam). Koçali Volkanik-Tortul seriye ait volkaniklerin nadir toprak element (REE) içerikleri

	E-MORB tipi bazaltlar												
Örnek	**194**	**200**	**201**	**202**	**208**	**211**	**215**	**217**	**218**	**231**	**234**	**235**	**238**
La	4,1	5,4	7,2	7,6	7,7	8,3	6,7	6,9	7,3	4	4,5	4,2	5,6
Ce	10,6	14,7	17,5	18	19,4	19,3	15,8	16,8	17,6	10	10,8	10,1	13
Pr	1,66	2,21	2,46	2,58	2,77	2,78	2,21	2,42	2,51	1,46	1,51	1,43	1,8
Nd	8,1	10,2	12,1	12,5	13,6	13,5	10,9	12,1	13,2	7,9	7,9	7,3	9,7
Sm	2,7	3,1	3,7	3,7	4,1	4	3,1	3,9	3,9	2,5	2,4	2,5	2,8
Eu	1,01	1,15	1,3	1,33	1,38	1,38	1,14	1,36	1,36	0,93	0,91	0,88	0,98
Gd	3,4	3,8	4,1	4,3	4,5	4,4	3,6	4,4	4,6	2,9	3	2,8	3,4
Tb	0,7	0,7	0,8	0,8	0,9	0,8	0,7	0,8	0,9	0,6	0,6	0,5	0,6
Dy	4,1	4,5	5	5	5,6	5,6	4,5	5,4	5,6	3,9	3,6	3,6	4,2
Ho	0,8	0,9	1	1	1,2	1,2	0,9	1,1	1,1	0,8	0,8	0,7	0,9
Er	2,4	2,5	2,9	2,9	3,2	3,1	2,5	3,1	3,1	2,2	2,1	2	2,5
Tm	0,38	0,4	0,44	0,42	0,48	0,49	0,38	0,47	0,47	0,34	0,33	0,31	0,38
Yb	2,4	2,6	2,9	2,6	3	3,1	2,5	3	2,9	2,2	2,2	2	2,5
Lu	0,38	0,39	0,43	0,39	0,47	0,46	0,39	0,44	0,47	0,34	0,31	0,31	0,37

EK-2.(a). Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarının ana oksit iz element içerikleri

	Mafik Kümülatlar							
	Gabro							
Örnek	**15**	**20**	**21**	**48**	**89**	**96**	**134**	**135**
SiO2	49,26	52,97	52,74	49,99	48,07	49,05	49,52	47,79
TiO2	0,294	0,473	0,401	0,542	0,23	0,541	0,169	0,29
Al2O3	16,56	15,84	14,84	18,52	17,51	17,74	19,36	18,34
FeO*	6,67	8,11	7,31	7,14	6,21	7,82	4,79	6,34
MnO	0,12	0,137	0,129	0,125	0,09	0,131	0,093	0,101
MgO	10,01	7,96	9,73	8,11	11,26	8,71	8,29	9,64
CaO	13,06	10,93	10,34	10,04	15,22	9,31	12,2	11,91
Na_2O	1,64	2,02	2,56	2,91	1,13	2,98	2,94	2,46
K_2O	0,12	0,17	0,34	0,25	0,10	0,25	0,16	0,09
P_2O_5	0,01	0,04	0,04	0,06	0,02	0,05	0,01	0,02
LOI	2,03	1,21	1,93	2,85	2,7	3,15	3,43	3,95
Toplam	99,77	99,85	100,3	100,5	100,01	99,73	101	100,9

EK-2.(a). (devam). Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarının ana oksit iz element içerikleri

	Mafik Kümülatlar						
	Gabro						
Örnek	**137**	**139**	**140**	**141**	**152**	**276**	**284**
SiO2	49.09	49.48	49	48.32	47.21	49,26	52,97
TiO2	0.255	0.184	0.192	0.18	0.15	0,294	0,473
Al2O3	16.85	16.96	17.32	16.54	20.12	16,56	15,84
FeO*	5.84	5.78	4.75	5.16	1.701	6,67	8,11
MnO	0.177	0.113	0.091	0.094	-	0,12	0,137
MgO	10.2	11.21	9.53	10.17	7.42	10,01	7,96
CaO	14.41	13.48	14.55	15.47	16.07	13,06	10,93
Na_2O	1.64	1.12	1.85	1.64	1.76	1,64	2,02
K_2O	0.07	0.06	0.06	0.05	0.11	0,12	0,17
P_2O_5	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0,01	0,04
LOI	2.3	2.5	2.51	2.66	3	2,03	1,21
Toplam	100.8	100.9	99.86	100.3	-	99,77	99,85

EK-2.(a). (devam). Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarının ana oksit iz element içerikleri

	Mafik Kümülatlar									Ultramafik Kümülatlar		
	Olivinli Gabro									Verlit		
Örnek	**52**	**72**	**77**	**79**	**275**	**277**	**278**	**282**	**283**	**74**	**88**	**146**
SiO2	45,49	49,77	48,58	46,19	47.25	47.43	49.75	49.94	46.15	38.17	40.7	42.66
TiO2	0,14	0,177	0,099	0,153	0.14	0.22	0.255	0.23	0.111	0.059	0.142	0.485
Al2O3	10,23	10,95	17,35	15,47	18.68	14.91	13.42	11.74	10.29	5.58	3.34	9.04
FeO*	12,98	7,79	4,23	6,06	2.2725	2.8755	15.224	2.5245	8.57	10.77	10.07	10.73
MnO	0,17	0,149	0,087	0,112	-	-	0.121	-	0.144	0.156	0.15	0.157
MgO	21,42	14,89	11,52	13,42	9.77	12.55	12.19	12.72	18.58	32.41	32.43	25.42
CaO	9,00	14,45	15,96	14,13	16.31	14.97	14.62	17.52	12.12	3.59	3.57	5.98
Na_2O	0,34	0,4	0,54	0,62	0.91	1.01	0.91	0.62	0.37	0.09	0.23	0.85
K_2O	0,03	0,03	0,02	0,03	0.05	0.09	0.08	0.05	0.03	0.01	0.04	0.03
P_2O_5	0,01	0,01	0,01	0,01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03
LOI	4,3	1,17	1,7	3,21	1.5	1.9	1.29	1	2.68	7.93	7.95	4.09
Toplam	99,92	99,78	100,1	99,41	-	-	99.58	-	99.06	98.76	98.66	99.47

EK-2. (b). Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarının iz element içerikleri

	Mafik Kümülatlar							
	Gabrolar							
Örnek	**15**	**20**	**21**	**48**	**89**	**96**	**134**	**135**
Sr	80	59	62	185	141	185	167	128
Rb	2	2	3	2	0,9	2	2	2
Ba	11	39	15	22	9	19	10	6
Pb	5	5	5	5	0,2	5	5	5
Zr	10	21	19	47	17,8	45	5	10
Nb	1	1	1	3	2,3	2	1	1
Th	0,2	0,3	0,4	1,1	0,5	0,8	0,1	0,1
Ta	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1
Hf	0,3	0,6	0,6	1,2	0,5	1	0,2	0,3
Ni	130	130	180	130	54,7	140	90	110
Co	32	34	35	33	33,7	40	26	34
Cr	340	250	440	250	-	330	160	220
Zn	70	50	50	40	7	40	30	40
Cu	80	40	20	20	8,9	10	50	90
Y	7	12	10	11	7,0	14	3	8
Be	1	1	1	1	<1	1	1	1
V	184	289	242	184	138	185	142	167
Ga	12	13	11	15	9,0	14	12	13
Sc	36	37	37	31	35	32	32	34
Cs	0,5	0,5	0,5	0,5	<0,1	0,5	0,5	0,5

EK-2. (b). (devam). Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarının iz element içerikleri

	Mafik Kümülatlar Gabrolar						
Örnek	**137**	**139**	**140**	**141**	**152**	**276**	**284**
Sr	421	115	158	111	135,4	108	99
Rb	2	2	2	2	1,4	2	2
Ba	7	21	9	6	6	17	6
Pb	5	5	5	5	0,2	5	5
Zr	8	6	6	8	4,7	26	5
Nb	1	1	1	1	0,2	2	1
Th	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,8	0,1
Ta	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
Hf	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,6	0,2
Ni	100	120	110	140	115	130	160
Co	31	34	26	30	20,7	28	27
Cr	280	310	470	550	-	380	1300
Zn	30	40	30	40	5	30	30
Cu	70	120	30	50	57,5	140	50
Y	6	4	5	6	4,7	7	5
Be	1	1	1	1	1	1	1
V	200	158	215	160	133	164	156
Ga	11	10	10	10	9,9	8	9
Sc	45	39	44	45	30	44	45
Cs	0,5	0,5	0,5	0,5	0,1	0,5	0,5

EK-2. (b). (devam). Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarının iz element içerikleri

	Mafik Kümülatlar Olivinli Gabrolar									Ultramafik Kümülatlar Verlit		
Örnek	**52**	**72**	**77**	**79**	**275**	**277**	**278**	**282**	**283**	**74**	**88**	**146**
Sr	25,6	39	123	108	99,6	108,4	84	70,1	43	8	7	60
Rb	0,2	2	2	2	0,4	0,3	2	0,5	2	2	2	2
Ba	4	5	10	13	11	10	11	7	4	3	6	3
Pb	0,1	5	5	5	0,2	0,3	5	0,4	5	5	5	5
Zr	3,6	5	6	7	5	26,8	28	7,9	5	5	17	27
Nb	0,2	1	1	1	0,2	2,9	2	0,3	1	1	1	1
Th	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,8	0,7	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Ta	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Hf	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,6	0,6	0,2	0,2	0,2	0,3	0,7
Ni	699	330	370	330	169	254	270	188	520	1360	1570	1080
Co	98,5	55	31	50	32,3	43	44	31,1	72	114	109	92
Cr	-	1430	610	830	-	-	850	-	1310	2550	2710	1780
Zn	36	50	30	40	9	10	40	4	50	90	70	60
Cu	126,6	140	80	50	137,4	68,4	400	150,5	130	30	30	70
Y	5,8	5	3	5	4	6,7	7	7,6	3	2	2	8
Be	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
V	5,8	5	3	5	4	6,7	7	7,6	3	2	2	8
Ga	4,9	7	10	9	10,3	9,3	9	7,5	6	3	3	7
Sc	24	50	32	38	34	37	45	55	36	9	17	24
Cs	0,1	0,5	0,5	0,5	0,1	0,1	0,5	0,1	0,5	0,5	0,5	0,5

EK-2. (c). Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarının nadir toprak element (REE) içerikleri

	Mafik Kümülatlar							
	Gabrolar							
Örnek	**15**	**20**	**21**	**48**	**89**	**96**	**134**	**135**
La	0,7	1,3	1,4	3,8	2,8	3,2	0,2	0,4
Ce	1,5	2,9	2,8	7,2	5,2	6,3	0,6	0,9
Pr	0,23	0,43	0,39	0,93	0,53	0,85	0,09	0,16
Nd	1,3	2,3	1,9	4,1	3,0	3,8	0,5	1
Sm	0,6	1	0,8	1,3	0,63	1,3	0,3	0,5
Eu	0,27	0,38	0,32	0,49	0,31	0,47	0,16	0,24
Gd	1	1,5	1,3	1,7	1,03	1,7	0,5	0,9
Tb	0,2	0,3	0,3	0,3	0,18	0,3	0,1	0,2
Dy	1,5	2,2	1,8	2,2	1,31	2,2	0,7	1,4
Ho	0,3	0,5	0,4	0,5	0,22	0,5	0,2	0,3
Er	1	1,5	1,2	1,4	0,90	1,4	0,5	0,9
Tm	0,15	0,24	0,2	0,22	0,10	0,22	0,07	0,15
Yb	1	1,7	1,3	1,5	0,64	1,4	0,5	1
Lu	0,16	0,27	0,22	0,23	0,11	0,23	0,08	0,17

EK-2. (c). (devam). Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarının nadir toprak element (REE) içerikleri

	Mafik Kümülatlar Gabrolar						
Örnek	**137**	**139**	**140**	**141**	**152**	**276**	**284**
La	0,4	0,2	0,3	0,4	0,5	3,8	0,4
Ce	0,9	0,6	0,6	0,8	0,9	6,7	1
Pr	0,17	0,1	0,11	0,13	0,12	0,8	0,15
Nd	0,9	0,6	0,6	0,7	0,9	3	0,9
Sm	0,4	0,3	0,4	0,4	0,33	0,8	0,4
Eu	0,23	0,18	0,2	0,19	0,16	0,32	0,21
Gd	0,7	0,5	0,6	0,6	0,65	1	0,7
Tb	0,2	0,1	0,1	0,1	0,11	0,2	0,2
Dy	1,1	0,7	0,9	0,9	0,88	1,4	1
Ho	0,2	0,2	0,2	0,2	0,18	0,3	0,2
Er	0,7	0,5	0,6	0,6	0,58	0,8	0,6
Tm	0,11	0,08	0,09	0,1	0,07	0,13	0,1
Yb	0,7	0,5	0,6	0,6	0,5	0,8	0,6
Lu	0,12	0,08	0,09	0,1	0,07	0,13	0,1

EK-2. (c). (devam). Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarının nadir toprak element (REE) içerikleri

	Mafik Kümülatlar									Ultramafik Kümülatlar		
	Olivinli Gabrolar									Verlit		
Örnek	**52**	**72**	**77**	**79**	**275**	**277**	**278**	**282**	**283**	**74**	**88**	**146**
La	1,2	0,2	0,9	1,1	1,5	4,6	3,8	1,7	0,2	0,2	1,7	1
Ce	1	0,5	1,8	2,1	1,9	7,7	7,1	3,1	0,5	0,4	3,3	2,6
Pr	0,22	0,1	0,24	0,27	0,21	0,88	0,86	0,39	0,07	0,05	0,37	0,47
Nd	1,4	0,6	1	1,2	1,5	3,3	3,5	2,2	0,4	0,3	1,3	2,6
Sm	0,33	0,3	0,3	0,4	0,3	0,91	0,9	0,58	0,2	0,1	0,3	1
Eu	0,17	0,17	0,18	0,2	0,19	0,31	0,34	0,26	0,13	0,05	0,11	0,35
Gd	0,71	0,6	0,4	0,6	0,62	1	1,1	097	0,4	0,2	0,4	1,3
Tb	0,12	0,1	0,1	0,1	0,1	0,19	0,2	0,17	0,1	0,1	0,1	0,3
Dy	0,84	0,9	0,5	0,8	0,76	1,16	1,5	1,22	0,6	0,2	0,5	1,7
Ho	0,18	0,2	0,1	0,2	0,16	0,25	0,3	0,27	0,1	0,1	0,1	0,4
Er	0,62	0,6	0,3	0,5	0,5	0,73	0,9	0,83	0,4	0,1	0,3	1
Tm	0,08	0,09	0,05	0,07	0,06	0,1	0,13	0,12	0,06	0,05	0,05	0,15
Yb	0,48	0,6	0,3	0,4	0,48	0,61	0,8	0,7	0,4	0,2	0,4	1
Lu	0,08	0,09	0,05	0,07	0,06	0,11	0,14	0,1	0,06	0,04	0,06	0,15

EK-3. Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarına ait olivinlerin mineral kimyası

	Mafik Kümülatlar					Ultramafik Kümülatlar
	Olivinli Gabro					Verlit
Örnek	**52**	**77**	**275**	**277**	**283**	**88**
SiO_2	38,901	39,848	39,182	38,567	39,271	40,618
TiO2	0,015	0,028	0,027	0,000	0,035	0,025
Al2O3	0,024	0,032	0,026	0,014	0,041	0,162
Cr2O3	0,002	0,007	-	0,003	0,030	0,015
FeO	20,760	15,405	20,093	21,349	17,792	12,836
MnO	0,276	0,254	0,334	0,302	0,271	0,233
NiO	0,208	0,306	0,175	0,172	0,204	0,303
MgO	39,959	44,562	40,566	39,621	42,165	46,298
CaO	0,107	0,039	0,033	0,103	0,037	0,199
Na2O	0,023	-	0,009	0,042	-	0,045
K2O	-	-	-	-	-	-
Toplam	100,27	100,48	100,44	100,17	99,846	100,73
Si	1,0018	0,9985	1,0035	0,9979	1,0013	1,0030
Al	0,0007	0,0009	0,0008	0,0004	0,0012	0,0047
Cr	0,0000	0,0001	0,000	0,0001	0,0006	0,0003
Fe	0,4471	0,3228	0,4303	0,4619	0,3794	0,2651
Mn	0,0060	0,0054	0,0073	0,0066	0,0058	0,0049
Mg	1,5342	1,6647	1,5488	1,5284	1,6028	1,7043
Ni	0,0043	0,0062	0,0036	0,0036	0,0042	0,0060
Ca	0,0029	0,0011	0,0009	0,0029	0,0010	0,0053
Toplam	2,997	3,00	2,995	3,002	2,996	2,993
Fo	77,43	83,76	78,26	76,79	80,86	86,54
Fa	22,57	16,24	21,74	23,21	19,14	13,46
Mg#	77,432	83,757	78,256	76,789	80,860	86,540

İyon numaraları hesaplanmasında 4 (O) baz alınmıştır.

EK-4. Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarına ait klinopiroksenlerin mineral kimyası

	Mafik Kümülatlar								
	Gabro								
Örnek	**89**	**134**	**140**	**141**	**152**	**276**	**278**	**282**	**284**
SiO_2	54,613	52,642	53,183	52,763	53,562	52,249	52,655	52,791	52,170
TiO2	0,028	0,235	0,146	0,204	0,149	0,587	0,302	0,308	0,272
Al2O3	0,462	2,101	1,934	1,923	1,966	2,004	1,999	2,000	2,150
Cr2O3	0,351	0,025	0,213	0,201	0,253	0,089	0,170	0,197	0,372
FeO	2,831	7,720	5,773	6,108	4,865	7,046	6,158	6,411	6,420
MnO	0,135	0,191	0,180	0,224	0,146	0,171	0,144	0,188	0,166
MgO	17,428	16,586	17,738	16,846	18,146	15,928	16,890	16,967	16,812
CaO	24,437	20,325	20,440	21,037	20,836	21,193	21,119	20,875	20,708
Na2O	0,021	0,058	0,125	0,028	0,126	0,315	0,197	0,146	0,048
K2O	0,002	0,025	0,009	0,014	0,006	0,003	0,013	0,022	0,007
Toplam	100,31	99,91	99,74	99,35	100,06	99,59	99,650	99,91	99,13
Si	1,9839	1,9428	1,9488	1,9483	1,9497	1,9370	1,9407	1,9410	1,9340
Al^{iv}	0,0161	0,0572	0,0512	0,0517	0,0503	0,0630	0,0593	0,0590	0,0660
Al^{vi}	0,0036	0,0342	0,0323	0,0320	0,0341	0,0245	0,0276	0,0277	0,0280
Ti	0,0008	0,0065	0,0040	0,0057	0,0041	0,0164	0,0084	0,0085	0,0076
Fe+3	0,0043	0,0119	0,0088	0,0094	0,0074	0,0110	0,0095	0,0099	0,0010
Fe+2	0,0817	0,2264	0,1681	0,1792	0,1407	0,2075	0,1803	0,1873	0,1891
Mn	0,0042	0,0060	0,0056	0,0070	0,0045	0,0054	0,0045	0,0059	0,0052
Mg	0,9438	0,9125	0,9690	0,9274	0,9847	0,8803	0,9281	0,9300	0,9291
Cr	0,0101	0,0007	0,0062	0,0059	0,0073	0,0026	0,0050	0,0057	0,0110
Ca	0,9511	0,8037	0,8025	0,8323	0,8126	0,8418	0,8340	0,8224	0,8225
Na	0,0015	0,0042	0,0089	0,0020	0,0089	0,0226	0,0141	0,0104	0,0034
K	0,0001	0,0012	0,0004	0,0007	0,0003	0,0001	0,0006	0,001	0,0003
Toplam	4,0012	4,0073	4,0058	4,0016	4,0046	4,0122	4,0121	4,0088	3,9972
En	47,55	46,55	49,59	47,43	50,50	45,24	47,44	47,57	47,51
Frs	4,54	12,46	9,34	10,00	7,83	11,50	9,93	10,38	10,44
Wol	47,91	40,99	41,07	42,56	41,67	43,26	42,63	42,05	42,05
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg#	92,03	80,12	85,22	83,81	87,50	80,92	83,73	83,24	83,24

İyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır.

EK-4. (devam) Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarına ait klinopiroksenlerin mineral kimyası

	Mafik Kümülatlar Olivinli Gabro					Ultramafik Kümülatlar Verlit
Örnek	**52**	**77**	**275**	**277**	**283**	**88**
SiO_2	52,490	53,122	52,828	52,347	52,861	52,586
TiO2	0,260	0,235	0,298	0,308	0,198	0,214
Al2O3	2,089	2,089	1,981	2,124	2,185	2,517
Cr2O3	0,653	0,295	0,137	0,378	0,361	0,934
FeO	5,412	5,109	6,038	5,783	5,012	4,189
MnO	0,154	0,162	0,137	0,172	0,122	0,180
MgO	15,996	18,399	16,755	16,867	16,888	17,563
CaO	21,949	20,349	21,236	21,168	22,197	21,373
Na2O	0,414	0,106	0,198	0,066	0,106	0,128
K2O	0,006	0,004	0,003	0,001	0,018	-
Toplam	99,42	99,87	99,61	99,21	99,95	99,68
Si	1,9405	1,9385	1,9460	1,9358	1,9373	1,9246
Al^{iv}	0,0595	0,0615	0,0540	0,0642	0,0626	0,0754
Al^{vi}	0,0315	0,0284	0,0320	0,0284	0,0317	0,0332
Ti	0,0072	0,0065	0,0083	0,0086	0,0055	0,0059
Fe+3	0,0084	0,0078	0,0093	0,0089	0,0077	0,0064
Fe+2	0,1590	0,1481	0,1767	0,1699	0,1460	0,1218
Mn	0,0048	0,0050	0,0043	0,0054	0,0038	0,0056
Mg	0,8816	1,0009	0,9201	0,9299	0,9227	0,9583
Cr	0,0191	0,0085	0,0040	0,0111	0,0104	0,027
Ca	0,8694	0,7956	0,8382	0,8387	0,8716	0,8381
Na	0,0297	0,0075	0,0141	0,0047	0,0075	0,0091
K	0,0003	0,0002	0,0001	0,0001	0,0008	0,000
Toplam	4,0108	4,0085	4,0071	4,0057	4,0076	4,0054
En	45,84	51,14	47,22	47,62	47,28	49,65
Frs	8,95	8,22	9,76	9,43	8,06	6,93
Wol	45,21	40,64	43,01	42,95	44,66	43,42
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg#	84,72	87,11	83,89	84,55	86,34	88,72

İyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır.

EK-5. Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarına ait ortopiroksenlerin mineral kimyası

	Mafik Kümülatlar								
	Olivinli Gabro					Gabro			
Örnek	**52**	**77**	**275**	**277**	**283**	**276**	**278**	**282**	**284**
SiO_2	55,168	56,142	55,041	54,638	54,605	55,105	54,960	54,688	54,642
Al2O3	1,052	1,254	1,353	1,213	2,227	1,087	1,292	1,357	1,441
TiO2	0,198	0,163	0,143	0,170	0,102	0,164	0,170	0,099	0,159
FeO	12,594	9,709	12,465	14,049	12,801	12,740	12,790	12,02	12,558
MnO	0,282	0,238	0,072	0,326	0,280	0,318	0,276	0,291	0,277
MgO	28,972	31,236	28,777	28,253	28,494	28,752	28,695	28,689	28,273
Cr2O3	0,111	0,092	0,072	0,035	0,270	0,042	0,143	0,158	0,173
CaO	1,529	1,092	1,820	1,065	0,823	1,469	1,657	1,782	1,877
Na2O	0,057	0,007	0,011	-	0,020	0,070	0,027	0,004	-
K2O	-	0,004	0,016	-	0,007	0,008	0,011	0,004	0,017
Toplam	99,96	99,94	99,77	99,75	99,63	99,76	100,02	99,09	99,42
Si	1,966	1,970	1,964	1,962	1,9505	1,969	1,9607	1,9632	1,9605
Al^{iv}	0,034	0,030	0,036	0,0377	0,0495	0,0309	0,0393	0,0368	0,0395
Al^{vi}	0,011	0,022	0,021	0,0136	0,0442	0,0148	0,015	0,0206	0,0214
Ti	0,005	0,004	0,0038	0,0046	0,0027	0,0044	0,0046	0,0027	0,0043
Fe+3	0,019	0,014	0,0186	0,0211	0,0191	0,0190	0,0191	0,0180	0,0188
Fe+2	0,367	0,271	0,3533	0,4009	0,3633	0,3617	0,3625	0,3428	0,3580
Mn	0,008	0,007	0,0022	0,0099	0,0085	0,0096	0,0083	0,0088	0,0084
Mg	1,539	1,634	1,5306	1,5127	1,5173	1,5316	1,5261	1,5353	1,5123
Cr	0,003	0,0025	0,0020	0,0010	0,0076	0,0012	0,004	0,0045	0,0049
Ca	0,058	0,041	0,0696	0,0410	0,0315	0,0562	0,0633	0,0685	0,0722
Toplam	4,01	3,995	4,0011	4,0045	3,994	3,998	4,0029	4,0012	4,0003
Ens	77,68	83,07	77,53	76,19	78,23	77,43	77,10	77,80	76,78
Frs.	19,37	14,84	18,95	21,75	20,15	19,73	19,70	18,73	19,56
Wol.	2,95	2,09	3,52	2,06	1,62	2,84	3,20	3,47	3,66
Toplam	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg#	81,191	85,789	81,245	79,051	80,683	80,897	80,805	81,747	80,860

İyon numaraları hesaplanmasında 6 (O) baz alınmıştır.

EK-6. Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarına ait amfibollerin mineral kimyası

	Mafik Kümülatlar							
	Olivinli Gabro					Gabro		
Örnek	**52**	**77**	**275**	**277**	**283**	**89**	**134**	**140**
SiO_2	43,174	54,678	51,314	56,354	48,352	44,022	52,374	52,525
TiO2	4,188	0,123	0,327	0,195	0,720	3,630	0,182	0,958
Al2O3	10,762	4,017	5,877	1,375	8,430	9,830	3,490	3,483
Cr2O3	0,018	0,267	0,039	0,167	0,773	0,315	0,035	0,069
FeO	9,238	4,345	7,396	5,102	6,707	10,253	12,474	9,291
MnO	0,088	0,117	0,039	0,091	0,095	0,107	0,284	0,093
MgO	15,591	20,851	18,828	21,642	17,836	14,888	16,432	18,273
CaO	11,459	13,258	11,936	12,526	12,191	11,312	11,040	11,465
Na2O	2,687	0,290	0,822	0,248	1,228	2,356	0,468	0,802
K2O	0,487	0,006	0,159	0,024	0,034	0,425	0,106	0,051
Toplam	97,692	97,952	96,737	97,724	96,366	97,138	96,885	97,01
Si	6,285	7,563	7,3058	7,8103	6,9425	6,4557	7,5869	7,5055
Al^{iv}	1,715	0,437	0,6942	0,1897	1,0575	1,5443	0,4131	0,4945
Al^{vi}	0,132	0,218	0,2920	0,0349	0,3690	0,1546	0,1828	0,0921
Ti	0,458	0,013	0,0350	0,0203	0,0777	0,4003	0,0198	0,1029
Fe	1,125	0,503	0,8806	0,5914	0,8054	1,2574	1,5112	1,1103
Mn	0,011	0,014	0,0047	0,0107	0,0116	0,0133	0,0348	0,0113
Mg	3,384	4,3	3,9963	4,4715	3,8178	3,2548	3,5486	3,8926
Cr	0,002	0,03	0,0044	0,0183	0,0878	0,0365	0,0040	0,0078
Ca	1,787	1,964	1,8208	1,8600	1,8754	1,7774	1,7135	1,7553
Na	0,758	0,078	0,2269	0,0666	0,3419	0,6699	0,1314	0,2222
K	0,090	0,01	0,0289	0,0042	0,0062	0,0795	0,0196	0,0093
Toplam	15,747	15,119	15,289	15,078	15,393	15,644	15,166	15,204
Mg#	75,053	89,534	81,943	88,320	82,580	72,133	70,133	77,807

İyon numaraları hesaplanmasında 24 (O) baz alınmıştır.

EK-6. (devam) Koçali ofiyoliti kümülat kayaçlarına ait amfibollerin mineral kimyası

	Mafik Kümülatlar						Ultramafik Kümülatlar
			Gabro				Verlit
Örnek	**141**	**152**	**276**	**278**	**282**	**284**	**88**
SiO_2	51,908	51,284	52,228	52,084	54,984	54,630	55,841
TiO2	0,858	0,944	0,430	0,186	0,114	0,265	0,305
Al2O3	4,235	4,509	4,144	4,688	2,075	2,539	2,026
Cr2O3	0,080	0,280	0,170	0,097	0,086	0,336	0,645
FeO	9,750	10,106	9,789	7,354	6,644	5,633	3,014
MnO	0,159	0,175	0,176	0,153	0,136	0,079	0,059
MgO	17,339	17,435	17,119	19,048	20,615	20,662	22,203
CaO	11,884	11,016	12,472	12,426	12,230	12,526	13,077
Na2O	0,376	0,687	0,640	1,018	0,416	0,221	0,420
K2O	0,185	0,188	0,099	0,125	0,060	0,047	0,030
Toplam	96,774	96,624	97,267	97,179	97,36	96,938	97,62
Si	7,4589	7,3935	7,4813	7,3967	7,7160	7,6694	7,706
Al^{iv}	0,5411	0,6065	0,5187	0,6033	0,2840	0,3306	0,294
Al^{vi}	0,1762	0,1597	0,1809	0,1813	0,0592	0,0895	0,035
Ti	0,0927	0,1023	0,0463	0,0199	0,0120	0,0280	0,032
Fe	1,1717	1,2185	1,1727	0,8734	0,7797	0,6614	0,348
Mn	0,0194	0,0214	0,0214	0,0184	0,0162	0,0094	0,007
Mg	3,7144	3,7472	3,6557	4,0327	4,3128	4,3243	4,568
Cr	0,0091	0,0319	0,0193	0,0109	0,0095	0,0373	0,07
Ca	1,8297	1,7016	1,9142	1,8907	1,8389	1,8841	1,934
Na	0,1048	0,1920	0,1777	0,2803	0,1132	0,0602	0,112
K	0,0339	0,0346	0,0181	0,0226	0,0107	0,0084	0,005
Toplam	15,152	15,209	15,206	15,330	15,152	15,103	15,111
Mg#	76,02	75,462	75,713	82,197	84,688	86,735	92,924

İyon numaraları hesaplanmasında 24 (O) baz alınmıştır.

EK-7. Koçali ofiyoliti mafik kümülatlara ait plajiyoklasların mineral kimyası

	Mafik Kümülatlar Olivinli Gabro				
Örnek	**52**	**77**	**275**	**277**	**283**
SiO_2	45,250	45,223	45,465	45,857	44,828
TiO2	-	0,017	-	0,047	0,013
Al2O3	34,623	35,221	34,459	33,661	34,485
Cr2O3	0,029	0,002	0,008	0,009	0,003
FeO	0,536	0,394	0,531	0,657	0,431
MnO	0,017	0,009	0,010	0,029	0,001
MgO	0,065	0,045	0,045	0,029	0,059
CaO	18,152	18,645	18,123	18,115	18,460
Na2O	1,174	1,017	1,095	1,403	0,990
K2O	0,079	0,006	0,013	0,023	0,043
Toplam	99,925	100,58	99,749	99,830	99,313
Si	2,0950	2,0791	2,1051	2,1260	2,0881
Al	1,8892	1,9085	1,8804	1,8393	1,8932
Fe	0,0208	0,0151	0,0206	0,0255	0,0168
Ca	0,9004	0,9184	0,8991	0,8998	0,9213
Na	0,1054	0,0907	0,0983	0,1261	0,0894
K	0,0047	0,0004	0,0008	0,0014	0,0026
An	89,109	90,984	90,075	87,591	90,924
Ab	10,429	8,9807	9,8485	12,276	8,8240
Or	0,4617	0,0349	0,0769	0,1324	0,2522
Sumox	2,7818	2,7624	2,7820	2,7856	2,7987
Sum8	1,0105	1,0094	0,9981	1,0273	1,0133

İyon numaraları hesaplanmasında 16 (O) baz alınıştır.

EK-7. (devam) Koçali ofiyoliti mafik kümülatlara ait plajiyoklasların mineral kimyası

	Mafik Kümülatlar								
	Gabro								
Örnek	**89**	**134**	**140**	**141**	**152**	**276**	**278**	**282**	**284**
SiO_2	39,936	45,370	45,827	44,741	44,883	45,877	45,359	45,309	45,573
TiO2	-	0,014	-	0,011	0,013	-	0,017	0,011	0,047
Al2O3	29,495	34,386	34,385	34,405	34,552	34,426	34,245	34,956	34,084
Cr2O3	0,007	0,022	0,020	0,035	-	-	0,020	0,053	0,015
FeO	0,042	0,510	0,575	0,614	0,428	0,413	0,425	0,414	0,572
MnO	0,001	0,001	0,008	0,003	0,008	0,003	0,005	0,007	0,009
MgO	0,020	0,138	0,127	0,089	0,123	0,039	0,009	0,093	0,242
CaO	11,628	18,580	18,030	18,550	18,512	17,779	18,400	18,488	17,886
Na2O	4,111	1,097	1,233	0,826	0,890	1,288	1,168	1,074	1,201
K2O	-	0,003	0,012	0,019	0,015	0,034	-	0,058	0,084
Toplam	85,240	100,12	100,22	99,293	99,424	99,859	99,648	100,46	99,713
Si	2,1515	2,0989	2,1137	2,0869	2,0886	2,1180	2,1041	2,0874	2,1164
Al	1,8728	1,8749	1,8692	1,8914	1,8950	1,8732	1,8722	1,8980	1,8656
Fe	0,0019	0,0197	0,0222	0,0240	0,0167	0,0159	0,0165	0,0160	0,0222
Ca	0,6712	0,9209	0,8910	0,9271	0,9230	0,8795	0,9145	0,9126	0,8900
Na	0,4294	0,0984	0,1103	0,0747	0,0803	0,1153	0,1050	0,0959	0,1081
K	0,00	0,0002	0,0007	0,0011	0,0009	0,0020	0,00	0,0034	0,0050
An	60,984	90,331	88,925	92,439	91,915	88,232	89,697	90,183	88,723
Ab	39,016	9,6513	11,005	7,4486	7,9966	11,567	10,304	9,4803	10,780
Or	0,00	0,0174	0,0705	0,1127	0,0887	0,2009	0,00	0,3368	0,4961
Sumox	3,2370	2,7796	2,7714	2,8027	2,7960	2,7740	2,7872	2,7681	2,7904
Sum8	1,1006	1,0195	1,0020	1,0029	1,0042	0,9968	1,0195	1,0119	1,0031

İyon numaraları hesaplanmasında 16 (O) baz alınıştır.

EK-8.(a). Koçali ofiyoliti levha dayklarının ana oksit iz element içerikleri

	Levha Dayklar									
Örnek	**32**	**37**	**39**	**42**	**66**	**69**	**70**	**256**	**259**	**260**
SiO2	53,08	55,26	51.4	50,34	52,39	51,96	51,45	51,02	50,91	52,53
TiO2	0,56	0,628	0.685	0,621	0,552	0,607	0,582	0,809	0,728	0,658
Al2O3	15,81	14,85	15.7	15,85	15,05	16,09	16,12	14,96	15,6	15,22
Fe_2O_3	10,99	8,31	21.054	8,7	7,67	7,53	7,37	9,74	9,72	9,75
MnO	0,159	0,128	0.156	0,153	0,128	0,1	0,101	0,152	0,165	0,157
MgO	5,9	7,57	7.51	9,39	8,64	7,64	7,82	6,49	6,25	7,11
CaO	7,56	7,88	8.52	8,32	8,67	9,43	10	6,6	6,36	5,77
Na_2O	4,34	1,29	1.05	3,25	3,47	2,95	2,78	3,29	4,84	4,83
K_2O	0,6	0,43	0.19	0,19	0,4	0,83	0,62	1,1	0,45	0,6
P_2O_5	0,04	0,04	0.04	0,05	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
LOI	1,56	4,39	5.93	4,12	3,2	2,36	2,4	4,37	3,68	3,12
Toplam	100,6	100,8	100.8	101	100,2	99,54	99,29	98,58	98,76	99,8

EK-8.(a). (devam) Koçali ofiyoliti levha dayklarının ana oksit iz element içerikleri

	Levha Dayklar								
Örnek	**264**	**266**	**269**	**270**	**286**	**290**	**291**	**292**	**294**
SiO2	54,27	53,08	52,1	52,39	56,82	56,02	55,34	54,95	58,42
TiO2	0,863	0,621	0,7	0,864	0,114	1,22	1,214	1,205	1,259
Al2O3	15,39	14,88	15,5	15,14	14,54	14,55	15,24	15,34	14,75
Fe_2O_3	10,03	8,05	8,78	10,03	10,15	11,15	10,94	11,64	8,83
MnO	0,276	0,129	0,145	0,164	0,103	0,167	0,146	0,159	0,14
MgO	6,26	6,56	7,07	6,07	4,67	4,17	4,45	5	3,74
CaO	5,86	5,41	8,91	5,86	4,8	6,22	6,24	6,55	4,76
Na_2O	2,75	5,94	2,79	4,11	4,18	3,01	3,43	3,47	4,53
K_2O	0,21	0,57	0,56	0,77	0,23	1,15	0,37	0,41	0,32
P_2O_5	0,07	0,05	0,05	0,07	0,08	0,09	0,1	0,08	0,15
LOI	3,98	4,38	3,5	4,06	2,33	1,86	1,88	2,02	2,33
Toplam	99,96	99,67	100,1	99,53	99,02	99,6	99,35	100,8	99,23

EK-8. (b). Koçali ofiyoliti levha dayklarının iz element içerikleri

	Levha Dayklar									
Örnek	**32**	**37**	**39**	**42**	**66**	**69**	**70**	**256**	**259**	**260**
Sr	152	91	77	253	112	280	293	252	135	236
Rb	5	2	2	2	3	4	3	4	2	3
Ba	41	6	8	8	26	15	13	75	28	44
Pb	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Zr	26	29	8	33	27	35	33	43	30	29
Nb	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Th	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2
Ta	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Hf	0,7	0,8	1,1	0,9	0,8	1	0,9	1,3	0,9	1
Ni	50	70	70	130	110	100	120	40	50	40
Co	42	36	36	40	38	34	35	35	39	38
Cr	20	110	130	450	340	270	320	30	40	50
Zn	30	40	60	30	30	30	30	30	40	30
Cu	10	10	10	10	20	10	10	10	20	20
Y	13	13	16	14	14	16	15	18	16	18
Be	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
V	288	220	226	214	230	219	217	269	271	264
Ga	12	11	12	12	11	12	12	14	13	12
Sc	42	33	33	35	36	34	34	34	35	37
Cs	2	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5

EK-8. (b). (devam) Koçali ofiyoliti levha dayklarının iz element içerikleri

	Levha Dayklar								
Örnek	**264**	**266**	**269**	**270**	**286**	**290**	**291**	**292**	**294**
Sr	348	113	269	1683	86	125	97	95	113
Rb	2	3	3	4	2	5	2	2	2
Ba	39	25	63	112	26	23	22	21	22
Pb	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Zr	50	31	36	46	55	56	69	63	94
Nb	1	1	1	1	2	1	2	2	2
Th	0,3	0,2	0,3	0,3	0,6	0,4	0,7	0,6	0,7
Ta	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2
Hf	1,5	0,9	1	1,3	1,6	1,7	1,9	1,8	2,5
Ni	40	40	50	30	20	20	20	20	20
Co	34	33	32	33	28	30	29	33	24
Cr	20	40	50	20	20	20	20	20	20
Zn	190	30	30	40	30	30	30	30	30
Cu	70	10	20	20	30	10	10	50	10
Y	22	16	16	18	23	26	26	25	33
Be	1	1	1	1	1	1	1	1	1
V	290	229	246	275	298	401	412	429	185
Ga	14	10	13	15	17	16	17	17	16
Sc	33	35	35	32	30	31	29	31	22
Cs	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5

EK-8. (c). Koçali ofiyoliti levha dayklarının nadir toprak element (REE) içerikleri

	Levha Dayklar									
Örnek	**32**	**37**	**39**	**42**	**66**	**69**	**70**	**256**	**259**	**260**
La	1,1	1,5	1,5	2	1,5	1,7	2,1	2,2	1,6	1,3
Ce	2,8	3,4	3,9	4,5	3,3	4,1	4,4	5,2	3,6	3,2
Pr	0,45	0,58	0,65	0,69	0,5	0,59	0,64	0,82	0,59	0,54
Nd	2,5	3,3	3,4	3,8	2,9	3,6	3,5	4,5	3,4	3,4
Sm	1,2	1,2	1,6	1,4	1,3	1,4	1,3	1,8	1,4	1,4
Eu	0,42	0,41	0,55	0,45	0,44	0,48	0,49	0,65	0,56	0,51
Gd	1,5	1,8	2	1,8	1,7	1,9	1,7	2,3	1,9	1,9
Tb	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4
Dy	2,3	2,5	3	2,7	2,4	2,8	2,8	3,4	3,1	3,1
Ho	0,5	0,5	0,7	0,6	0,5	0,6	0,6	0,7	0,7	0,6
Er	1,5	1,5	1,9	1,7	1,6	1,7	1,7	2,2	2	2
Tm	0,24	0,25	0,3	0,27	0,27	0,28	0,28	0,34	0,32	0,31
Yb	1,6	1,7	2	1,8	1,8	1,9	1,9	2,2	2,1	2,2
Lu	0,26	0,27	0,31	0,28	0,28	0,29	0,29	0,35	0,33	0,36

EK-8. (c). (devam) Koçali ofiyoliti levha dayklarının nadir toprak element (REE) içerikleri

	Levha Dayklar								
Örnek	**264**	**266**	**269**	**270**	**286**	**290**	**291**	**292**	**294**
La	2,4	1,3	1,4	2,2	2,6	2,5	3,5	3,5	5,1
Ce	6,2	3,1	4,1	5,7	6,2	6,4	8,7	8,5	12,5
Pr	1,03	0,52	0,69	0,92	0,97	1,08	1,37	1,34	1,96
Nd	5,9	3,1	3,7	4,9	5,2	5,8	7,1	6,9	9,9
Sm	2,2	1,2	1,4	1,8	2	2,2	2,6	2,5	3,3
Eu	0,78	0,48	0,54	0,72	0,77	0,84	0,96	0,92	1,1
Gd	2,9	1,8	2,1	2,5	3	3,2	3,5	3,5	4,5
Tb	0,6	0,4	0,4	0,5	0,6	0,7	0,7	0,7	0,9
Dy	4,2	2,7	2,9	3,3	4,1	4,5	4,6	4,6	5,6
Ho	0,9	0,6	0,6	0,7	0,9	1	1	1	1,2
Er	2,7	1,8	1,8	2,1	2,7	2,8	2,9	2,9	3,6
Tm	0,41	0,28	0,3	0,34	0,43	0,46	0,46	0,46	0,55
Yb	2,8	1,9	2	2,3	2,9	3,1	3,1	3	3,7
Lu	0,43	0,29	0,32	0,36	0,47	0,49	0,5	0,49	0,6

EK-9.(a). Koçali Ofiyoliti tekil gabro dayklarının ana oksit iz element

	Gabro Dayk								
Örnek	**101**	**103**	**161**	**167**	**273**	**274**	**295**	**296**	**319**
SiO2	45,48	42,72	52,22	45,99	43,62	45,86	43,18	42,46	51,04
TiO2	0,80	0,874	0,97	1,10	0,75	0,496	1,492	1,58	0,553
Al2O3	19,33	19,6	17,18	19,13	17,88	19,2	16,15	15,55	20,32
Fe_2O_3	14,08	14,18	10,26	14,84	14,77	11,23	15,09	15,69	10,35
MnO	0,20	0,21	0,10	0,19	0,201	0,145	0,227	0,231	0,187
MgO	6,82	5,51	5,07	5,91	5,91	4,57	6,41	6,27	2,23
CaO	11,78	10,35	13,20	11,56	9,28	11,64	11,92	11,77	9,29
Na_2O	1,26	1,29	0,94	1,16	1,63	2,15	1,54	1,67	3,13
K_2O	0,24	0,8	0,06	0,10	0,64	0,32	0,08	0,06	0,61
P_2O_5	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,11
LOI	3,2	3,86	0,6	1,0	3,82	2,83	2,57	3,17	1,25
Toplam	100	99,4	100,01	99,99	98,51	98,45	98,67	98,48	99,07

EK-9.(b). Koçali Ofiyoliti tekil gabro dayklarının iz element içerikleri

	Gabro Dayk								
Örnek	**101**	**103**	**161**	**167**	**273**	**274**	**295**	**296**	**319**
Sr	192,4	567	78,9	80,9	852	595	553	581	268
Rb	1,3	6	1,5	1,7	5	2	2	2	7
Ba	72	160	26	16	170	71	38	37	287
Pb	3,0	5	0,1	0,1	5	5	5	5	5
Zr	3,6	5	17,7	5,6	7	5	8	7	14
Nb	0,6	1	3,2	0,9	1	1	1	1	5
Th	<0,2	0,1	0,3	< 0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Ta	<0,1	0,1	0,2	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3
Hf	0,1	0,2	0,8	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4
Ni	35	40	33	39	40	50	30	30	30
Co	42,5	46	37,6	45,1	51	41	54	55	15
Cr	13,68	20	27,36	13,68	20	20	20	20	20
Zn	28	100	4	10	70	60	100	100	70
Cu	60,1	340	2,1	5,7	140	150	160	180	20
Y	5,9	2	20,7	6,5	5	5	5	5	17
Be	<1	1	1	<1	1	1	1	1	1
V	484	488	642	858	884	725	527	537	74
Ga	16	18	15,4	16,7	15	16	15	13	20
Sc	54	53	46	41	60	58	41	40	33
Cs	0,3	0,8	0,1	<0,1	0,5	0,5	0,5	0,7	0,5

EK-9 (c). Koçali Ofiyoliti tekil gabro dayklarının nadir toprak element (REE) içerikleri

	Gabro Dayk								
Örnek	**101**	**103**	**161**	**167**	**273**	**274**	**295**	**296**	**319**
La	0,4	0,2	1,3	0,6	0,5	0,4	0,3	0,3	2,8
Ce	0,6	0,3	2,5	0,9	0,9	0,7	1	1	4,8
Pr	0,07	0,05	0,41	0,11	0,12	0,09	0,2	0,22	0,62
Nd	0,8	0,2	2,3	0,5	0,6	0,5	1,3	1,4	2,9
Sm	0,23	0,1	1,25	0,26	0,3	0,3	0,6	0,6	1,1
Eu	0,18	0,15	0,46	0,21	0,18	0,18	0,47	0,43	0,82
Gd	0,55	0,3	2,31	0,56	0,6	0,6	1	1,1	1,8
Tb	0,12	0,1	0,47	0,12	0,1	0,1	0,2	0,2	0,4
Dy	1,04	0,6	3,40	0,85	1,1	1	1,5	1,5	2,8
Ho	0,20	0,1	0,78	0,21	0,3	0,2	0,3	0,3	0,6
Er	0,77	0,4	2,56	0,90	0,8	0,8	0,9	0,9	2
Tm	0,10	0,08	0,37	0,11	0,14	0,13	0,14	0,14	0,33
Yb	0,71	0,6	2,36	0,79	1	0,9	1	1	2,3
Lu	0,11	0,1	0,38	0,12	0,17	0,15	0,16	0,16	0,39

EK-10 Koçali tekil gabro dayklarının mineral kimyası

	Gabro Dayk								
	Klinopiroksen		Amfibol			Plajiyoklas			
Örnek	**167**	**274**	**161**	**167**	**274**	**101**	**161**	**167**	**274**
SiO_2	51,056	52,700	45,869	46,157	47,913	57,624	44,932	45,793	44,180
TiO2	0,229	0,033	1,416	1,631	1,122	0,007	0,033	-	0,020
Al2O3	1,277	0,446	6,999	6,648	5,890	27,130	35,127	34,464	35,437
Cr2O3	0,018	0,010	0,006	0,003	0,011	0,014	0,004	0,009	-
FeO	14,286	10,143	22,241	21,018	18,876	0,283	0,662	0,522	0,537
MnO	0,018	0,308	0,006	0,003	0,310	0,012	0,008	0,015	0,013
MgO	11,799	12,830	8,900	9,776	11,671	0,033	0,007	0,037	0,012
CaO	20,063	23,191	10,486	10,369	10,706	9,185	19,009	18,195	19,408
Na2O	0,129	0,113	1,088	1,256	1,059	6,091	0,707	1,146	0,488
K2O	0,006	0,002	0,220	0,246	0,298	0,151	0,011	0,011	0,026
Toplam	98,88	99,78	97,231	97,107	97,856	100,53	100,50	100,19	100,12
Si	1,9647	1,9877	7,0073	7,0217	7,1516	2,5712	2,0709	2,1107	2,0461
Al	-	-	-	-	-	1,4268	1,9081	1,8722	1,9343
Al^{iv}	0,0353	0,0123	0,9927	0,9783	0,8484	-	-	-	-
Al^{vi}	0,0226	0,0075	0,2675	0,2137	0,1878	-	-	-	-
Ti	0,0066	0,0009	0,1627	0,1866	0,1259	-	-	-	-
Fe	-	-	2,8415	2,6740	2,3563	0,0106	0,0255	0,0201	0,0208
Fe+3	0,0230	0,0160	-	-	-	-	-	-	-
Fe+2	0,4368	0,3039	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,0006	0,0098	0,0008	0,0004	0,0392	-	-	-	-
Mg	0,6769	0,7214	2,0269	2,2171	2,5970	-	-	-	-
Cr	0,0006	0,0003	0,0007	0,0004	0,0013	-	-	-	-
Ca	0,8272	0,9372	1,7164	1,6901	1,7122	0,4391	0,9387	0,8986	0,9630
Na	0,0096	0,0083	0,3223	0,3705	0,3065	0,5270	0,0632	0,1024	0,0438
K	0,0003	0,0001	0,0429	0,0477	0,0567	0,0086	0,0006	0,0006	0,0015
Toplam	4,0042	4,0054	15,382	15,400	15,383	-	-	-	-

EK-10 (devam) Koçali tekil gabro dayklarının mineral kimyası

	Gabro Dayk								
	Klinopiroksen		Amfibol			Plajiyoklas			
Örnek	**167**	**274**	**161**	**167**	**274**	**101**	**161**	**167**	**274**
En	34,46	36,28	-	-	-	-	-	-	-
Frs	23,43	16,58	-	-	-	-	-	-	-
Wol	42,11	47,13	-	-	-	-	-	-	-
Toplam	100,00	100,00	-	-	-	-	-	-	-
Mg#	60,78	70,36	41,634	45,329	52,430	-	-	-	-
An	-	-	-	-	-	45,053	93,634	89,711	95,502
Ab	-	-	-	-	-	54,065	6,3020	10,225	4,3455
Or	-	-	-	-	-	0,8818	0,0645	0,0646	0,1523
Sumox	-	-	-	-	-	2,6810	2,7692	2,7695	2,7826
Sum8	-	-	-	-	-	0,9747	1,0025	1,0016	1,0084

İyon numaralarının hesaplamasında klinopiroksen minerali için 6 (O) baz alınmıştır.
İyon numaralarının hesaplamasında amfibol minerali için 24 (O) baz alınmıştır.
İyon numaralarının hesaplamasında plajiyoklaz minerali için 16 (O) baz alınmıştır.

EK-11. Koçali Ofiyolitine ait gabro (AR136) örneklerinin SIMS Zirkon U-Pb ölçüm sonuçları

	U ppm wt	Th ppm wt	Pb ppm wt	Th/U atomic	Com. ^{204}Pb ppb wt	f206 (%)	Ratios ^{207}Pb/^{235}U	1sigma	^{206}Pb/^{238}U	1sigma	error in std
AR136-1	676,1	1727,3	16,0	2,6	33,7	6,87	0,0912	0,0025	0,0146	0,0002	0,4708
AR136-2	3917,9	4098,8	73,3	1,1	222,0	7,27	0,1012	0,0043	0,0156	0,0002	0,2957
AR136-3	583,3	1082,3	11,918	1,9	59,0	15,25	0,0819	0,0340	0,0143	0,0005	0,0816
AR136-5	1145,4	1638,7	22,1	1,5	32,6	3,99	0,0875	0,0060	0,0148	0,0002	0,1884
AR136-1-2	524,7	985,7	10,9	1,9	5,2	1,46	0,0872	0,0021	0,0145	0,0002	0,5476

EK-11. (devam) Koçali Ofiyolitine ait gabro (AR136) örneklerinin SIMS Zirkon U-Pb ölçüm sonuçları

	Ages							Tera-wasserburg				
	$^{206}Pb/^{238}U$	1sigma	$^{207}Pb/^{235}U$	1sigma	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1sigma	%	$^{238}U/^{206}Pb$	1sigma	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1sigma	Rho
AR136-1	93,4	1,2	88,6	2,3	-	-	-	63,8	0,8	0,0996	0,0011	0,5
AR136-2	99,7	1,2	97,9	3,9	54,0	93	84,6	62,4	0,7	0,10968	0,0	0,3
AR136-3	91,8	3,1	79,9	31,4	-	-	-	59,1	2,0	0,1627	0,0171	0,1
AR136-5	94,6	1,2	85,2	5,6	-	-	-	64,9	0,8	0,07455	0,0029	0,2
AR136-1-2	92,9	1,2	84,9	1,9	-	-	-	67,8	0,9	0,05512	0,0009	0,5