

ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
YÜKSEK LİSANS TEZİ

BAYRAMIÇ (ÇANAKKALE) GÜNEYİNDEKİ
KAZDAĞ MASİFİ KAYALARININ
JEOLOJİSİ

İsmail Onur TUNÇ

Danışman:
Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

Nisan, 2008
ÇANAKKALE

BAYRAMIÇ (ÇANAKKALE) GÜNEYİNDEKİ KAZDAĞ MASİFİ KAYALARININ JEOLojİSİ

**Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

İsmail Onur TUNÇ

**Danışman:
Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ**

**Nisan, 2008
ÇANAKKALE**

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

İsmail Onur TUNÇ tarafından **Prof. Dr. Erdiñç YİĞİTBAŞ** yönetiminde hazırlanan **BAYRAMİÇ (ÇANAKKALE) GÜNEYİNDEKİ KAZDAĞ MASİFİ KAYALARININ JEOLJİSİ** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Erdiñç YİĞİTBAŞ

Yönetici

Prof. Dr. Erdin BOZKURT

Jüri Üyesi

Yrd. Doç. Dr. Mustafa BOZCU

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Mehmet Emin ÖZEL

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu tezin hazırlanması da dâhil olmak üzere çalışmamın başından sonuna kadar gerek arazi gerekse büro çalışmalarımın her aşamasında tecrübesi ve yorumları ile beni yönlendiren, danışman hocam Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ'a teşekkürü bir borç bilirim.

Arazi çalışmalarımın bir bölümüne katılarak tecrübesi ve yapıcı eleştirileriyle tezime katkıda bulunan sayın hocam Prof. Dr. Erdin BOZKURT'a sonsuz teşekkür ederim.

Tez çalışmalarım sırasında karşılaştığım bazı jeolojik problemlerin çözümünde bana verdikleri bilimsel destek ve yardımlarından dolayı Yrd. Doç. Dr. Mustafa BOZCU'ya, Doç. Dr. Özcan YİĞİT'e ve Doç. Dr. Süha ÖZDEN'e çok teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım esnasında yardımlarından dolayı sevgili arkadaşım Jeoloji Mühendisi Cüneyt BİRCAN'a, jeolojik haritalamada yardımlarından dolayı arkadaşım Araş. Gör. Fırat ŞENGÜN'e, ince kesitlerin incelenmesindeki yardımlarından dolayı Araş. Gör. Oya TÜRKDÖNMEZ'e, tez arazimin Dijital Yükseklik Modelinin (DEM) oluşturulmasında yardımlarını esirgemeyen arkadaşım Araş. Gör. Mustafa AVCIOĞLU'na çok teşekkür ederim.

Yüksek lisans eğitimim boyunca verdikleri öğretim ve eğitimin yanı sıra hoşgörü ve desteklerini her zaman hissettiğim, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümündeki değerli hocalarıma teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım sırasında konaklama imkânı sağladıkları için Bayramiç Belediye Başkanı Sayın İsmail Sakin TUNÇER'e ve Başkan Yardımcısı Sayın Reşit TÜMER'e teşekkür ederim.

Yine arazi çalışmalarım sırasında yardımlarını esirgemeyen Bayramiç Meslek Yüksek Okulu Müdürü Sayın Prof. Dr. Hamit ALTAY'a teşekkür ederim.

Tüm eğitimin boyunca sevgilerini ve maddi-manevi desteklerini hep hissettiğim AİLEM'e teşekkür ederim.

İsmail Onur TUNÇ

BAYRAMIÇ (ÇANAKKALE) GÜNEYİNDEKİ KAZDAĞ MASİFİ KAYALARININ JEOLJİSİ

ÖZET

Çalışma alanı Biga Yarımadası'nda (KB Anadolu) yer almaktadır ve Bayramiç ilçesi ile Küçükkuuyu beldesi arasında kalan yaklaşık 300 km² lik alanı kapsamaktadır. Bu çalışma Kazdağ Grubu'na ait ileri dereceli metamorfik çekirdek kayaları ile düşük dereceli metamorfik örtü kayalarının ve melanj kayalarının en iyi yüzlek verdiği alanlardan biri olan Bayramiç güneyinde yoğunlaştırılarak bu toplulukların hala sorunlar içeren köken ve tektonik anlamlarının ortaya konulmasına katkıda bulunmayı amaçlar.

Bayramiç'in güneyi ile Küçükkuuyu' nun kuzeyini kapsayan çalışma alanında yüzlek veren kayalar, saha çalışmalarında gözlenen nitelikleri ve önceki araştırmaların bulguları da dikkate alınarak, **i.** Kazdağ Grubu, **ii.** Elliayak eklojiti, **iii.** Akpınar serpantiniti, **iv.** Örenli metamorfileri, **v.** Çetmi grubu, **vi.** Evciler plütону, **vii.** Neojen sedimanter, volkanik ve volkano-sedimanter kayaçlar (Küçükkuuyu ve Bayramiç formasyonları) ve **viii.** Alüvyon olmak üzere sekiz tektono-stratigrafik birime ayrılmıştır.

Çalışma alanının temelini mermer mercekleri içeren, şist-amfibolit-granitik gnaystan oluşan Kazdağ Grubu' na ait yüksek dereceli metamorfik kayalar oluşturmaktadır. Çalışma alanında Kazdağ Grubu'na ait yüksek dereceli metamorfik kayaçlar, granitik gnays, amfibolit, mika şist ardalanması ve mermer mercekleri şeklinde alt birimlere ayrılmaktadır. Bu yüksek dereceli metamorfik kayaların düşük açılı normal fayların taban bloğunda yükselmiş ve bu sırada daha önce geçirmiş oldukları amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya ek olarak yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmişlerdir.

Kazdağ Grubu kayaları üzerine, granat mika şist ve eklojitten oluşan Elliayak, eklojiti ile Akpınar serpantiniti, daha sonra da üzerine metabazit, metapelit ve kristalize kireçtaşlarından oluşan ve düşük dereceli metamorfizma geçirmiş Örenli metamorfitleleri tektonik dilimler halinde gelmektedir.

Çalışma alanının güney kesimlerinde; metamorfizma geçirmemiş ve aşırı derecede deforme Çetmi grubu, tektonik bir dokunakla Örenli metamorfitleleri üzerinde bulunmaktadır. Çetmi grubu, BKB-DGD uzanımlı sol yönlü oblik bir fay (Uzunalan fayı) ile Kazdağ Grubu kayaları üzerine gelmektedir. Kazdağ Grubu kayaları ve Örenli metamorfitleleri Evciler plütönu tarafından kesilmektedir. Çalışma alanının en güneyinde volkanik, sedimanter ve volkano-sedimanter bir istiftten oluşan Küçükkuşu formasyonu, Çetmi grubu'nu uyumsuz olarak üzerlemektedir. Çalışma alanının en kuzeyinde ise taban çakıltaşı, gösel karbonatlar ve karasal kırıntılardan oluşan Bayramiç formasyonu Örenli metamorfitlelerini uyumsuz olarak üzerler. Tutturulmamış çakıl, kum, silt, kil karışımından oluşan alüvyon tüm birimleri uyumsuz olarak örter.

Anahtar Sözcükler: Biga Yarımadası, Kazdağ Masifi, Çetmi grubu, Örenli metamorfitleleri.

Hazırlanan bu Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu (BAP) tarafından 2007/12 no' lu proje ile desteklenmiştir.

GEOLOGY OF THE KAZDAĞ MASSIF ROCKS IN SOUTH OF BAYRAMIÇ (ÇANAKKALE)

ABSTRACT

The study area is located within Biga Peninsula (NW Anatolia) and covers an area of approximately 300 km² area between Bayramiç to the north and Küçükuyu to the south. In this study a focus will be given to the southern part of Bayramiç, where the high-grade metamorphic core rocks, low-grade cover rocks and mélangé provide the best outcrops to be investigated. From this end, we will try to identify the origin and tectonic settings of these rocks.

The study area, comprises south eight tectono-stratigraphic units. These are: **i.** Kazdağ Group, **ii.** Elliayak eclogite, **iii.** Akpınar serpentinites, **iv.** Örenli metamorphics, **v.** Çetmi group, **vi.** Evciler pluton, **vii.** Neojen sedimentary, volcanic and volcano-sedimentary rocks (Küçükuyu and Bayramiç formations), **viii.** and Aluvium.

The basement of the study area is made up of high grade metamorphic rocks (shist-amphibolite-granitic gneiss) with marble lenses of Kazdag Group. They are divided into four subunits, consisting of granitic gneiss, amphibolite, mica schist and marble lenses. Exhumation of these high grade metamorphic rocks occurred in the footwall of a low-angle normal fault(s), during which green-schist facies metamorphism overprinted an early phase of amphibolite metamorphism.

Elliayak eclogite that consist of garnet micashist and eclogite and Akpınar serpentinites overlie the Kazdağ Group as tectonic slices. Low-grade Örenli metamorphics consisting of metapelite and metabasite with recrystallized limestone lenses, overlie garnet-mica schist, eclogites and serpentinites, with a tectonic contact. Örenli metamorphics are overlain tectonically by unmetamorphosed and strongly deformed Çetmi group in the southern part of the study area; wherecase the contact between these with appears to be a WNW-ESE trending sinistral oblique fault

(Uzunalan fault). Kazdağ Group and Örenli metamorphites are cut by Evciler pluton. Küçükkuyu formation overlies Çetmi group uncomformably in the southernmost part of the study area. In the northernmost part of the study area Örenli metamorphics are overlain uncomformably by lacustrine carbonates and terrestrial clastics of Bayramiç formation. Alluvium (mix of slack pebble, sand, silt and clay) overlies all the units uncomformably.

Keywords: Biga Peninsula, Kazdağ Massif, Çetmi group, Örenli metamorphics.

This master thesis is supported by Çanakkale Onsekiz Mart University Scientific Research Committee Project no 2007/12.

İÇERİK

| | <u>Sayfa No</u> |
|--|-----------------|
| YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU..... | ii |
| TEŞEKKÜR..... | iii |
| ÖZET..... | iv |
| ABSTRACT..... | v |
| BÖLÜM I – GİRİŞ..... | 2 |
| 1. Genel Bilgiler..... | 2 |
| 1.1. Çalışma Alanı..... | 2 |
| 1.2. Çalışmanın Amacı..... | 3 |
| 1.3. Önceki Çalışmalar..... | 4 |
| 1.4. Bölgesel Jeoloji..... | 17 |
| 1.4.1. Kazdağ Grubu..... | 19 |
| 1.4.2. Çamlıca grubu..... | 22 |
| 1.4.3. Ezine grubu..... | 25 |
| 1.4.4. Karakaya Kompleksi..... | 25 |
| 1.4.5. Denizgören ofiyoliti..... | 28 |
| 1.4.6. Çetmi melanji..... | 29 |
| 1.4.7. Evciler plütonu..... | 31 |
| 1.4.8. Biga Yarımadası'ndaki Volkanik Kayaçlar..... | 32 |
| 1.4.8.1. Balıklıçeşme volkanitleri..... | 32 |
| 1.4.8.2. Çan volkanitleri..... | 35 |
| 1.4.8.3. Kirazlı volkanitleri..... | 35 |
| 1.4.8.4. Behram volkanitleri..... | 36 |
| 1.4.8.5. Hüseyinfaki volkanitleri..... | 36 |
| 1.4.8.6. Ezine bazaltı..... | 37 |
| 1.4.9. Küçükkuyu formasyonu..... | 38 |
| 1.4.10. Çanakkale formasyonu..... | 38 |
| 1.4.11. Bayramiç formasyonu..... | 39 |
| 1.4.12. Alüvyon..... | 40 |

| | <u>Sayfa No</u> |
|--|-----------------|
| BÖLÜM II – MATERYAL VE METOT..... | 46 |
| 2. Uygulanan Yöntemler..... | 46 |
| 2.1. Arazi Çalışmaları..... | 46 |
| 2.2. Laboratuvar Çalışmaları..... | 46 |
| 2.3. Büro Çalışmaları..... | 46 |
| | |
| BÖLÜM III – BULGULAR..... | 48 |
| 3. Genel Jeoloji ve Stratigrafi..... | 48 |
| 3.1. Kazdağ Grubu (Yüksek Dereceli Metamorfik Kayaçlar)..... | 51 |
| 3.1.1. Tanım ve Genel Yayılım..... | 51 |
| 3.1.2. Litoloji ve Dokunak İlişkileri..... | 53 |
| 3.1.3. Yaş..... | 58 |
| 3.2. Elliayak eklojiti (Granat mika şist ve eklojit)..... | 60 |
| 3.2.1. Tanım ve Genel Yayılım..... | 60 |
| 3.2.2. Litoloji ve Dokunak İlişkileri..... | 60 |
| 3.2.3. Yaş..... | 63 |
| 3.3. Akpınar serpantiniti..... | 64 |
| 3.3.1. Tanım ve Genel Yayılım..... | 64 |
| 3.3.2. Litoloji ve Dokunak İlişkileri..... | 64 |
| 3.3.3. Yaş..... | 67 |
| 3.4. Örenli metamorfileri (Düşük Dereceli Metamorfik Metapelit- Metabazit ve kristalize kireçtaşı)..... | 67 |
| 3.4.1. Tanım ve Genel Yayılım..... | 67 |
| 3.4.2. Litoloji ve Dokunak İlişkileri..... | 68 |
| 3.4.3. Yaş..... | 72 |
| 3.5. Çetmi grubu..... | 72 |
| 3.5.1. Tanım ve Genel Yayılım..... | 72 |
| 3.5.2. Litoloji ve Dokunak İlişkileri..... | 78 |
| 3.5.2.1. Matriks..... | 78 |
| 3.5.2.2. Bloklar..... | 80 |
| 3.6. Evciler plütonu..... | 85 |

| | <u>Sayfa No</u> |
|---|-----------------|
| 3.6.1. Tanım ve Genel Yayılım..... | 85 |
| 3.6.2. Litoloji ve Dokunak İlişkileri..... | 85 |
| 3.6.3. Yaş..... | 86 |
| 3.7. Neojen Sedimanter ve Volkano-sedimanter Seriler..... | 86 |
| 3.7.1. Küçükuyu formasyonu..... | 86 |
| 3.7.2. Bayramiç formasyonu..... | 87 |
| 3.8. Alüvyon..... | 90 |
| | |
| BÖLÜM IV – YAPISAL JEOLJİ..... | 91 |
| 4.1. Biga Yarımadası'nın Tektonik Özellikleri..... | 91 |
| 4.2. Çalışma Alanındaki Yapısal Unsurlar..... | 93 |
| 4.2.1. Uyumsuzluklar..... | 93 |
| 4.2.2. Faylar..... | 94 |
| 4.2.3. Yapraklanma Düzlemleri..... | 95 |
| | |
| BÖLÜM V – JEOTEKTONİK EVRİM..... | 98 |
| | |
| BÖLÜM VI – SONUÇLAR | 100 |
| | |
| KAYNAKLAR | 102 |
| | |
| Ekler..... | 110 |
| Tablolar Listesi..... | I |
| Şekiller Listesi..... | V |
| Yaşam Öyküsü..... | VI |

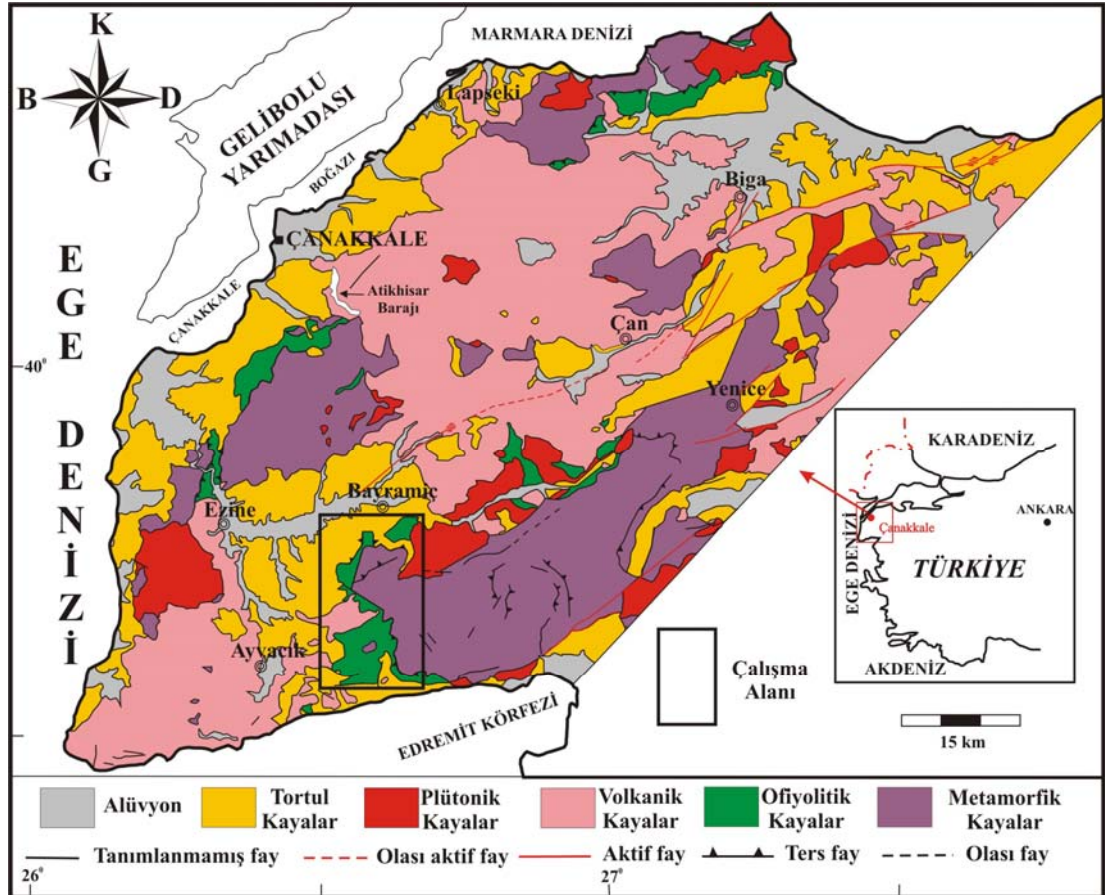
BÖLÜM I

GİRİŞ

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Çalışma Alanı

Biga Yarımadası'nın (KB Türkiye) güney kısmında Çanakkale ili Bayramiç ilçesi ve yakın çevresinde yer alan çalışma alanı, 1:25.000 ölçekli Ayvalık İ 17-a3, a4, d1, d2, d3, d4 paftalarından oluşan yaklaşık 300 km² lik bir alanı kapsar (Şekil 1.1.). Çalışma alanındaki önemli yerleşim birimleri Bayramiç ilçesi ve Küçükkuyu beldesidir. Çalışma alanındaki yerleşim yerlerine ulaşım Çanakkale-Bayramiç ve Çanakkale-İzmir karayolları üzerinden yapılmaktadır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası (M.T.A. 1:500000 ölçekli jeoloji haritasından sadeleştirilmiştir).

1.2. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmada Biga Yarımadası'nda Bayramiç güneyinde yaygın yüzlek veren ofiyolitik, metamorfik ve çökel kaya toplulukları 1:25000 ölçeğinde haritalanmıştır. Kaya topluluklarının yapısal ve litolojik düzeni, litolojik alt birimlerinin birbirleriyle ilişkileri, komşu kaya toplulukları ile olan dokunak ilişkileri, yerleşme/aktarılma/yükselme/yüzeyleme mekanizmaları, yerleşme döneminden sonra bugünkü yüzlek dağılımını kazanmalarında rolü olan tektonik etkenler ayrıntılı olarak araştırılmıştır. Bu araştırmadan elde edilen sonuçlar Sakarya Kıtası, İstanbul Zonu ve Kuzey Anadolu'nun orta ve batı kesimlerinde yapılmış daha önceki gözlem ve bulgularla birleştirilerek;

- a) Kazdağ metamorfik topluluğunun (bu alandaki) ayırtılabilir alt birimleri nelerdir?
- b) Kazdağ metamorfik topluluğunun metamorfizma ve yükselme/yüzeyleme (exhumation) mekanizması ve yaşı nedir?
- c) Bölgede yüzlek veren ofiyolitik kayaların yapısal ve stratigrafik nitelikleri nelerdir?
- d) Bu ofiyolitik kayaların bölge jeolojisi içindeki anlam ve önemi nedir?
- e) Kazdağ metamorfik topluluğu ve ofiyolitlerin bugünkü yapısal konumunu ve yüzlek dağılımını denetleyen faktörler nelerdir?

gibi kuzey ve kuzeybatı Anadolu jeolojisinin en önemli tektonik sorunlarının anlaşılmasına katkıda bulunacak verilerin elde edilmesi amaçlanmıştır

Bu çalışmada genel olarak yukarıda sunulan sorunlara yaklaşımda bulunmak üzere, Bayramiç'in güneyinde gerçekleştirilen ayrıntılı arazi çalışmaları sonucunda bölgenin 1:25000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası yapılmıştır. Laboratuvar ve ofis çalışmaları sırasında saha çalışmalarında derlenen kayaç örneklerinin mineralojik ve petrografik incelenmesi gerçekleştirilmiştir. Elde edilen bulgular, bölgede yapılan önceki çalışmalarla karşılaştırılarak, bölgenin jeolojik gelişim modelinde sorunlu noktalar ortaya konulmuştur.

1.3. Önceki Çalışmalar

Bugüne kadar çalışma sahası ve çevresiyle ilgili birçok araştırma yapılmıştır. Bu çalışmalar eskiden yeniye doğru aşağıda özetlenmiştir.

Kalafatçioğlu (1963), Ezine civarındaki en eski kayaçların Paleozoyik yaşlı mermerler ve şistlerden oluştuğunu ve bu serinin üzerine fosilli Permian'ın geldiğini belirtir. Permian, başlıca çakıltası, kalker ve ofiyolitik katkıli fliş ile temsil edilmektedir. Bölge genç Variskan orojenezi sırasında kıvrımlanmış, bundan sonra Permian'de deniz istilasına uğramıştır. Permian sonuna doğru genç Variskan orojenez ile tekrar su üstüne çıkmıştır. Ofiyolit ve asit sokulumlar bu devreye aittir. Bölgede Permian'ın üzerinde denizel Eosen bulunur.

Bingöl ve diğerleri (1975), Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun özellikleri konulu çalışmasında, Kazdağı, Balya, Manyas Gölü, Bilecik, Sivrihisar'dan Ankara'ya kadar uzanan Permo-Karbonifer birimleri örten çok az metamorfize olmuş spilite ve grovaklar ile diğer bloklardan oluşan birimi Karakaya Formasyonu olarak tanımlamışlardır.

Gözler (1986), Kazdağ Masifi ve batısında yer alan Mıhlı dere vadisinde temelde kısmi ergime sonucu oluşmuş granitlerin yer aldığını ileri sürmüştür. İstifin, yönlü granitler, gnayslar ve mermerler şeklinde devamlı bir dizilim göstermekte ve bunların üzerine uyumsuz olarak şistlerin ve mermerlerin geldiğini, bu metamorfik istifin değişik seviyeleri üzerine tektonik dokunakla fliş ve melanj özelliğindeki kayaların geldiğini ortaya koymuştur. Tüm bu yaşlı kayaçların Paleosen yaşlı Altınoluk graniti tarafından kesildiğini ve skarn zonlarının oluştuğunu belirtmiştir. Çalışma, Üst Miyosen sedimanları ve asidik volkanitlerin daha yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak yer aldığını öne sürmüştür. Masifin bugünkü yapısını kazanmasında Paleozoyik ya da öncesi sıkışma hareketlerinin önemli rol oynadığını, ancak sadece bu hareketlerle masifin bugünkü yapısını kazandığının söylenemeyeceğini ileri sürmüştür. Geç Triyas'ta görülen bindirmeler ve yeni tektonik faaliyetler sonucu oluşan doğrultu atımlı faylar ile bu faylara bağlı gelişen düşey fayların da masifin bugünkü yapısını kazanmasında etkili olabileceğini

savunmuştur. İnceleme alanındaki metamorfik kayaçlarda belirlenen mineral parajenezleri bölgede Barrow tipi metamorfizmanın geliştiğini, daha önceleri bölgede varlığından söz edilen Abukuma tipi metamorfizma serilerindeki minerallerin kontakt metamorfizma sonucu oluştuğunu ifade etmiştir.

Siyako ve diğ. (1989), Biga ve Gelibolu Yarımadası'nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanaklarını incelemişlerdir. Gelibolu yarımadasında Geç Mesozoyik-Tersiyer aralığında, aralarında önemli yükselme ve aşınma safhaları olan, Maastrichtiyen-Erken Eosen, Orta Eosen-Oligosen, Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner olarak dört çökeltme evresi ayırt etmişlerdir. Biga Yarımadası'nda Erken-Orta Miyosen'de yoğun bir kalkalkalen volkanizmanın geliştiğini belirterek, Biga Yarımadası'nın iç kesimlerinde, Erken-Orta Miyosen'deki volkanizma ile eş zamanlı karasal bitümlü şeyl, silttaşı, kumtaşı, tuf ve kömürden oluşan karasal birimlerin çökeldiğini belirtmişlerdir.

Okay ve diğ. (1990), Çamlıca metamorfiklerinin çok monoton bir litolojisinin olduğunu ve bu istifin; uzunluğu 30 km'den fazla, eğimi batıya ve kuzeybatıya doğru 30^0 ile 80^0 arasında değişen Ovacık bindirmesi boyunca Karadağ birimi ve Denizgöründü ofiyolitinin altında tektonik dokunakla yer aldığını belirtmektedir. Kuzeybatı Anadolu'da Gelibolu ve Biga Yarımadaı'nda kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanan Tersiyer öncesi dört tektonik kuşak ayırt etmişlerdir. Bu kuşaklar batıdan itibaren; Gelibolu, Ezine, Ayvacık ve Sakarya kuşaklarıdır. Ezine kuşağının batısında Permo-Karbonifer yaşlı sedimanter bir istifin yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini, doğuda ise metamorfizma derecesinin arttığını, ayrıca bu istifin Permo-Triyas'ta bir ofiyolitle üzerlendiğini belirtirler.

Ercan ve diğ. (1995), Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki Tersiyer volkanizmasının özellikleri isimli çalışmalarında Eosen'den başlayarak Geç Miyosen sonlarına kadar çeşitli evrelerde oluşan volkanik kayaçlarda saha ve laboratuvar çalışmaları yaparak 6 ana gruba ayırtlamışlardır. Eosen yaşlı "Balıklıçeşme volkanitleri", Oligosen yaşlı "Çan volkanitleri", Geç Oligosen yaşlı "Kirazlı volkanitleri", Erken-Orta Miyosen yaşlı "Behram volkanitleri", Orta Miyosen yaşlı "Hüseyinfakı volkanitleri" ve Geç Miyosen yaşlı "Ezine Bazaltı"

olarak adlandırılan ve haritalanan volkanik kayalarda petrografik ve jeokimyasal çalışmaların yanı sıra, K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş ölçümleri ile stronsiyum ve neodimyum izotop oran ölçümleri de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) yapmışlardır. Eosen-Geç Miyosen arasında oluşan tüm volkanitlerin kalkalkalen, sadece Geç Miyosen yaşlı volkanitlerin alkali nitelikte olduklarını vurgulamışlardır. Jeokimya ve izotop çalışmaları, kalkalkalen volkanizmayı oluşturan magmanın yüksek derecede kabuksal kirlenmeye uğrayıp melez bir nitelik kazandığını, alkali volkanizmayı oluşturan kaynağın ise farklı olup heterojen bir manto malzemesinin kısmî ergimesi ile meydana geldiğini gösterdiğini ileri sürmüşlerdir. Volkanitlerin bölgedeki tektonik rejim ile de ilişkili olup kalkalkalen volkanitlerin, sıkışma rejiminin egemen olduğu bir ortamda alkali volkanitlerin ise bunun tam tersine, gerilme rejiminin etkisiyle meydana geldiklerini ortaya koymuşlardır.

Okay ve diğ. (1996), Biga Yarımadası'ndaki metamorfik kayaların Karakaya Kompleksi'nin temelini oluşturduğunu bildirmişler ve çalışma alanında yaygın olarak izlenen düşük dereceli metamorfik karbonat ittifinin Geç Permiyen-Erken Triyas döneminde Gondwana'nın hemen kenarında gelişmiş olabileceğini vurgulamışlardır. Ayrıca Ezine çevresinde izlenen ofiyolitik kayaların tabanından alınan örneklerde Ar^{40} - Ar^{39} metoduyla yaptıkları yaş tayinlerinden ofiyolit yerleşiminin, Erken Kretase'de (118 My-Aptian) gerçekleştiğini bildirmişlerdir.

Karacık ve Yılmaz (1998), Genç granitik ve volkanik kayaların geniş yayılımının olduğu ve zaman ve mekan açısından yakın ilişkilerinin olduğu Ezine bölgesinde yaptıkları çalışmalarında; magmatizmanın, metamorfik temel kayaları içine sokulan ve kontak metamorfik hale oluşturan Kestanbol graniti ile başladığını, plütonun, doğuya ve güneydoğuya doğru volkanik kayalarla çevrelenmiş hipabisal kayalarca çevrelenmiştir. Volkanik kayalar, litolojik özelliklerine göre iki ana gruba ayrılabilir; güney kesimde ignimbritler baskınken, kuzey kesimde lavlar ve lahar çökelleri baskındır. Erken Miyosen sırasında ignimbrit patlamaları, plütonik ve bunlarla ilişkili volkanik kayalarla kısmen eş yaşlı kayaları oluşturmuştur. Bunlar, kaldera çökmesi ile ilgili gibi görünmektedir. Plütonik ve bunlarla ilişkili volkanik toplulukların jeokimyasal özellikleri, magmalar hibrit, kojenetik ve günümüz D-B

gidişli Ege grabenlerinin açılmasının başlangıcındaki sıkışmalı rejimin altında, benzer manto kaynağından oluşmuşlardır.

Aldanmaz ve diğ. (2000) Batı Anadolu bölgesinin Eosen çarpışmasını izleyen dönemde kalınlaşmaya uğradığını ve orojenik olarak çökmeye başladığını belirtmektedir. Bununla birlikte çarpışmayla ilişkili olarak meydana gelen volkanizmanın ilk evrelerinde (Erken Miyosen <21 My) bazaltik andezitten riyolit bileşimine değişen lavlar ve piroklastik çökeller meydana gelmiştir. Araştırmacılar, Orta Miyosen'deki volkanizmanın açılma havzalarıyla ilişkili olarak meydana geldiği gibi lav akıntıları ve bazalt-andezit bileşimli dayklar içerdiğini vurgulamaktadır. Bunun yanında Erken-Orta Miyosen kayaları kalk-alkalin ve şosonitik karakter gösterir. Geç Miyosen volkanizması (<11 My) açılma zonları boyunca yüzeye çıkan alkali bazaltlar ve bazanitlerle karakterize olmaktadır.

Okay ve Satır (2000a), yaptıkları çalışmada, Biga Yarımadası'nın merkezi kesiminde metamorfik kayaların geniş bir bölgede mostra verdiğini ve Çamlıca metamorfite olarak isimlendirilen bu kayaların esas olarak kuvars-mika şistlerden yapılmış olduğunu, bu kuvars-mika şistler ile ardalanmalı olarak az oranlarda kalkşist, mermer, kuvarsit ve metabazitlerin de Çamlıca metamorfite içinde yer aldığını ileri sürmüşlerdir. Çamlıca metamorfite içinde yer alan bazı metabazitlerde granat+omfasit+glokofan+rutil±paragonit den oluşan eklojit fasiyesi parajenezleri saptayan araştırmacılar, bu ilksel eklojit mineral topluluğunun daha sonra gelişen amfibolit ve yeşilşist fasiyesi metamorfizması sonucu büyük ölçüde tahrip olduğunu ortaya koymuşlardır. Granat ile omfasit arasındaki Fe-Mg dağılımı, ve omfasitlerdeki maksimum jadeit oranı, eklojit fasiyesi metamorfizması sırasında sıcaklığın 510 ± 50 °C, minimum basıncın ise 11 kbar olduğunu ileri süren araştırmacılar, kuvars-mika şistlerdeki beyaz mikaların yüksek fengit içeriği ve metabazitler ile kuvars-mika şistlerin sık sık ardalanmalı olarak bulunmalarının, Çamlıca metamorfitelerinin tümünün eklojit fasiyesinde metamorfizma geçirdiğine işaret ettiğini dile getirmişlerdir. Araştırmacıların üç kuvars-mika şist numunesinden elde ettikleri fengit Rb-Sr izotopik yaşları 65 ile 69 My arasına düşmektedir ve bu yaşlar eklojit fasiyesindeki metamorfizmanın Maastrichtiyen yaşında olduğunu

göstermektedir. Sonuç olarak araştışıcılar, Çamlıca metamorfizmaları'nın, benzer litolojik ve metamorfik özellikler gösteren Rodop metamorfik kompleksinin muhtemel bir parçası olduğunu ortaya koymuşlardır.

Okay ve Satır (2000b), yaptıkları çalışmalarında, Kazdağları'nda yüzlek veren Geç Oligosen yaşı bir metamorfik çekirdek kompleksten söz etmektedirler. Bu kompleksin taban bloğu 5 ± 1 kbar basınç ve 640 ± 50 °C sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirmiş, gnays amfibolit ve mermer içermektedir. Gnayslardaki muskovit ve biyotitlerden alınan ortalama Rb/Sr yaşları 19 My ve 22 My dir ve göreceli olarak bu yaşlar Geç Oligosen sırasında gelişen yüksek sıcaklık metamorfizmasını işaret etmektedir. Tavan bloğu ise Geç Kretase eklojit mercekleri içeren metamorfize olmamış okyanusal yığışım melanjından oluşmaktadır. Taban ve tavan blokları birbirinden 2 km kalınlığındaki gerilmeli sünek makaslama zonu ile ayrılırlar. Milonitler ve altındaki yüksek dereceli metamorfik kayalar, biyotitlerden alınan 21 My yaşı deforme olmamış, bir granitoyit tarafından kesilmektedir. Metamorfizmanın hesaplanan basıncı ve granitoyit yerleşimi, yüksek dereceli metamorfik kayaçların makaslama zonu boyunca Geç Oligosen'de (~24 My), ~14 km derinlikten 7 km derinliğe hızlı bir şekilde yükseldiğini göstermiştir. Metamorfik kayaların sonraki yükselimi ise Pliyosen-Kuvaterner sırasında gerçekleşmiştir. Kazdağı'ndaki metamorfik kayalar, Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşı kalk-alkalin volkanik ve plütonik kayalarca çevrelenmiştir.

Okay ve diğ. (2001), Geç Kretase-Erken Eosen döneminde Batı Anadolu'nun dört ana tektonik olaydan etkilendiğini ve bunların da dalma-batma, ofiyolit bindirmesi, yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizması ve kıta-kıta çarpışması olduğunu belirtmişlerdir. Geç Kretase'de Türkiye'nin batı kısmı kuzeyde Pontidler, güneyde Anatolid-Torid platformu olmak üzere iki kıtadan oluşmaktadır.

Yılmaz ve Karacık (2001), yeni bir haritalama programı esnasında toplanan jeolojik veriler temeline dayanan, Kuzeybatı Anadolu'nun Neojen evrimini anlattıkları çalışmalarında, bölgenin; Paleozoyik-Triyas temel üzerine gelen, Neojen sedimanter ve magmatik kayalardan elde edilen jeolojik tarihçesinin, şeyl baskın

serinin çökmesi ile Erken Miyosen sırasında gerçekleşen görsel ortamın hakimiyetinden sonra başladığını ve KKD gidişli kırıklar ve faylar içine enjekte olmuş kalk-alkalin ortaç lavların ve piroklastik kayaların bunlara eşlik ettiğini öne sürmüşlerdir. Araştırmacılar, Alt-Orta Miyosen serilerinin, Orta Miyosen'nin sonunda sıkışma rejimi ile deforme olduğunu ve bunları üzerleyen, Üst Miyosen-Alt Pliyosen serilerinin çökmesinin KD-GB gidişli graben havzaları ile sınırlandığını ortaya koymuşlardır. Grabenleri sınırlayan faylar, ana yanal atım yer değiştirmesi olan oblik faylar olduğunu belirten araştırmacılar bölgenin yaklaşık K-G gerilme etkisi altında şekillendiğini öne sürmüşlerdir. Miyosen grabenlerinin oluşumu sırasında gelişen morfolojik düzensizliklerin ise, görsel serinin çökmesinin sonlarına doğru gelişen şiddetli erozyon ile yok olduğunu ortaya koymuşlardır

Yılmaz ve diğ. (2001), Biga Yarımadası'nda iki magmatik grup ayırt etmişlerdir. Oligosen-Erken Miyosen sırasında oluşan ortaç-felsik kalkalkalin topluluk birinci grubu oluşturur. Diğer magmatik grup ise Geç Miyosen-Pliyosen sırasında oluşmuştur. Bu evre boyunca alkali bazaltlar meydana gelmiştir. Bunların jeokimyasal olarak rift tipi bazaltlara benzerlik gösterdiklerini belirtmişlerdir. Bu evrede Batı Anadolu'da K-G yönlü açılma rejimi altında D-B uzanımlı grabenler gelişmiştir. Biga Yarımadası'nın güneyinde izlenen bazaltik lavlar, Orta Miyosen'den sonra Ege'de genişleme rejiminin başlamasıyla (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1982, Şengör ve diğ., 1985; Taymaz ve diğ., 1991) volkanizmanın karakterinin değişmesi sonucu gelişmiş, manto kökenli alkalin bileşimli volkanizmanın ürünüdür (Ercan ve diğ., 1995). Sınırlı alanlarda izlenen bu lavlar Edremit grabeninin açılmasını denetleyen D-B uzanımlı fay kuşaklarından çıkmıştır (Karacık ve Yılmaz, 1998).

Yaltrak ve Okay (2004), Edremit Körfezi kuzeyinde, Biga Yarımadası'nın güneyinde Kazdağ ve çevresini kapsayan çalışmalarında Kazdağ Grubu'nun amfibolit-granulit fasiyesinde metamorfik bir istif olduğunu belirtmişlerdir. Kazdağ Grubu'nun üzerinde bir sıyrılma fayı ile yeşilist fasiyesinde metamorfik birimlerden oluşan Karakaya Karmaşığı'nın bulunduğunu ileri sürmüşlerdir. Kazdağ Grubu'nun okyanusal kabuğu, bu kabuğun üzerinde bulunan okyanus platosu çökel ve

volkanitlerini, Karakaya Karmaşığını, rift çökellerini, denizaltı dağıını, denizaltı platosunu, hendek çökellerini, dalma-batma gerisi havza çökellerini temsil eden bir yığışım (eklenir) prizması olduğunu savunmuşlardır. Araştırmacılara göre Kazdağ Grubu ve Karakaya Karmaşığı Paleo-Tetis Okyanusu'nun Permo-Karbonifer'de oluşumu ve Triyas'ta kapanmasının hemen hemen tüm aşamalarını temsil etmektedir. Araştırmacılar, Kazdağ Grubu olarak tanımladıkları amfibolit-granulit fasiyesindeki metamorfik kayalar kendi içinde taban ve tavan ilişkisi olan dört üniteye ayırmışlardır. Buna göre; Babadağ formasyonu, Kazdağ zirvesinde yapısal olarak en altta bulunan birimdir. Babadağ formasyonu üzerinde Sarıkız formasyonu bulunur. Araştırmacıların çalıştıkları sahada Sarıkız Formasyonu üzerine mermer arakatkılı amfibolitlerden oluşan Kavurmacılar formasyonu gelmektedir. Kavurmacılar formasyonu üzerine dereceli geçişle, mermer arakatkılı gnayslardan oluşan Altınoluk Formasyonu gelir. Araştırmacılar, Karakaya Karmaşığını sahada, birbirinden ayırtılabılen, tektono-stratigrafik olarak farklı birimler olarak incelemişlerdir. Bunlar; Fazlıca birimi, Kınar birimi, Kalabak birimi, Nilüfer birimi, Hodul birimi, Tepeoba birimi ve Çal birimi'dir. Tektonizma ile ilgili olarak ise çalışma sahasında Triyas ve öncesi deformasyon, Karakaya birimlerinin yeşilist fasiyesinde metamorfizması ve geçirdiğı deformasyonlar, Kazdağ Grubu'nun amfibolit-granulit fasiyesinde metamorfik birimlerinin içinde Oligo-Miyosen ve Geç Kretase deformasyonunun ayıklanmasıyla elde edilen yapılarla temsil edileceğini belirtmektedirler. Karakaya Karmaşığı dilimli bir tektonik yapıya sahiptir. Farklı ünitelerin Permiyen-Erken Triyas'ta bir dalma-batma zonunda bir araya gelmesi ve Geç Triyas başında bir bütün oluşturmasıyla meydana gelmiştir. Araştırmacılar Karakaya Karmaşığı içinde yaptıkları çalışmada tektonostratigrafik ünitelerin sınırlarının doğuya eğimli bindirmeler olduğunu saptamışlardır. Kazdağ Grubu ve Karakaya Karmaşığı farklı metamorfizmalarına rağmen Jura öncesinde aynı yönde şiddetli bir sıkışma rejimi ile kıvrımlanmıştır. Bu rejim Paleotetis Okyanusu'nun batıdan doğuya dalması ile gelişen eklenir (yığışım) prizma ve Triyas sonunda gerçekleşen çarpışma rejimidir. Kazdağ Grubu ve Karakaya Karmaşığı Oligo-Miyosen'den başlayarak saatin tersine 40⁰ dönmekte ve dalma-batma kuzeyden güneye gerçekleşmektedir.

Okay ve Göncüoğlu (2004), Karakaya Kompleksini iki bölüme ayırmıştır. Bunlar: (i) Alt Karakaya Kompleksi; Paleozoyik sonu veya Triyas'ta yeşilist ve mavişist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş mafik lav, mafik piroklastik kaya, şeyl ve kireçtaşı araldanmasından oluşmakta, Üst Karakaya Kompleksi ise şiddetli deforme olmuş Permiyen veya Triyas yaşta klastik, volkanoklastik ve volkanik kayalardan oluşmuştur. Karakaya Kompleksi'nin çökelleme ortamını ve tektonik gelişimini açıklayan iki model ileri sürmüştür. Rift modelinde, Karakaya Kompleksi kayaları Geç Permiyen yaşında bir riftte oluşmuş, bu rift daha sonra okyanusal bir kenar denize dönüşmüş ve en Geç Triyas'ta kapanmıştır. Dalma-batma-eklenme modelinde ise Karakaya Kompleksi, Paleo-Tetis'in Triyas'ta kuzeye Lavrasya aktif kıta kenarı boyunca dalma-batmasıyla oluşmuş bir eklenir prizmayı temsil etmektedir.

Duru ve diğ. (2004), Kazdağ Grubu olarak adlandırılan yüksek dereceli metamorfik kayaların, Karakaya Karmaşığının altında tektonik bir pencere olarak yüzeylendiğini belirtmişlerdir. Kazdağ Grubu'nun KD-GB gidişli bir antiklinoryumu şekillendirdiğini savunmuşlardır. Araştırmacılar, bölgesel haritalama çalışmaları sırasında metamorfik kayaları 4 alt gruba ayırmışlardır. Buna göre en alt birim, amfibol-gnays, mermer ve minor amfibolit içeren Fındıklı Formasyonu'dur. Fındıklı Formasyonu esas olarak Kazdağ Masifi'nin güney kesimlerinde yüzlek vermektedir. Fındıklı Formasyonu içindeki mermer seviyeleri Altınoluk mermer üyesi ve Babadağ mermer üyesi olarak adlandırılmıştır. Fındıklı Formasyonu'nun üzerine metadunit ve ortoamfibolit içeren Tozlu Formasyonu; Tozlu Formasyonu'nun üzerine Sarıkız Mermeri gelmektedir. En üst birim, Sutuvan Formasyonu'dur. Masifin kuzey kesimlerinde yüzlek verir ve sillimanit-gnays, migmatit ve minör mermer-amfibolit ve granitik gnays içerir. Bütün bu birimler metamorfizma geçirmişlerdir ve ortak bir foliasyonu paylaşmaktadırlar. Kazdağ Grubu'na ait metamorfik kayalar çevrelerindeki Permiyen-Miyosen yaşlı kayalarla tektonik dokunaklıdır ve Oligo-Miyosen granodiyoritleri bunlar içine sokulmuşlardır. Kazdağ Grubu'nu etkileyen en son metamorfizmanın yaşı Oligo-Miyosen'dir. Kazdağ Grubu, post-Miyosen sıyrılma fayları boyunca domsu şekilde yükselen bir metamorfik çekirdek kompleksi olarak bugünkü tektonik pozisyonuna ulaşmıştır.

Beccaletto ve Jenny (2004), serpantinleşmiş peridotitlerden yapılmış Denizgören ofiyolitinin, arada metabazit tektonik dilimleri olmak üzere, Ezine grubunun üzerinde yer aldığını ve bu iki birim arasındaki metabazit tektonik dilimlerinin Denizgören ofiyolitinin kıtaya yerleşmesi sırasında taban metamorfizmasına uğradıklarını ifade etmiştir. Metabazitleri oluşturan amfibolitlerden yapılan Ar/Ar izotop analizlerinin Barremiyen (125 My) yaşları verdiğini bildirmişlerdir. Denizgören ofiyoliti ve altındaki Ezine grubunun yaş ve litostratigrafi açısından Ege bölgesinde benzerleri yoktur (Okay ve Satır, 2000b; Beccaletto ve Jenny, 2004). Beccaletto ve Jenny (2004) Ezine grubunun, Permo-Triyas riftleşmesiyle oluşmuş Maliak/Meliata okyanusunun kuzeyindeki Rodop pasif kıta kenarının bir parçası olduğunu önermektedir. Aynı araştırmacılar Denizgören ofiyolitinin Ezine grubunu üzerlemesi, tüm Rodop'u etkileyen ve Jura-Erken Kretase'de kuzeye doğru nap yerleşmesiyle tanımlanan Balkan orojenezinin bir parçasını oluşturduğunu belirtmektedirler.

Beccaletto ve Steiner (2005), Yaptıkları detaylı yapısal ve sedimantolojik çalışmalarda, Batı Anadolu için; tektonik rejimdeki kısa bir ara ile ayrılan iki aşamalı genişlemeli evrim önermektedirler. Birinci aşamanın, düşük açılı bir sıyrılma fayı olan Şelale sıyrılma fayının aktivitesi ile belirgin olduğunu ve muhtemelen yarıda gerilmesi ve/veya orojenik çarpışma ile alakalı olduğunu; fay düzleminin, taban blokta Kazdağ Masifi'nin milonitize olmuş kayaları ile tavan bloktaki metamorfik olmayan Çetmi melanjı ve Küçükkuyu formasyonunu birbirinden ayırdığını ve Kazdağ Masifi'nin ilk yükselinde önemli bir rol oynadığını ve Alt Miyosen sintektonik Küçükkuyu formasyonunun, sıyrılma fayının üzerinde tipik küçük bir sıyrılma-üstü havza olarak dikkati çektiğini savunmaktadırlar. Kısa bir sıkışma ve erozyon safhasından sonra, neotektonik aktivitenin başlangıcını işaret eden ikinci aşamanın, önceki tüm birimleri kesen Pliyo-Kuvaterner basamak şekilli normal faylar ile belirgin olduğunu, kaba ve gevşek sedimanların, fay aktivitesini takip eden dönemde çökeldiğini ve bu yerel sonuçların, tüm Edremit Grabeni için uygulanabilir olduğu düşünülmektedir. Çalışmacılar, graben evriminin, muhtemelen kısa bir sıkışma safhası ile ayrılmış ve belirgin yapısal ve sedimantolojik yapılar ile ifade bulan iki aşamalı genişlemeye maruz kaldığı sonucuna ulaşmışlardır.

Beccaletto ve diğ. (2005), Çetmi melanji'nın; Biga Yarımadası'nın en kuzey kısmında, Biga ilinin kuzeyinde ve yarımada'nın en güney kısmında Küçükkuuyu ilçesinin kuzeyinde olmak üzere iki bölgede yüzlek verdiğini belirtmişlerdir. Kuzeyde yer alan melanjin Çamlıca mikaşistleriyle olan dokanağının son dönemlerde gelişen doğrultu atımlı faylarla tektonik olduğu ve bu birimin üzerine uyumsuz bir dokunakla Paleojen-Neojen yaşlı sedimanter ve volkanik kayaların geldiği belirtilmektedir. Küçükkuuyu ilçesinin kuzeyinde bulunan Çetmi melanji tektonik bir dokunakla Kazdağ metamorfik masifine ait yüksek dereceli metamorfik kayaların üzerinde yer almakta ve bu kayalar Neojen yaşlı çeşitli tipte sedimanter ve volkanosedimanter kayalar tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Okay ve Satır, 2000b; Beccaletto, 2004). Araştırmacılara göre; Çetmi melanjinin, Rodop masifi'ndeki melanjlarla olan karşılaştırılması; jeolojik evrimi Rodop bölgesiyle ilişkili olan Ezine Zonu'ndan elde edilen sonuçlara göre yapılmıştır. Bu sonuçlara göre; Çetmi melanji ve Ezine Zonu'ndan oluşmuş Pre-Senozoyik Biga Yarımadası, Rodop Zonunun bir parçasını temsil etmektedir.

Yücel-Öztürk, Helvacı ve Satır (2005), Evciler plütunun içindeki fasiyeslerin bileşimleri ve intrüzyon bileşimi ile bir arada buldukları skarnların metal içerikleri arasındaki korelasyonu ortaya koydukları çalışmalarında, Evciler bölgesinde, kalsik eksoskarnın (granat-piroksen) ve endoskarnın (piroksen-epidot) granitoid ve mermer arasındaki dokunak boyunca ortaya çıktığını Evciler skarnlarındaki kalk-silikat mineral bileşimlerinin, Au-Cu ve Fe-Cu skarnlarından alınan alterasyon minerallerinin bileşimlerine benzediğini ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar, Evciler plütoununda mineralojik ve jeokimyasal açıdan; (1) Çavuşlu monzodiyoriti, (2) Karaköy granodiyoriti ve (3) mezokratik-tip Evciler olarak adlandırılan Evciler kuvars diyorit/graondiyoriti olarak üç ana fasiyes ayırt etmişlerdir ve aynı zamanda, Evciler bölgesinde monzogranit bileşimli kayaların mezokratik-tip Evciler'e göre daha sınırlı yayılım sunmakta olduğunu ve lökokratik-tip Evciler olarak adlandırıldığını ortaya koymuşlardır. Araştırmacılar, elde ettikleri sokulum zamanına ilişkin arazi verileri ve her bir fasiyesin iz element jeokimyasalarına göre; Evciler plütoununun, üst kabukla etkileşim ile kirlenmiş, kabuk ve manto bileşenlerine sahip melez bir kayaktan, magmatik-yay veya çarpışma sonrası bir ortamda oluştuğunu

önermektedirler. Evciler granitoidinin tüm kayaç $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin kalsik skarn mineralizasyonuna (Au-Cu) oldukça yakın sokulum dokanağına doğru ‰ 8,5'den ‰2,5'e azaldığını ve Evciler granitoidine ait kuvars $\delta^{18}\text{O}$ bileşimlerinin 7,2'den ‰ 10,9'a değişmekte olduğunu ileri süren araştırmacılar, bu değerlerin I-tipi altere olmamış intrüzif kayaçlar için normal olduğunu fakat basit bir magmatik farklılaşma için oldukça geniş bir aralığa sahip olduğunu, bu nedenle de, Evciler granitoidin, bölgeye yerleşimi sonrasında açık sistem hidrotermal alterasyona uğramış ve muhtemelen meteorik su girişi ile ilksel magmatik $\delta^{18}\text{O}$ bileşimini değiş olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacıların yaptıkları bu çalışma, Evciler granodiyoritinin jeokimyasal özelliklerinin Au-Cu, Fe-skarn granitoidlerinin ortalama değerleri ile benzerlik sunduğunu, Buna karşın, Evciler lökogramiti ise Sn- ve Mo-skarn granitoidlerine benzerlik gösterdiğini ve Evciler granitoidinin dünyadaki birçok Au-Cu çekirdek metal topluluklarına benzer şekilde ilksel-orta derecede evrim geçirmiş ve okside olmuş magmalarla benzer karakter sunduğunu ileri sürmüşlerdir.

Altunkaynak ve Genç (2007), yaptıkları çalışmada, Biga Yarımadası'ndaki (KB Anadolu) çarpışma sonrası Senozoyik magmatik aktivitenin Orta Eosen'de başladığını ve Geç Miyosen'e kadar devam ederek son bulduğunu, bu magmatik birimlerin; kalk-alkalin, yüksek K kalk-alkalin, şoşonitik, orta alkalin ve alkalin seriler olarak karakterize edildiğini ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar, Orta Eosen-Orta Miyosen lavlarının, yüksek LILE/LREE, LILE/HFSE ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ (0,7046-0,7087) ve düşük $\epsilon\text{Nd}(i)$ (+1,2'den -6,4) değerlerine sahip olmalarına karşın, Üst Miyosen lavlarının en düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ (0,7030-0,7033) ve en yüksek $\epsilon\text{Nd}(i)$ (+2,6'dan +6,7) değerlerine sahip olduklarını ve bu kayaların jeokimyasal özelliklerinin, Biga Yarımadası'nda Eosen-Erken Miyosen volkanizmasının gelişimi boyunca zenginleşme süreçlerinin iki aşamasını gösterdiğini ortaya koymuşlardır. Buna göre; birinci aşama, kaynak zenginleştirme metasomatizması, kıtasal litosferik manto içerisinde, önceki dalma-batma olayının bir sonucu olarak oluşmuştur ve heterojen olarak zenginleşmiş bir kaynak üretmiştir. İkinci aşama, kıtasal kirlenme, metasomatize manto kaynaklı eriyikler ve yüzeye yükselim boyunca Sakarya kıtasal temelinden sağlanan magmalar arasındaki etkileşimden sonuçlanır. Astenosferin yükselimi sonucu olarak dilimin kırılması, Sakarya kıtası altındaki metasomatize

manto litosferinin ergimesine neden olmuştur ve Orta Eosen kalk-alkalin lavlarını üretmiştir. Araştırmacılar, jeokimyasal, izotopik ve yaş ilişkilerinin, artan kıtasal kirlenme miktarını ve Eosen'den Erken Miyosen'e magmanın gelişimi boyunca azalan bir dalma-batma etkisinin olduğunu desteklediğini, kıtasal girişin, Kazdağ metamorfik masifinin aynı zamanda rastlayan hızlı yükselimi ile Erken Miyosen volkanizması boyunca pik yaptığını, Kazdağ çekirdek kompleksi altındaki astenosferik yükseliminin, bu aşama boyunca, manto karışımı ve kıtasal eriyiklerden oluşan hibrit magmanın kökenine katıldığını da ortaya koymuşlardır. Sonuç olarak araştırmacılar, Biga Yarımadası'nda Senozoyik volkanizmasının, kısaca 15-11 My sırasında sona yaklaştığını ve sonrasında, esas olarak OIB-tip alkalin lavları oluşturacak şekilde yenilendiğini, Geç Miyosen'de, KB Anadolu boyunca etkin olan ileri gerilme tektoniği, astenosferik mantonun yükselimi ve basınç azalması sonucu ergimesinin, esas olarak OIB-tip alkalin lavların kısa süreli püskürme safhaları içinde sonuçlanmasına yol açtığını ileri sürmüşlerdir.

Beccaletto ve diğ. (2007), yaptıkları çalışmada Batı Türkiye'de, Biga Yarımadası'ndaki Kemer mikaşistlerinin, Paleojen sırasında, sünek, kırılgen-sünek deformasyonlarla ilişkili KD doğrultulu gerilmenin izlerini taşıdığını, bu mikaşistlerin yükselimlerinin alt limitinin, Çamlıca mikaşistlerinin Geç Maastrichtiyen yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizmasının yaşına göre ve üst sınırının ise post kinematik Karabiga granitoidinin Erken Eosen yaşına göre belirlendiğini ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar ayrıca, Kuzeydoğudaki Rodop bölgesi ile korelasyonlar ve bu korelasyonların bölgesel jeodinamik çerçeve ile bütünleştirilmesinin, Kemer mikaşistlerinin geç Kretase-erken Tersiyer zamanlarında bir gerilmeli deformasyon geçirdiğini gösterdiğini belirtmişlerdir. Bu bulgular ışığında Kemer mikaşistlerinin, Kuzey Ege bölgesinde Tersiyer'in en başlarında sinorojenik gerilmeye maruz kalması ile Türkiye'de ilk olduğunu ileri sürmüşlerdir.

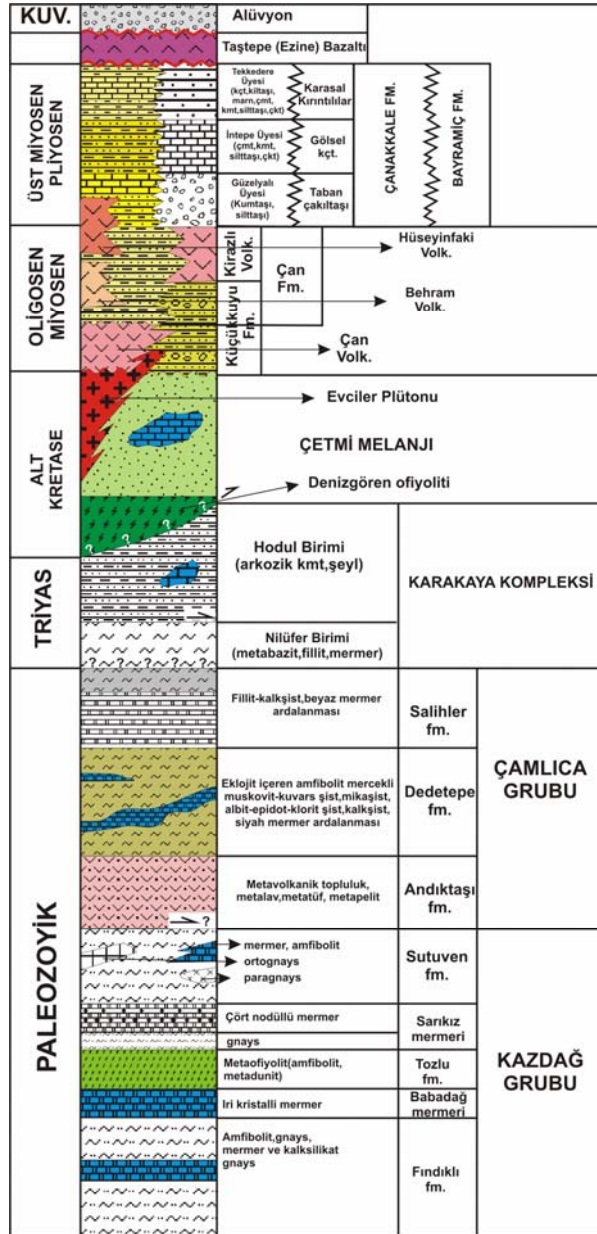
Genç ve Altunkaynak (2007), KB Anadolu'da Kazdağları'nın D-GD uzanımında yer alan Eybek graniti ile ilgili yaptıkları jeokimya ağırlıklı çalışmalarında, Eybek granitinin Kazdağ masifinin dış metamorfik örtüsü içerisinde sokulmuş olduğunu belirtmişler ve Eybek graniti içinde petrografik olarak

birbirinden farklı 4 kayaç grubu ayırt etmişlerdir. Bunlar; granit, granodiyorit-kuvarsdiyorit, monzonit-kuvars monzonit ve kataklastik granodiyoritlerdir. Bu kaya gruplarının birbirleriyle tedrici geçişli olduklarını ve Eybek granitinin metalüminyumlu, subalkalen, orta ve yüksek potasyumlu kalkalkalen özellikte olduklarını öne sürmüşlerdir.

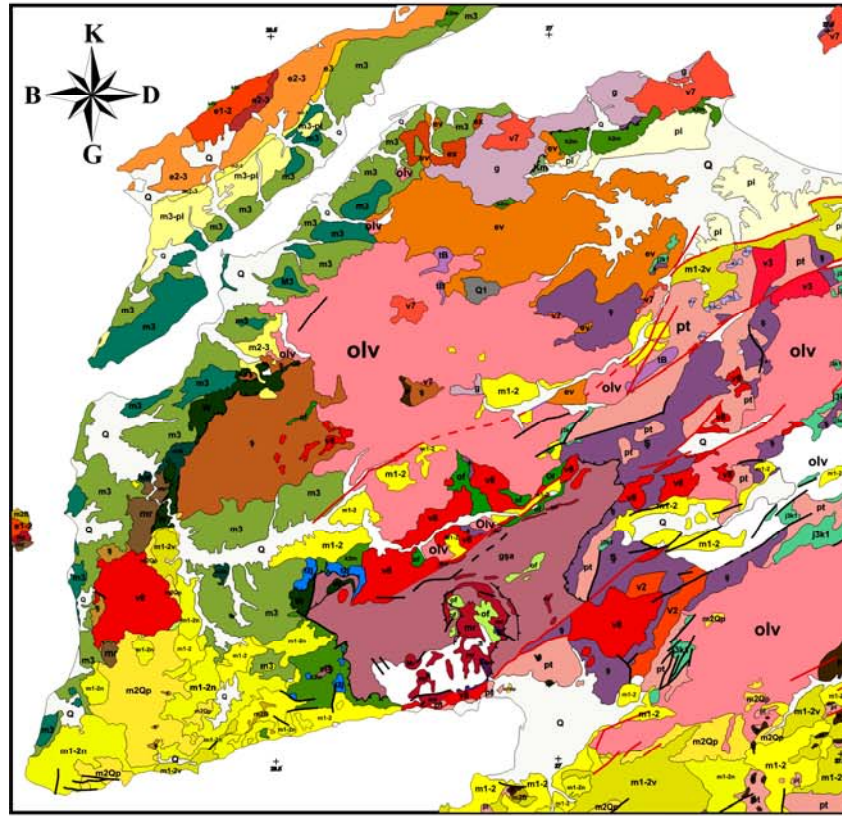
Şengün ve Çalık (2007), Çamlıca metamorfik topluluğunda yaptıkları çalışmada, bu topluluğu oluşturan kaya birimleri kendi içerisinde kısmen tanınabilen iç yapısı, alt-üst ilişkisi ve haritalanabilir olması nedeniyle formasyon aşamasında tanıtmış ve bu formasyonları alttan üste doğru sırasıyla; metalav, metatüf ve metapelitten oluşan ve arazide kahverengi, yeşil, sarımsı yeşil renkte gözlenen Andıktaş formasyonu; muskovit-kuvars şist, granat-mika şist, albit-epidot-klorit şist, kalkşist, siyah mermer, amfibolit ve eklojitten oluşan Dedetepe formasyonu ve en üstte ise fillit, mermer ve kalkşist aralanmasından oluşan Salihler formasyonu olarak belirtmişler ve büyük bölümü serpantinleşmiş peridotitlerden oluşan Denizgören ofiyolitinin ise tektonik olarak Çamlıca metamorfik topluluğunun üzerinde yer aldığını ileri sürmüşlerdir. Yaptıkları petrografik çalışmalar sonucunda, üç formasyonda gözlenen albit-epidot-granat-klorit parajenezi Çamlıca metamorfik topluluğunun yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini ve eklojitlerde yüksek basınç metamorfizmasını gösteren yaygın granat + omfasit + glokofan + zoisit + amfibol ± sfen mineral topluluğu saptamışlardır ve bu mineral topluluğunun daha sonra gelişen amfibolit fasiyesinde ve en son olarak yeşilşist fasiyesinde retrograd bir metamorfizmaya uğradığını ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar sonuç olarak Çamlıca metamorfik topluluğunun litolojik ve stratigrafik nitelikleri ile metamorfizma özellikleri bakımından Sakarya Zonu içerisinde yüzlek veren İznik metamorfik topluluğunun eşleniği olabilecek özellikler içerdiğini öne sürmüşlerdir.

1.4. Bölgesel Jeoloji

Bu bölümde; önceki çalışmalar ve kısmen de kendi saha gözlemlerimiz ışığında Biga Yarımadası'nın jeolojisi özetlenecektir. Biga Yarımadası başlıca metamorfikler, ofiyolitler, Neojen çökelleri ve Oligo-Miyosen'den başlayıp Kuvaterner'e kadar olan dönemde aralıklarla oluşmuş magmatik kayalarla temsil edilmektedir (Şekil 1.2 ve 1.3). Aşağıda bu birimlerin Biga Yarımadası genelindeki özellikleri tanıtılacaktır.



Şekil 1.2. Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş tektonostratigrafik sütun kesiti (Siyako ve diğ., 1989; Okay ve diğ., 1990; Duru ve diğ., 2004; Şengün, 2005' den sadeleştirilmiştir).



İŞARETLER

| | | | |
|--|---------------------|--|-------------------|
| | Dokanak | | Tanımlanmamış fay |
| | Sürüklenim | | Olası fay |
| | Doğrultu atımlı fay | | Aktif fay |
| | Düşey fay | | Olası aktif fay |

AÇIKLAMALAR

SEDİMANTER KAYALAR

| | | |
|----------------------|-------|--|
| KUVATERNER | Q | Ayrılmamış kuvaterner |
| KUVATERNER | Q1 | Alüvyon yelpazesi, yamaç molozu vb. |
| PLİYOSEN | pl | Ayrılmamış karasal kıvrıntılar |
| ÜST MİYOSEN-PLİYOSEN | m3-pl | Karasal kıvrıntılar |
| ÜST MİYOSEN | m3 | Neritik kireçtaşı |
| ÜST MİYOSEN | m3 | Karasal kıvrıntılar |
| ORTA-ÜST MİYOSEN | m2-3 | Karasal kıvrıntılar |
| MİYOSEN | m1-2 | Karasal kıvrıntılar |
| ÜST EOSEN | e3 | Kıvrıntılar |
| ORTA-ÜST EOSEN | e2-3 | Kıvrıntılar ve karbonatlar |
| ORTA-ÜST EOSEN | e2-3 | Neritik kireçtaşı |
| ALT-ORTA EOSEN | e1-2 | Kıvrıntılar (yer yer karasal) |
| ÜST SENONİYEN | k2a | Kıvrıntılar ve karbonatlar |
| ÜST JURA-ALT KRETASE | j3k1 | Neritik kireçtaşı |
| ORTA TRIYAS-JURA | ib | Neritik kireçtaşı |
| ORTA-ÜST TRIYAS | ib-3 | Karbonatlar ve kıvrıntılar |
| PERMO-TRİYAS | pt | Kıvrıntılar ve karbonatlar (yer yer bloku ve volkanitli) |
| PERMİYEN | kar | Karbonatlar yer yer kıvrıntılar |

VOLKANİK KAYALAR

| | | |
|--------------|-------|---|
| ÜST MİYOSEN | olv | Bazalt |
| ORTA MİYOSEN | m2b | Bazalt |
| ORTA MİYOSEN | m2Op | Dasit, riolit, riyodasit (genellikle Alt Miyosen) |
| ORTA MİYOSEN | m1-2v | Ayrılmamış volkanitler (genellikle andezitik) |
| ORTA MİYOSEN | m1-2n | Piroklastik kayalar |

| | | |
|----------|-----|---|
| OLİGOSEN | olv | Ayrılmamış volkanitler |
| EOSEN | av | Andezit |
| EOSEN | ev | Ayrılmamış volkanitler (yer yer sedimanter kayalar) |
| TRİYAS | ib | Bazalt, split |

OFİYOLİT KAYALAR

| | | |
|-----------------|-----|---|
| ÜST KRETASE | k2m | Ofiyolitik melanj |
| MESOZOYİK | per | Peridotit |
| MESOZOYİK | ul | Ayrılmamış bazik ve ultra bazik kayalar |
| YAŞI BİLİNMEYEN | of | Bazik ve ultrabazik kayalar |

METAMORFİK KAYALAR

| | | |
|---------------------------------|-----|---|
| ÜST KRETASE | km | Metabazik, amfibolit vb. |
| ÜST PALEOZOYİK-TRİYAS | ş | Şist, fillit, mermer, metabazit vb. |
| PERMİYEN | mer | Mermer |
| ÜST PALEOZOYİK | ş | Şistler |
| PALEOZOYİK | mer | Mermer |
| PALEOZOYİK | ş | Şistler |
| PALEOZOYİK ve/veya PREKAMBRIYEN | gn | Gnays |
| PALEOZOYİK ve/veya PREKAMBRIYEN | gnv | Ayrılmamış gnays, metagranit, şist, amfibolit, mermer vb. |
| PREKAMBRIYEN | gnv | Ayrılmamış gnays, şist, metagranit, migmatit, amfibolit vb. |
| PREKAMBRIYEN | am | Amfibolitler |

PLUTONİK KAYALAR

| | | |
|----------------|----|---------------------------------|
| OLİGOSEN | g7 | Granitoid |
| OLİGOSEN | g7 | Granitoid (yer yer Alt Miyosen) |
| TRİYAS | g3 | Granitoid |
| ÜST PALEOZOYİK | g2 | Metagranit |

Şekil 1.3. Biga Yarımadası'nın Jeoloji Haritası (M.T.A. 2002; 1/500000 ölçekli Jeoloji haritasından alınmıştır. Yeniden çizen: Oya Türkdönmez).

1.4.1. Kazdağ Grubu

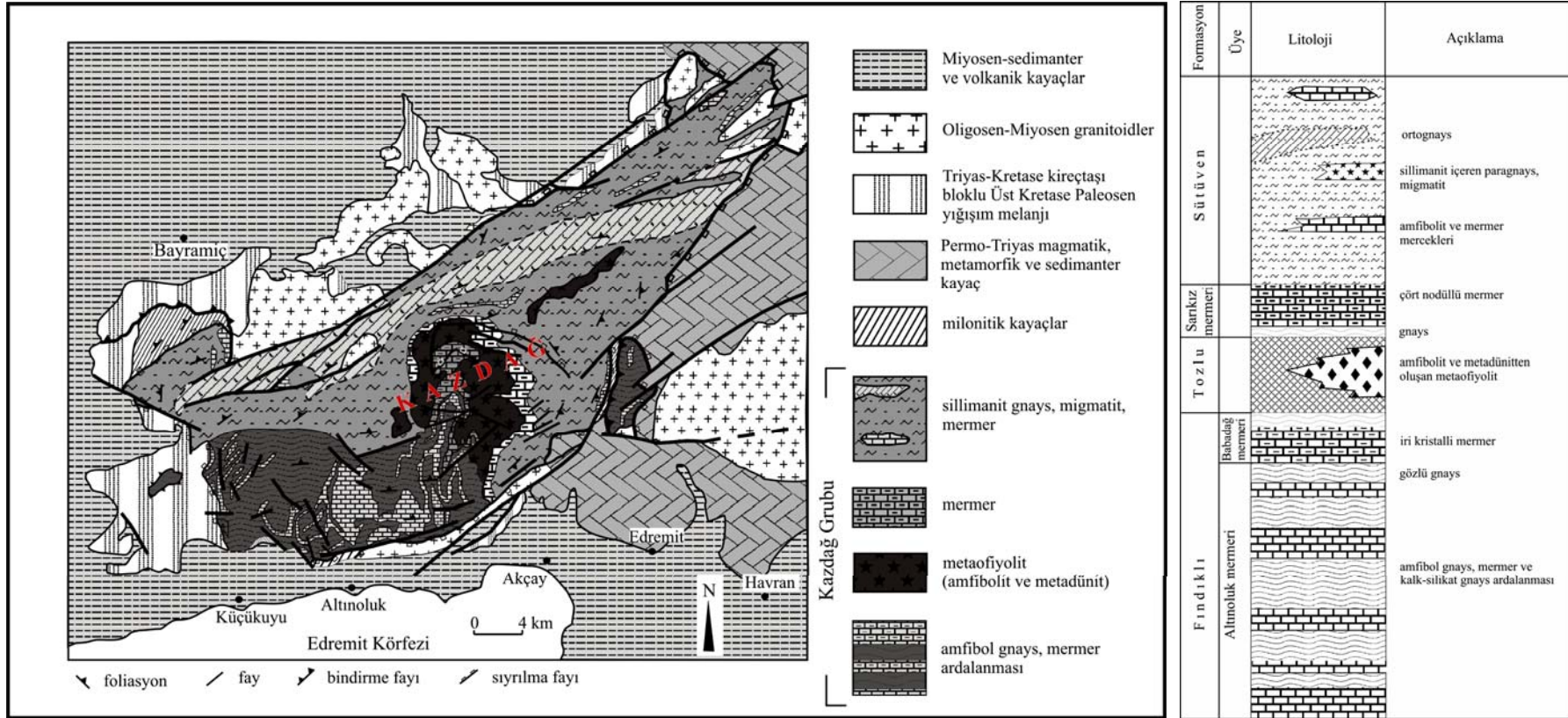
Biça Yarımadası'nın güneyinde ve Edremit Körfezi'nin kuzeyinde bulunan Kazdağ yükseliminin çekirdeğini oluşturan ve Bingöl (1975) tarafından Kazdağ Grubu olarak adlandırılan gnays, amfibolit ve mermerlerden oluşan birim; Okay ve diğ. (1990) ile Okay ve Satır (2000b) tarafından Oligo-Miyosen metamorfik çekirdek kompleksi olarak ele alınmıştır. Tektonik olarak Kazdağ Grubu, Sakarya Zonu içerisinde yer alır ve kuzeybatı Türkiye'deki en alt kabuk seviyelerini sergiler (Duru ve diğ., 2004). Miyosen sonrası gelişen genişlemeli tektonik rejimin bir sonucu olarak bugünkü konumuna yükseldiği düşünülen (Okay ve Satır, 2000b; Duru ve diğ., 2004) Kazdağ Masifi yapısal olarak, kıvrım eksenine KD-GB doğrultulu olan ve her iki yöne dalımlı bir antiklinoryumdur (Duru ve diğ., 2004; Yücel-Öztürk ve diğ., 2005). Metamorfizmaya uğramış ultramafik kayalar ve metagabro bu yapının çekirdeğini oluşturur ve yukarı doğru mermer ve amfibolit arakatlı felsik gnaysa geçen mermerce zengin bir seri tarafından örtülür (Bingöl, 1969; Pickett ve Robertson, 1996). Kazdağ Masifi, batı kesimlerde felsik gnays, kalk-silikat gnays, amfibolit, mermer, migmatit ve metaserpantin içerir (Okay ve Satır, 2000b).

Amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş Kazdağ Masifinde (Okay ve Satır, 2000b); Yaltrak ve Okay (2004) tarafından; birbiri ile yapısal dokunak sunan, alttan üste doğru şu birimler ayrılanmıştır; (1) metaofiyolitlerden (metadunit, metagabro, metapiroksenit ve amfibolit) oluşan Babadağ Formasyonu, (2) mermerlerden oluşan Sarıkız Formasyonu, (3) mermer arakatlı amfibolitlerden oluşan Kavurmacılar Formasyonu, bunların üzerine (4) dereceli geçişle mermer arakatlı gnaylardan oluşan Altınoluk Formasyonu olarak dört formasyona ayrılırken, Duru ve diğ. (2004) tarafından alttan üste doğru; amfibollü gnays, kalk-silikat gnays ve mermer içeren Fındıklı Formasyonu, bunlar üzerinde metadunit ve amfibolitten oluşan Tozlu Formasyonu, ince bir paragnays seviyesi ile başlayan ve başlıca karbonatlardan oluşan Sarıkız Mermeri ve Sarıkız Mermeri'ni ve Fındıklı Formasyonu'nu keskin bir dokunakla üzerleyen ve başlıca ince kristalli mermer, amfibolit, granitik gnays seviyeleri ve mercikleri içeren feldspatlı gnaystan oluşan Sutüven Formasyonu olarak yine dörde ayrılmıştır (Şekil 1.4). Böylece Yaltrak ve Okay (2004)'e göre masifin görülür temelinde peridotit, piroksenit ve

amfibolitlerden oluşan metaofiyolitik kayalar bulunurken, Duru ve diğ. (2004)'e göre gnays ve mermerler bulunmaktadır.

640±50 °C de ve 5±1 kbar basınçta metamorfizmaya uğradığı düşünülen (Okay ve Satır, 2000b) Kazdağ Masifi gnayslarından tek zirkon Pb evaporasyon yöntemiyle elde edilen yaş Orta Karboniferi (308±16 My) vermektedir ve elde edilen bu Orta Karbonifer yaşı Hersiniyen (yüksek dereceli) metamorfizmasının yaşı olarak yorumlanmıştır (Okay ve diğ., 1996). Bingöl (1969) tarafından gnayslardan elde edilen 233±24 My Rb/Sr yaşı ise Okay ve diğ., (1996) tarafından Karakaya Kompleksinin yerleşimiyle ilgili ikincil düşük dereceli metamorfizma olarak yorumlanmıştır. Ayrıca Kazdağ gnayslarındaki mikalardan alınan K/Ar, 26±3 My ve 27±3 My (Bingöl, 1969) ile Rb/Sr, 20-18 My ve 24-20 My (Okay ve Satır, 2000b) (Oligo-Miyosen) yaşları Alpin metamorfizması ile Kazdağ Grubu kayalarının yükseldiğini işaret etmektedir.

Kazdağ Masifi'nin yükselmesinin iki evrede gerçekleştiği belirtilmektedir. Masifin ilk yükselmesi Geç Oligosen'de (~24 My) sünümlü bir makaslama zonu boyunca ~14 km derinlikten ~7 km derinliğe doğru olmuştur. Makaslama zonu boyunca meydana gelen bu yükselme Geç Oligosen (~24 My) granitoidinin sokulumuyla son bulmuştur. İkinci aşamada yüzeyleme Kuzey Anadolu Fayı'nın kırılğan fayları boyunca Pliyosen-Kuvaterner döneminde gerçekleşmiştir (Okay ve Satır 2000b).

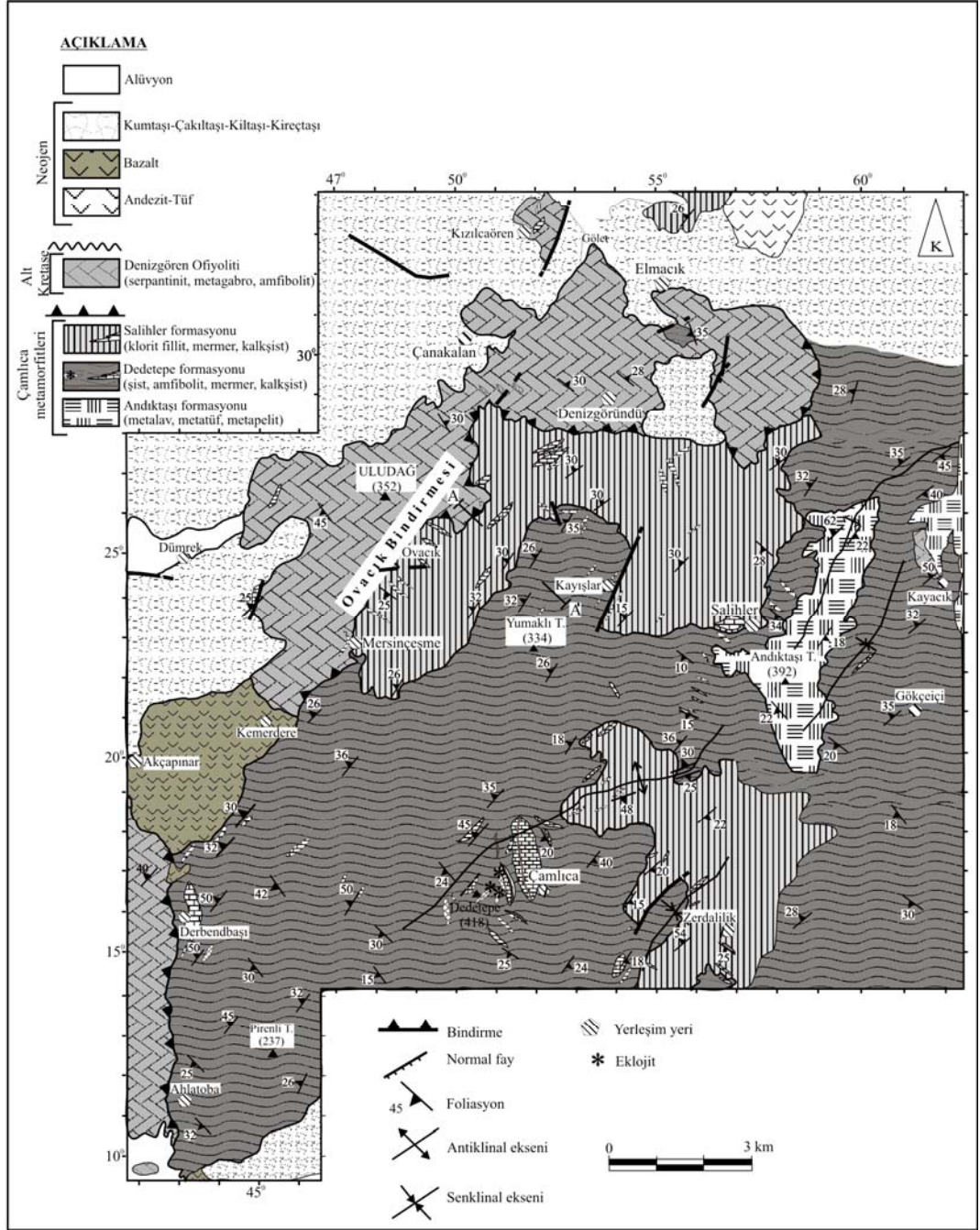


Şekil 1.4. Kazdağ Grubu'nun jeoloji haritası ve stratigrafik kolon kesiti (Duru ve diğ., 2004'ten alınmıştır).

1.4.2. amlıca Grubu

Biça Yarımadası'nda Ezine'nin kuzeyinde ve Karabiga'nın batısında geniş alanlarda yüzeyleyen metasedimanter kayalar Çamlıca Metamorfikleri olarak isimlendirilmiştir (Okay ve diğ., 1990). Ezine kuzeyinde, Çamlıca Metamorfiklerinin %80'den fazla kesimi gri, kahverengi, yeşilimsi kahverengi, iyi gelişmiş foliasyon gösteren mikaca zengin mikaşistlerden ve bu mikaşistler arasında, kalınlıkları 10 m yi bulan sarımsı kalkşist, beyaz, sarı veya siyah mermer, beyaz metakuvarsit ve albit-klorit şist seviyelerinden oluşur ve Ovacık Bindirmesi boyunca Karadağ Birimi (Ezine Grubu, Beccaletto, 2004) ve Denizgören Ofiyolitinin tektonik olarak altında bulunur (Okay ve diğ., 1990; Okay ve Satır, 2000a).

Şengün (2005) ise, Ezine kuzeyinde, birimi oluşturan kaya topluluklarını arazi gözlemlerine dayanarak formasyon aşamasında, alttan üste doğru; yeşil, sarımsı yeşil renkte metalav, metatüf ve metapelitten oluşan Andıktaş formasyonu, Andıktaş formasyonu ile uyumlu, şist, siyah mermer, kalkşist ve metabazit ardalanmasından oluşan Dedetepe formasyonu, Dedetepe formasyonu ile yine uyumlu fillit, beyaz mermer ve kalkşist ardalanmasından oluşan Salihler formasyonu olarak üçe ayırmış ve Çamlıca Grubu olarak yeniden adlandırmıştır (Şekil 1.5 ve 1.6).



Şekil 1.5. Çamlıca Grubu'na ait jeoloji haritası (Şengün ve Çalık, 2007'ten alınmıştır).

| Fm | Fm | Litoloji | Açıklama |
|-------------|---------------------------------------|---------------------|---|
| Kuvaterner | | | alüvyon |
| Neojen | Neojen volkanik - Sedimenter Kayalari | | bazalt |
| | | | fosilli kumtaşı-çakıltaşı-marn-kireçtaşı ar dalanmasından oluşan tortullar |
| | | | çapraz tabakalanmalı kumtaşı-çamurtaşı |
| | | | kırmızı renkli karasal tortullar |
| | | | çakıltaşı |
| | | | andezit-tüf |
| Alt Kretase | Denizgören ofiyoliti | | serpantinit, metagabro, amfibolit, |
| Paleozoyik | Çamlıca metamorfik kayalari | Salihler formasyonu | fillit-kalkşist-beyaz mermer ar dalanması |
| | | | eklojit içeren amfibolit mercekli muskovit-kuvars şist, mika şist, albit-epidot-klorit şist, kalk şist, siyah mermer ar dalanması |
| | | | metavolkanik topluluk: kahverengi, yeşil, sarımsı yeşil metalav, metatüf, metapelit |
| | Andıktaşı fm | | Ölçeksiz |

Şekil 1.6. Çamlıca Grubu'na ait tektono-stratigrafik kolon kesiti (Şengün ve Çalık, 2007'ten alınmıştır).

Karabiga batısında ise, Çamlıca Metamorfikleri mikaca zengin, iyi foliasyon gösteren, gri, koyu gri, kırmızı, kahverengi kuvars mika şist ve fillatlardan ve bunlar içerisinde 1-100 m kalınlıkta kalkşist, metakuvarsit ve mermer seviyelerinden oluşur. Orta Eosen veya daha genç sedimenter ve volkanik kayalarca uyumsuz olarak örtülür ve Geç Tersiyer yaşta iki büyük granodiyorit tarafından kesilir (Okay ve diğ., 1990).

Çamlıca Metamorfiklerindeki kuvars mika şistlerdeki fengit mineralinde Rb/Sr metoduyla 65-69 my (Geç Kretase) yaşı elde edilmiştir. Buna göre, Çamlıca Metamorfiklerini etkileyen eklojit fasiyesi metamorfizmasının ise Maastrichtiyen yaşında olduğu belirtilmiştir (Okay ve Satır, 2000a).

1.4.3. Ezine Grubu

Okay ve diğ. (1990) nin Gelibolu ve Biga Yarımadaalarında ayırdıkları KD-GB yönünde uzanan dört büyük tektonik kuşaktan biri olan Ezine Zonu, yine KD-GB yönünde uzanan üç birimden oluşmuştur: Karadağ Birimi, Denizgören ofiyoliti ve Çamlıca metamorfikleri.

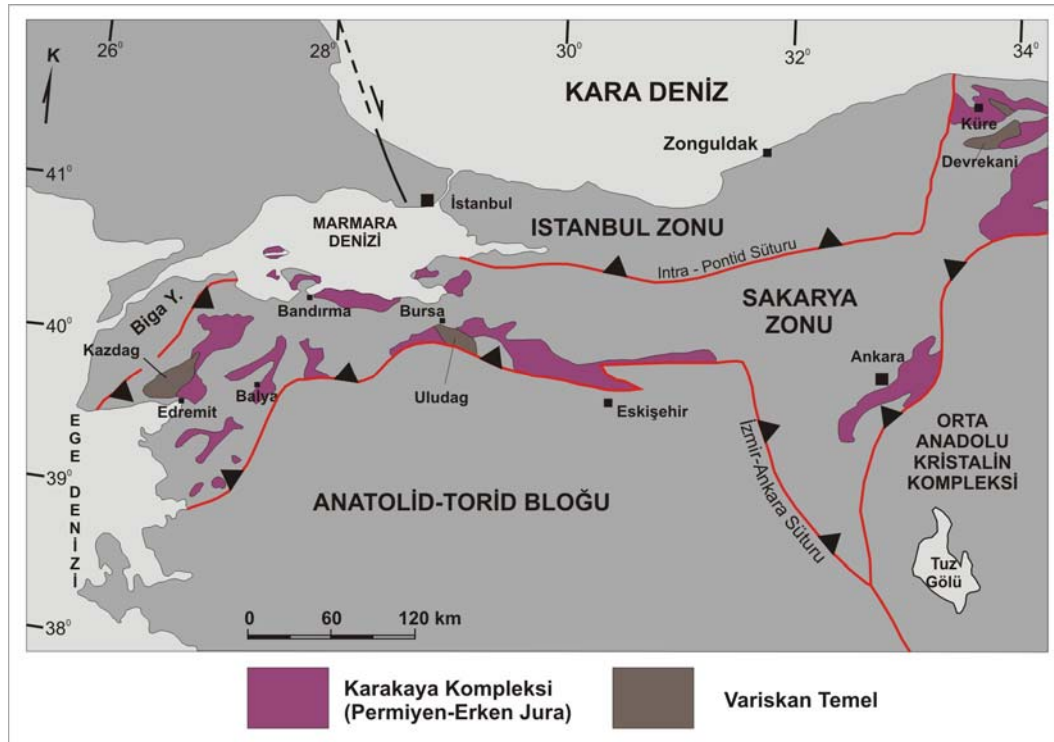
Beccaletto (2004), yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş sedimanter seriyi (Karadağ Birimi, Okay ve diğ., 1990) Ezine Grubu olarak adlandırmış ve stratigrafik özelliklerine göre, monoton, siyah renkli ve kalınlığı yaklaşık 700 m olan rekristalize kireçtaşları ile karakterize edilen ve içerisindeki Permocalculus alg fosiline göre Orta-Geç Permiyen yaşlı Geyikli Formasyonu, Geyikli Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen ve başlıca; tabakalı, masif görümlü gri rekristalize kireçtaşı, koyu gri, pembe ve beyaz renkli, tabakalı rekristalize kireçtaşlarından oluşan (Beccaletto, 2004; Şengün, 2005) ve içerisinde Orta-Geç Permiyen (Beccaletto, 2004) ve Geç Permiyen (Kalafatçioğlu, 1963; Gözler ve diğ., 1984, Okay ve diğ., 1990) fosilleri bulunan Karadağ Formasyonu, yine uyumlu olarak Karadağ Formasyonu üzerine gelen, baskın olarak yeşil renkli metabazitler ile şist ve metaflaş merceklerinden ve kireçtaşlarından oluşan, Denizgören ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenen (Şengün, 2005) ve kireçtaşları içerisindeki konodont (Gladigondella sp.) fosiline göre Skitiyen-Orta Karniyen yaşlı (Kozur, 1991) Çamköy Formasyonu olarak üç alt gruba ayırmıştır.

1.4.4. Karakaya Kompleksi

Ege Denizi'nden İran'a (> 1100 km) kadar uzanan (Pickett ve Robertson, 2004) ve ilk kez Bingöl ve diğ. (1973) tarafından tanımlanan; spilitik bazalt, çamurtaşı ve radyolarit-çört arakatlı feldspatik kumtaşı, kuvarsit, konglomera ve

silttaşından oluşan Karakaya formasyonu, Şengör ve diğ. (1984) tarafından Karakaya kompleksi olarak yeniden adlandırılmıştır (Şekil 1.7).

Bingöl ve diğ. (1973) tarafından Orta Triyas karbonatlara göre Erken Triyas yaşı verilen Karakaya formasyonu, düşük dereceli metamorfizmaya maruz kalmıştır ve bulundurduğu Permiyen ve Karbonifer kireçtaşı egzotik blokları ile karakteristiktir (Okay ve Göncüoğlu, 2004).



Şekil 1.7. Karakaya Kompleksinin dağılımını gösteren Batı Anadolu'nun tektonik haritası (Okay ve Göncüoğlu, 2004'ten sadeleştirilmiştir).

Okay ve diğ. (1990), Karakaya kompleksinin muhtemelen benzer yaşta birçok Jura öncesi tektonostratigrafik birimden oluştuğunu öne sürmüştür ve Biga Yarımadası'nda Karakaya kompleksini; en alt tektonik birimini oluşturan seyrek mermer ve fillit ardalımalı yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metabazit istifinden oluşan Nilüfer Birimi, bunlar üzerinde, Karakaya Kompleksi içinde en yaygın yayılımı olan ve beyaz, açık gri renkli Üst Triyas arkoz ve ardalımalı koyu gri, siyah şeyl ve silttaşlarından oluşan Hodul birimi, bu birim üzerinde büyük bir kısmını sarımsı yeşil, sarımsı kahverengi, kahverengi, çok parçalanmış, çok seyrek

tabakalanma gösteren ayrılmış grovaplardan oluşan Orhanlar grovaki, karakteristik olarak grovaplarda içerisinde ince tabakalı, siyah çört ve beyaz silisli şeyl ardalanması içeren Orhanlar grovaki üzerinde başlıca spilitik bazik volkanik ve piroklastik kayalardan, spilit ve Üst Permiyen kireçtaşı bloklu olistostromlardan, grovak şeyl ve seyrek kalsitürbidit, radyolaryalı çört ve pelajik şeyllerden oluşan Çal birimi olarak ayırt etmiştir. Okay ve diğ. (1990)' nin yaptığı bu ayırda karşın Pickett ve diğ. (1995) tamamen litolojik verilere dayanarak yaptığı ayırtta Karakaya kompleksini yine dört birime ayırmışlardır. Bu birimler stratigrafik olarak en alttan üste doğru spilitik birim, bazalt-çört-kumtaşı birimi, fillitik birim ve döküntü akması baskın birimdir. Yaltırak ve Okay (2004) ise Karakaya Karmaşığını alttan üste doğru Fazlıca birimi, Kınar birimi, Kalabak birimi, Nilüfer birimi, Hodul birimi, Tepeoba birimi ve Çal birimi olarak altı farklı birime ayırmıştır.

Nilüfer birimi, başlıca bazik volkanik ve volkanojenik sedimanter kayalar, matriks destekli çakıltaşları ve kireçtaşlarından oluşur. Karakaya Kompleksinin diğer üyelerince tektonik olarak üzerlenir (Pickett ve Robertson, 2004). Birim içerisinde yer alan eklojitler ve mavişistlerdeki fengit minerallerinde Ar-Ar metoduyla yapılan yaşlandırmada Nilüfer Biriminin yerleşim yaşının Geç Triyas olduğu öne sürülmüştür (Okay ve diğ., 2002). Alt Karakaya Birimi (Nilüfer Birimi) Kretase ve Alpin tektonik hareketlerinden şiddetlice etkilenmiştir (Okay ve Göncüoğlu, 2004) ve Triyas denizaltı dağı olarak yorumlanmıştır (Pickett ve Robertson, 1996; Yaltırak ve Okay, 2004).

Hodul birimi (Okay ve diğ., 1990), arkozik metakumtaşları baskın; şist, seyrek çört arakatlı az miktarda spilitik arakatlı ve mercekler ile Karbonifer-Permiyen kireçtaşı blokları içeren bir birimdir (Okay ve Göncüoğlu, 2004; Yaltırak ve Okay, 2004). Pickett ve Robertson, (1996), Nilüfer Birimini tektonik olarak üzerleyen bu birimi Ortaoba Birimi olarak adlandırmışlar ve derin denizel radyolarit çörtlerce üzerlenmiş Okyanus Ortası Rift Bazaltı (MORB) tipi okyanusal kabuk olarak yorumlamıştır. Yaltırak ve Okay (2004) ise birimin feldspatik türbiditler ile ardalanmalı spilitler, kimi mercek özelliği gösteren beyaz kireçtaşı blokları ile

dalma-batma zonunda yiten okyanus kabuğunun üzerinde gelişen eklenir prizma önu çökelleri olduğunu ileri sürmüşlerdir.

İlk kez Okay ve diğ. (1990) tarafından Kalabak formasyonu olarak isimlendirilen ve Hodul birimini tektonik olarak üzerleyen birim, koyu gri fillit, kuvarsofeldispatik şist ve seyrek seviyeler halinde deforme olmuş konglomera ve rekrystalize kireçtaşlarından oluşur ve okyanus tabanında hemipelajik bir depolanmayı temsil edebilir (Pickett ve Robertson, 1996).

Yapısal olarak en üstteki Çal birimi ise esas olarak döküntü akması, bazalt ve Üst Permian kireçtaşı klastları içeren bir birimdir (Okay ve diğ., 1990; Pickett ve Robertson, 1996). Bu döküntü akmaları, bazaltik lav akıntıları, kalsitürbiditler, pelajik kireçtaşları, şeyl, grovak ve radyolarit-çörtlerle arakatlıdır (Okay ve Göncüoğlu, 2004). Çal birimi, platform içi havzaları oluşturan yaygın Permian karbonat platformu olarak yorumlanmıştır (Pickett ve Robertson, 1996).

1.4.5. Denizgören ofiyoliti:

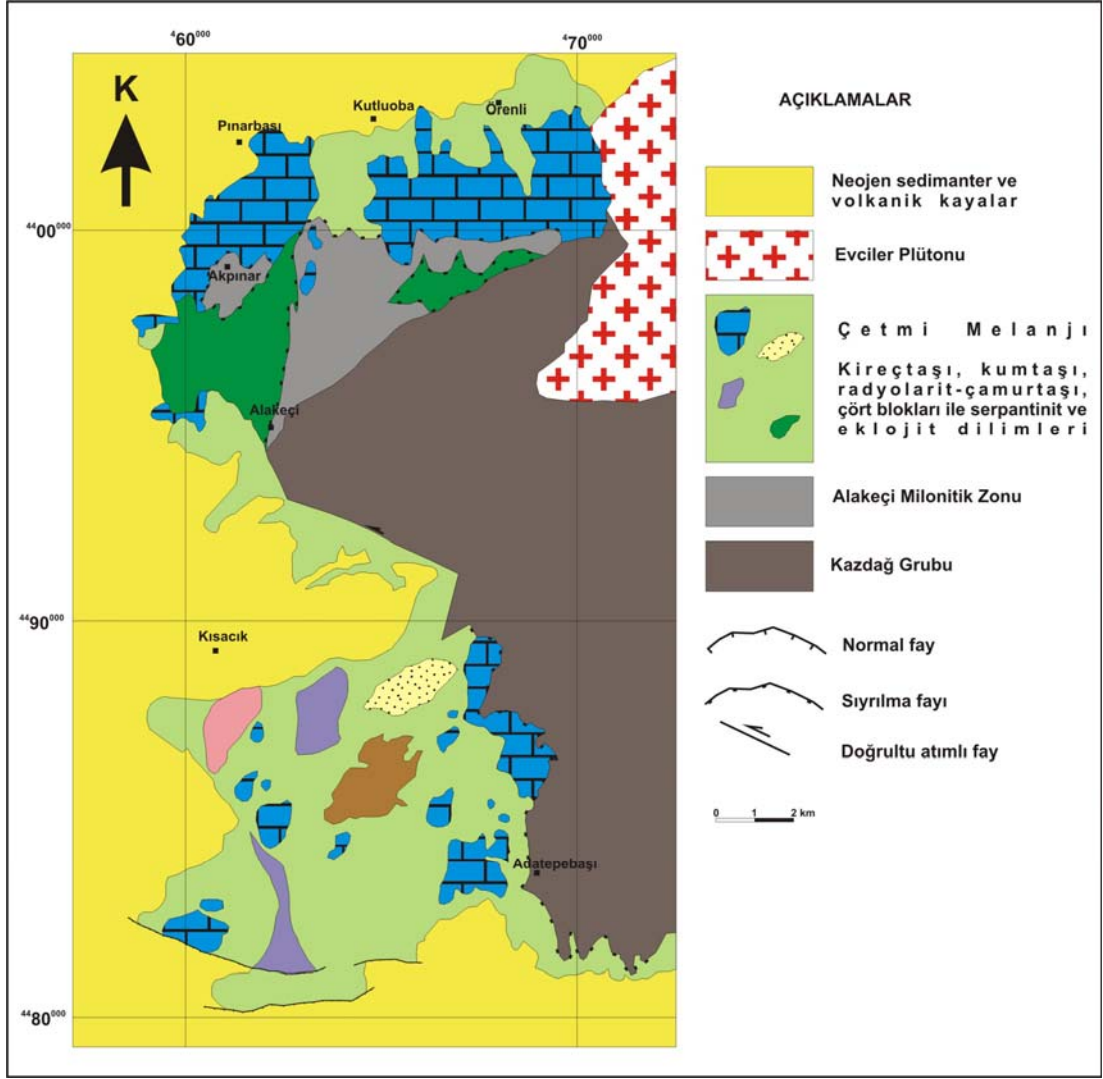
Başlıca, kısmen serpantinleşmiş harzburjitten oluşan Denizgören ofiyoliti, batıda Ezine Grubu üzerine ve doğuda da Çamlıca Metamorfikleri üzerine tektonik bir dokunakla gelir (Okay ve diğ., 1990).

Beccaletto (2004), peridotitlerde yaptığı tüm kaya jeokimya analizlerinde Pickett ve Robertson (1996) un belirttiği gibi Denizgören ofiyolitinin tektonik olarak dalma-batma zonunun üzerinde bir yerde (suprasubduction) geliştiğini öne sürmüştür. Denizgören ofiyolitinin tabanında iyi korunmuş amfibolit dilimleri yer almaktadır (Pickett ve Robertson, 1996; Şengün, 2005). Bu amfibolitlerdeki hornblend Ar-Ar yaşları 117 ± 2 My dır ve bu yaş Denizgören ofiyolitinin yerleşme yaşının Alt Kretase olduğunu göstermektedir (Okay ve diğ., 1996). Yine amfibolitlerden elde edilen Ar-Ar 125 ± 2 My yaşı, okyanus sırtında veya çevresinde gelişmiş olan bindirmenin başlangıç yaşı olarak yorumlanmıştır (Beccaletto, 2004).

1.4.6. Çetmi melanji

İlk kez Okay ve diğ. (1990) tarafından; spilitleşmiş bazik volkanik ve piroklastik kayalar, Üst Triyas, Üst Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase kireçtaşı blokları, şeyl ve grovaktan oluşan birimler Çetmi ofiyolit melanji olarak tanımlanmıştır (Şekil 1.8). Daha sonra Beccaletto (2004), melanjin Biga Yarımadası'nda kuzey (Biga ilçesinin kuzeyinde) ve güney (Küçükuyu ile Bayramiç arasında) olmak üzere iki alanda yüzeyletiğini öne sürmüştür. Güney kesimdeki melanji da, Bayramiç güneyi ve Küçükuyu kuzeyi olarak yine iki kısımda ele almıştır. Görür ve Okay (1996) ise Çetmi melanjinin Trakya Havzasının temelini oluşturabileceğini öne sürmüştür.

Çetmi melanji esas olarak (~%45) spilitik mafik volkanik kayalar, kireçtaşlarının çeşitli tipleri (~%32), nadir radyolarit-çört ve serpantin blokları içeren grovak şeyl (~%15) ve eklojitin geniş tektonik dilimleri ve eklojitik mika şistlerden oluşmaktadır (Okay ve Satır, 2000b). Çoğunlukla Erken-Orta Albiyen (Alt Kretase) yaşlı ve grovak-şeyl birlikteliğinden oluşan bir matriksi olan melanjin içerisinde; Orta Triyas kırmızı nodüler kireçtaşı, Geç Triyas kireçtaşı, rekristalize olmamış kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı, Orta-Geç Jura-Erken Kretase radyolarit-çamurtaşı blokları yer alır (Beccaletto, 2004).



Şekil 1.8. Çetmi melanjı'nın jeoloji haritası (Beccalotto ve diğ., 2005'ten sadeleştirilmiştir).

Beccalotto ve Steiner (2005), Çetmi melanjı'nın bir Tetis yığışım melanjı olduğunu ve azalan bolluk sırasıyla;

- Altere olmuş bazik ve piroklastik kayaların dilim ve blokları
- Geç Triyas yaşlı kireçtaşı blokları
- Eklojit, serpantinit ve lisvenit gibi çeşitli litolojiler
- Triyas yaşlı pelajik kireçtaşı ve radyolarit blokları
- Grovak ve şeyl araldanmasından oluşan matriks, içerdiğini öne sürmüştür.

Bütün alan, Erken Paleojen'den itibaren, melanjin başlangıçtaki görünüşünü ve diğer birimlerle olan dokunaklarını oldukça değiştiren şiddetli bir gerilme ve doğrultu atım tektoniğinden etkilenmiştir (Beccaletto ve diğ., 2005).

Çetmi melanji içindeki Kazdağ Masifine ait tektonik bir pencere, melanjin dikey yapısal kalınlığının 1,5 km yi geçmediğini göstermektedir ve eklojitler ile bunlarla ilişkili şistlerin dışında, melanjin içindeki kayalar metamorfizmaya uğramamışlardır (Okay ve Satır, 2000b).

Çetmi melanji, Kazdağ Masifi üzerinde tektonik bir dokunakla bulunur (Okay ve Satır, 2000b) ve Küçükkuş formasyonu'nun sedimanter kayalarınca tektonik olarak üzerlenir (Beccaletto ve Steiner, 2005).

1.4.7. Evciler plütönu

Öngen (1978) tarafından tanımlanan Evciler plütönu, Kazdağlarının kuzeyinde yer alan elips biçimli ve kalkalkalen karakterde bir plütöndür. Kazdağ domuna ve Alakeçi makaslama zonuna paralel şekilde, kabaca KD-GB yönünde uzanır ve mineralojik bileşimi monzodiyoritten kuvarsdiyorite ve granodiyorite değişmektedir (Okay ve Satır, 2000b). Evciler plütönu'nun yaşı Rb/Sr metoduna göre $25\pm 0,3$ My olarak belirtilmiştir (Birkle, 1992). Kazdağ Masifi, Alakeçi makaslama zonu ve Çetmi melanjını kesen Evciler plütönu orta, eş boyutlu taneli ve genellikle deforme olmamıştır. Ancak plütönun güney sınırında birkaç metre kalınlığında ve granitoidin foliasyon ve lineasyon kazandığı yüksek sıcaklık makaslama zonları bulunmaktadır. Foliasyon ve lineasyon genel yapıya uygundur ve bu da Evciler plütönunun kısmen gerilme deformasyonundan etkilendiğini göstermektedir (Okay ve Satır, 2000b).

1.4.8. Biga Yarımadası'ndaki Volkanik Kayaçlar

Biga Yarımadası'nda Senozoyik yaşlı volkanik kayalar arazi ve laboratuvar çalışmalarına dayanarak 6 gruba ayrılmıştır (Ercan ve diğ., 1995) (Şekil 1.9). Bunlar:

- Eosen yaşlı Balıklıçeşme volkanitleri
- Oligosen yaşlı Çan volkanitleri
- Geç Oligosen yaşlı Kirazlı volkanitleri
- Erken-Orta Miyosen yaşlı Behram volkanitleri
- Orta Miyosen yaşlı Hüseyinfaki volkanitleri
- Geç Miyosen yaşlı Ezine bazaltlarıdır.

Ercan ve diğ. (1995) tarafından yapılan radyometrik yaş ölçümleri Eosen–Orta Miyosen arasında oluşan tüm volkanitlerin kalkalkalen, Geç Miyosen'de oluşmuş volkanitlerin ise alkalin olduğunu göstermiştir. Volkanitler, bölgedeki tektonik ile ilişkili olup, kalk-alkalin volkanitler sıkışma rejiminin egemen olduğu bir ortamda, alkalin volkanitler ise gerilme rejiminin etkisiyle meydana gelmişlerdir.

1.4.8.1. Balıklıçeşme Volkanitleri

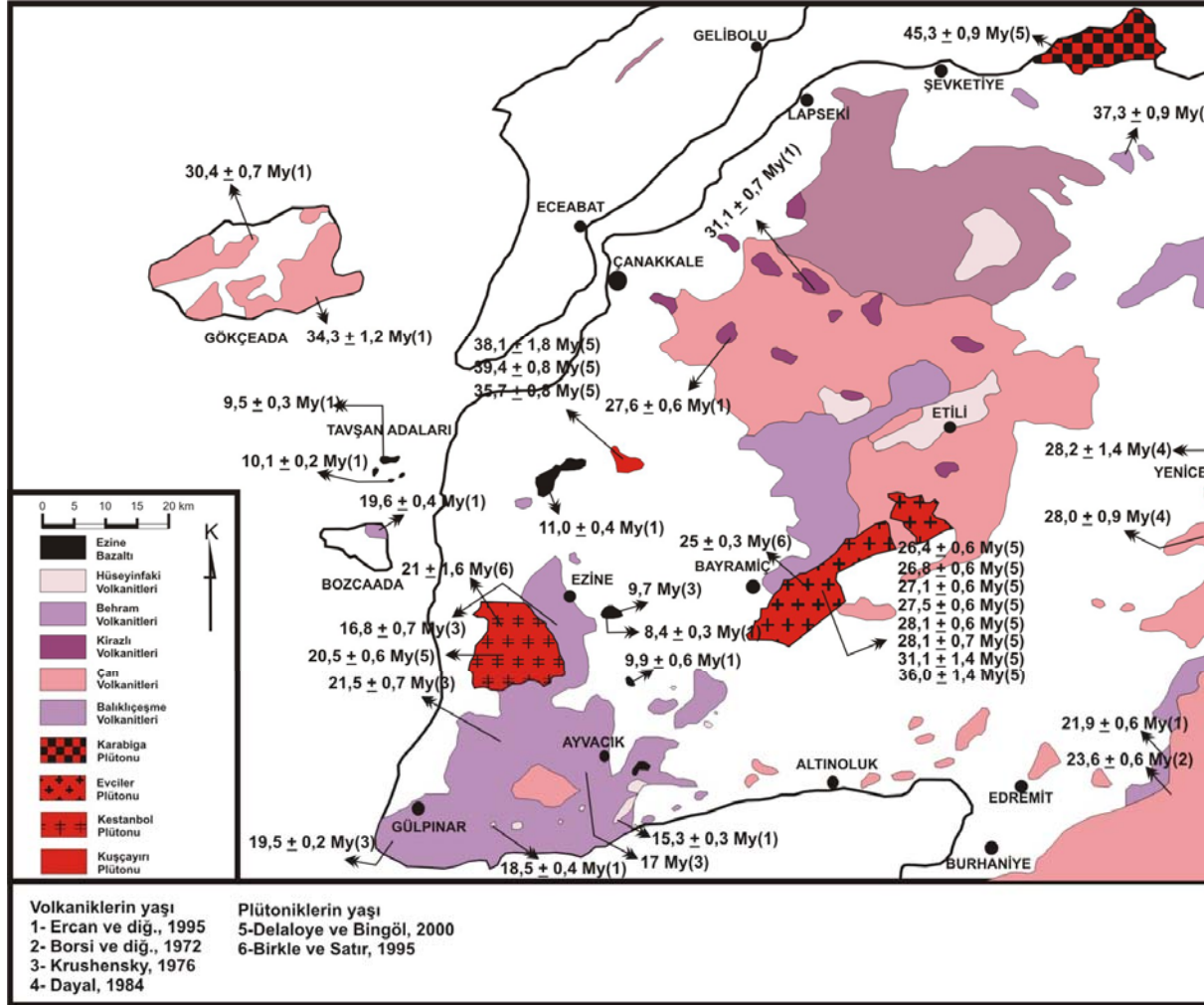
Bölgede Tersiyer volkanizması ilk olarak Eosen'de, Biga Yarımadası'nın kuzey kısmında Lapseki-Biga ilçe merkezleri arasında ve daha batıdaki Gelibolu Yarımadası'nda yüzlekler vermeye başlamıştır (Ercan ve diğ., 1995). Bu bölgede andezitik lav ve tüfler Fıçitepe formasyonu olarak adlandırılan (Siyako ve diğ., 1989), kumtaşı, şeyl, ince kömür ara katkılı çakıltaşlarıyla ardalanmalı olarak ortaya çıkmışlardır. Orta Eosen'de bölgede önemli bir transgresyon başlamış, sığ denizel kireçtaşları (Soğucak Kireçtaşı) çökelmiştir. Bu sırada devam eden Eosen volkanizması andezitik türde lavlar oluşturmuştur.

Daha sonra Üst Eosen'e doğru Biga ve Gelibolu Yarımadalarını kapsayan havzanın güney şelfi giderek derinleşmekte ve genellikle türbiditlerden oluşan Ceylan Formasyonu (Ünal, 1967; Siyako ve diğ., 1989) çökelmeye başlamıştır. Tüm Eosen boyunca oluşan bu volkanizma Balıklıçeşme yerleşim merkezi dolayında

yüzlekler verdiği için bu volkanitler “Balıklıçeşme volkanitleri” olarak adlandırılmıştır (Ercan ve diğ., 1995).

Ercan ve diğ. (1995) tarafından, Eosen volkanitlerinden alınan örneklerde yapılan petrografik incelemeler sonucunda; andezitik lavların porfirik dokulu, kloritleşmiş ve killeşmiş plajioklas mikrolitleri, piroksen ve opak mineral bulunduran hamur içerisinde plajioklas fenokristalleri, biyotitleşmiş ve opaklaşmış hornblend kırıntıları ve diyopsitik ojit kristalleri ile belirgin oldukları, dasitik lavların ek olarak kuvars kristalleri içerdikleri saptanmıştır.

Eosen volkanizmasına ait son evrelerde oluşmuş, Balıklıçeşme yakınında alınan dasitik bir lav örneğinde K/Ar yöntemiyle radyometrik yaş tayini yapılmış ve 37.3 ± 0.9 milyon yıllık (Üst Eosen sonu) bir yaş elde edilmiştir (Ercan ve diğ., 1995).



Şekil 1.9. Biga Yarımadası Tersiyer volkanizmasının dağılımı (Ercan ve diğ., 1995'ten değiştirilmiştir.)

1.4.8.2. Çan Volkanitleri

Bu bölge Erken Eosen'den itibaren kara haline geçmiş, yükselmiş ve bölgede andezit, dasit, riyodasit türde lav, tuf, aglomeralardan meydana gelen karasal bir volkanizma gelişmiştir. Bu tür kayaçlar Çan-Etili civarında, Edremit dolaylarında, Çanakkale doğusunda ve Gökçeada'da yüzeylemiştir.

Tuf ve lavların büyük bir kısmı alterasyona uğramış, pek çoğu da silisleşmiş, yer yer de piritleşmiştir. Ayrıca tüfler içinde hidrotermal kuvars damarları da bulunmaktadır. Ayrıca tüflerin ayrışmasıyla da zengin kaolen yatakları oluşmuştur.

Oligosen volkanizmasına ait Gökçeada'daki yüzleklerden alınan iki örnekte K/Ar yöntemiyle radyometrik yaş ölçümü sonucunda $34,3\pm 1,2$ ile $30,4\pm 0,7$ milyon yıllık iki yaş saptanarak volkanizmanın Erken Oligosen sonlarından itibaren etkin olduğu saptanmıştır (Ercan ve diğ., 1995). Ancak Siyako ve diğ. (1989) tarafından Çan volkanitlerine ait yüzlekler "Doyran volkaniti" olarak adlandırılmış ve Alt Miyosen yaşta oldukları kabullenilmiştir.

Çan volkanitlerinde hidrotermal alterasyon son derece yoğun olup, alterasyonun geliştiği yörelerde silisleşmiş zonlar içinde Au, Ag, Pb, Cu, As, Mo ve Hg yataklanmaları oluşmuş ve bunlar binlerce yıldan beri işletilmektedirler.

1.4.8.3. Kirazlı Volkanitleri

Çan volkanitlerinin yaygın yüzlekler meydana getiren andezitik ve yer yer de dasitik nitelikli lav, tuf ve aglomeraların oluşumlarının son evrelerinde, volkanizma nitelik değiştirmiş ve genellikle dayklar, yer yer de lav akıntıları şeklinde, trakiandezit ve bazaltik türde siyah küçük yüzeylemeler meydana getirmişlerdir. Biga Yarımadası'nın orta kesiminde KB-GD yönünde kırık hatları boyunca gözlenen bu küçük yüzleklerin en iyi izlendikleri Kirazlı yerleşme merkezi göz önüne alınarak "Kirazlı volkanitleri" olarak adlandırılmışlardır. (Ercan ve diğ., 1995). Kirazlı volkanitleri bazen bazaltik bazen de trakiandezitik bileşimdedirler.

Ercan ve diğ. (1995) tarafından alınan iki örnekte yapılan radyometrik yaş ölçümleri sonucu trakiandezit türde lavda $31,1 \pm 0,7$ milyon yıl, bazaltik türde lavda ise $27,6 \pm 0,6$ milyon yıllık yaşlar (Oligosen) saptanmıştır.

1.4.8.4. Behram Volkanitleri

Biga Yarımadası'nda Erken–Orta Miyosen süresince çeşitli evrelerle yoğun bir volkanizma egemen olmuş ve andezit, dasit, riyodasit, latit türde lav, tuf ve aglomeralar ile geniş alanlar kaplayan ignimbiritler meydana gelmiştir. Biga Yarımadası'nda Erken-Orta Miyosen volkanizması Siyako ve diğ. (1989) tarafından “Ezine volkanitleri” olarak adlandırılmış, ancak yaşlarının Orta-Geç Miyosen olduğu öne sürülmüştür. Buna karşın, yapılan tüm radyometrik yaş belirlemeleri 21.5 ile 16.8 milyon yıl arasında (Borsi ve diğ., 1972) Erken-Orta Miyosen yaşını vermektedir.

Ercan ve diğ. (1995) tarafından “Behram volkanitleri” olarak adlandırılan Erken-Orta Miyosen volkanizmasının lavları andezit, dasit, riyodasit, latit türde olup gri, siyah, sarı, pembe ve bordo renklerde izlenir. Yer yer çok sert, bol çatlaklı olan lavlarda tipik akma yapıları gözlenir. Tüfler gri, sarı ve beyaz renklerde olup yer yer kaolenleşmiştir.

1.4.8.5. Hüseyinfaki Volkanitleri

Biga Yarımadası'nın güney kısmında Behram dolaylarında, Geç-Orta Miyosen yaşlı Behram volkanitlerini meydana getiren volkanizmanın son evrelerinde bunları keserek dayklar ve lav akıntıları şeklinde küçük yüzeylemeler veren bazalt ve trakiandezit türde lavlar saptanmış ve “Hüseyinfaki Volkanitleri” olarak adlandırılmışlardır (Ercan ve diğ., 1995). Hüseyinfaki volkanitleri de Kirazlı volkanitleri gibi bazalt ve trakiandezit türde olup, trakiandezitik lavlar çoğunluğu oluşturmaktadır.

Ejima ve diğ. (1987) (Ercan ve diğ., 1995 içinde) tarafından, birimin tipik olarak gözlendiği Ayvalık-Hüseyinfaki köyü yakınından alınan örnekte $15,3 \pm 0,3$ My

değerler elde edilmiş ve Hüseyinfaki volkanitlerinin Orta Miyosen yaşta oldukları belirlenmiştir.

Ercan ve diğ. (1995) tarafından, Hüseyinfaki volkanitlerinde yapılan petrografik çalışmalar sonucunda, trakiandezit türde olan bazalt görünümlü lavların mikrolitik - porfirik dokuda olup, ince mikrolitler, mafik mineraller, volkanik cam ve küçük opak minerallerden oluşan bir hamur maddesi içinde plajioklas (labrador ve anortit), daha az olarak da ojit, olivin ve opak mineral kristalleri gözlenmiştir. Plajioklaslar, mikrolit ve fenokristaller şeklindedir.

1.4.8.6. Ezine Bazaltı

Biga Yarımadası'nda Geç Miyosen sonlarına doğru meydana gelen Senozoyik volkanizmasının son evresi ile alkali olivin bazaltik lavlar oluşmuştur. Bunlar genç açılma çatlakları boyunca yeryüzüne çıkarak yayılmış ve küçük yüzlekler oluşturmuşlardır. Bazen de ender olarak dayk ve domsal yapı da göstermektedirler. Biga Yarımadası'nda Ayvacık-Ezine arasında ve Tavşan adalarında yüzlekler verirler.

Siyako ve diğ. (1989) bu birimleri "Taştepe bazaltı" olarak adlandırmış ve Pliyo-Kuvaterner yaşta meydana gelmiş olabileceklerini belirtmişlerdir. Ercan ve diğ. (1995) tarafından değişik yüzeylerden alınan 5 farklı örnekte K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş ölçümleri yapılarak $11,0 \pm 0,4$; $10,1 \pm 0,2$; $9,9 \pm 0,6$; $9,5 \pm 0,3$ ve $8,4 \pm 0,3$ milyon yıllık sonuçlar elde edilerek bölgede "Ezine bazaltı" olarak adlandırılan bu alkali bazaltların Üst Miyosen sonlarına doğru yüzeyleme verdikleri saptanmıştır.

Lavlarda yapılan petrografik çalışmalar sonucunda, bunların intergranüler ve mikrolit porfirik dokuda olup, hamur maddesinin irili ufaklı plajioklas çubukları, ufak piroksenler, özşekilli ufak opak taneler ve volkanik camdan oluştuğu, yer yer karbonat dolgusu bulunduğu ve plajioklas, olivin, ojit fenokristalleri içerdikleri saptanmıştır (Ercan ve diğ., 1995).

1.4.9. Küçükkuyu formasyonu

Küçükkuyu formasyonu, Biga Yarımadası'nın güneyinde, Oligo-Miyosen volkanizmasıyla eş zamanlı, gösel türbidit çökelleriyle temsil edilmektedir (Siyako ve diğ., 1989). Birim ~20 km uzunlukta ve ~5 km genişlikte küçük bir alanda yüzlek vermektedir (Beccaletto, 2004).

Küçükkuyu formasyonu, fasiyes ilişkileri ve benzerliklerine göre, iri taneli kırmızımsı-grimsi renkli kumtaşı ve çakıltası bulunduran volkano-döküntü serisinden oluşan ve üste, doğru karbonatlaşma gösteren alt üye, ~400 m kalınlığa sahip ve sarımsı okside siltli şeyl ve silttaşı-kumtaşı türbiditlerinin ritmik ardalamasından oluşan orta üye ve ~20–30 m kalınlıkta bej-sarı renkli tüfitten oluşan üst üye olarak üçe ayrılmıştır (Beccaletto, 2004).

Orta üyenin batı kesimlerinde gözlenen bitümlü şeyl-siltli kireçtaşı ardalanmasından yapılan palinolojik çalışmalara göre Küçükkuyu formasyonun yaşı Erken Miyosen'dir (İnci, 1984). Üst üyedeki tüfitlerden alınan biyotitte yapılan Ar-Ar metoduyla alınan $34,4 \pm 1,2$ My Geç Eosen (Priaboniyen) yaşı, üst üyenin kaynak kayasını oluşturan volkanizmanın yaşı olarak yorumlanmıştır (Beccaletto, 2004).

Küçükkuyu formasyonu altındaki Çetmi melanjına ait birimler formasyon içindeki birimlere kaynak olmuşlardır. Bu da, havza gelişimi sırasında Çetmi melanjının var olduğunun kanıtıdır. Ancak Kazdağ masifine ait hiçbir metamorfik malzeme Küçükkuyu formasyonu içinde bulunamamıştır (Beccaletto, 2004).

1.4.10. Çanakkale formasyonu

Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından adlandırılan Çanakkale formasyonu, çoğunlukla denizel çökellerden oluşur. Genel litolojisini çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı, silttaşı, marn, kalkarenit ve oolilik kireçtaşları oluşturur. Kıyı, lagün, gelgit kanalı ve ooid bankları gibi alt ortamlarda çökelen formasyon içinde Güzelyalı üyesi, İntepe üyesi ve Tekkedere üyesi olmak üzere üç üye tanımlanmıştır. Güzelyalı üyesi, çakıltası, kumtaşı, silttaşı ve kumtaşından oluşmaktadır ve tip kesit yeri olan Güzelyalı' ya atfen ilk defa (Atabey ve diğ., 2004) Güzelyalı üyesi olarak

adlandırılmıştır. Güzelyalı üyesi egemen olarak kaba taneli kumtaşı ile daha az oranda çakılcık-ufak çakıllı çakıltaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır. Bu çökeller içinde zaman zaman derinliği birkaç metreye ulaşan kanal dolgusu kumtaşları ve ufak çakıllı konglomeralar yer almaktadır. Kanal dolgusu çökeller içinde omurgalı fosilleri (çene ve diş parçaları) ile boyu 50 cm ye ulaşan silişleşmiş ağaç parçaları tespit edilmiştir (Atabey ve diğ., 2004). İntepe üyesi ile yanal ve düşey yönde geçişler oluşturur. Yanal yönde İntepe üyesinin kumtaşı, silttaşı, kalkarenit ve kıltaşlarına geçmektedir. Güzelyalı üyesinin yaşı; göreceli olarak Geç Miyosen (Üst Miyosen) başı olmalıdır (Atabey ve diğ., 2004).

Taner (1997) (Atabey ve diğ., 2004 içinde) tarafından kumtaşı ve kumlu kireçtaşı birimi Gelibolu formasyonunun İntepe üyesi, Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından ise Çanakkale formasyonunun Çamrakdere üyesi olarak adlandırılmıştır. İntepe üyesi çamurtaşı, silttaşı, kumtaşı ve çakılcıklı konglomera ile kalkarenitten oluşmaktadır. İntepe üyesi altta Güzelyalı üyesine ait kumtaşları ve üstüne gelen Tekkedere üyesinin kumtaşı, kalkarenitleri ile yanal ve düşey yönde geçişlidir (Atabey ve diğ., 2004).

Tekkedere üyesi ince-orta tabakalı ve pelecypodlu kalkarenit, kalın tabakalı kireçtaşı, kalın tabakalı, fosil kavkılı kumtaşı, ince tabakalı stromatolit yapıli (algalmat renkli) kireçtaşı, oolitle kireçtaşı, silttaşı, marn ve kıltaşından oluşur. Birim alttaki İntepe üyesi ile geçişlidir (Atabey ve diğ., 2004).

1.4.11. Bayramiç formasyonu

Siyako ve diğ. (1989) Erken-Orta Miyosen'de kalk-alkalin volkanizmayla eş zamanlı olarak, faylarla sınırlanmış ufak göl havzalarında şeyl, silttaşı, tuf ve linyitlerin çökeldiğini belirtmiştir. Pliyo-Kuvaterner'de ise Gelibolu ve Biga Yarımadaı'nda fluviyal çökeller ve göslel karbonatlar depolanmıştır. Erken Miyosen'de Kuzey Anadolu Fayı faaliyete başlamış ve Biga Yarımadaı'nda KD-GB gidişli sağ yanal doğrultu atımlı faylar oluşmuştur (Siyako ve diğ., 1989). Araştırmacılar, Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nda, Pliyo-Kuvaterner döneminde çakıltaşı, kumtaşı ve şeylden oluşun flüviyal sedimanlar ile göslel karbonatlardan

oluşan birimi Bayramiç formasyonu olarak adlandırmış ve tip yeri olarak Bayramiç Çayı (Karamenderes Çayı kuzeyi), Gönen ve Manyas kuzeyleri olarak vermişlerdir.

Bayramiç formasyonu; fazla kalın olmayan bir taban konglomerası ile başlar. Birim, kırmızımsı rengi ile karakteristik olup, blok-çakıl boyu malzemeden kum boyu malzemeye kadar değişen tane boyuna sahiptir. Birim içerisinde tanımlanabilen bileşenler; kireçtaşı, serpantin, volkanik kayaç parçacıkları, kuvarsit, mermer ve metamorfik kayaç parçacıklarıdır. Birim üste doğru; gölsel karbonatlı kayalara geçer ve karasal kırıntılılarla son bulur.

Bayramiç formasyonu içerisinde Dayıoğlu (1970) tarafından karasal omurgalı diş ve kemik kalıntılara rastlanmış ve bunların Ponsiyen'e (Üst Miyosen sonu) ait olduğu Tekkaya (1974) tarafından yazılmıştır.

1.4.12. Alüvyon

Tüm yarımada düşük kotlarda ve dere yataklarında gözlenen alüvyon ve yamaç döküntüsü bütün birimleri uyumsuz olarak örtmektedir.

Bugüne kadar yapılmış çalışmalarda Biga Yarımadası'ndaki kayalara ait çeşitli yöntemlerle elde edilmiş yaş verileri Tablo 1.1'de verilmiştir.

Tablo 1.1. Biga Yarımadası'ndaki kayalardan çeşitli yöntemlerle elde edilmiş yaş verileri

| Sıra No | Formasyon | Litoloji | Metod Yaş | Referans |
|---------|--------------------------------|--|--|----------------------|
| 1 | Kazdağ Masifi | Gnays, mermer, amfibolit ve meta-ultramafik kayalar. | Gnayslardaki zirkonlarda yapılan Pb buharlaştırma tekniği (308±16 Ma-Orta Karbonifer) | Okay et al. 1996 |
| 2 | Kazdağ Masifi | Gnays, mermer, amfibolit ve meta-ultramafik kayalar. | Gnaysardaki mika minerallerinde yapılan K-Ar tekniği, (26±3 ve 27±3 Ma) | Bingöl, E., 1969 |
| 3 | Kazdağ Masifi | Gnays, mermer, amfibolit ve meta-ultramafik kayalar. | Gnayslardaki biyotit ve muskovitlerde yapılan Rb/Sr tekniği, (20-18 Ma ve 24-20 Ma) | Okay ve Satır, 2000b |
| 4 | Elliyak Eklojiti | Eklojit | Fengit minerallerinde yapılan Rb/Sr tekniği, (100,3±2,8 ve 99,0±6,1 Ma) | Okay ve Satır, 2000b |
| 5 | Evciler Granitoid | Granit | Biyotit, klinopiroksen, hornblendlerde yapılan Rb/Sr tekniği, (20,7±0,2 ve 20,5±0,2 Ma) | Okay ve Satır, 2000b |
| 6 | Çamlıca Kuvars mikaşist | Kuvars mikaşist | Beyaz mika ve fengitlerde yapılan Rb/Sr tekniği, (20,7±0,2 ve 20,5±0,2 Ma) | Okay ve Satır, 2000a |
| 7 | Denizgören Ofiyoliti | Serpantinit | Amfibolitlerdeki hornblend mineralinde yapılan Ar-Ar tekniği, (117±2 Ma) | Okay ve Satır, 2000a |
| 8 | Çamlık Metagraniti | Meta granit | 117±2 Ma | Okay ve diğ., 1996 |

| Sıra No | Formasyon | Litoloji | Metod / Yaş | Referans |
|---------|--|---|---------------------------------------|--|
| 9 | Söğüt Graniti | Granit | 295 Ma | Çoğulu ve diğ.,1965 |
| 10 | Çan Volkanitleri | Andezit, dasit, riyodasit türde lavlar ve tuf ile aglomera | 23,6±0,6 | Krushensky, 1976 |
| 11 | Çan Volkanitleri | Andezit, dasit, riyodasit türde lavlar ve tuf ile aglomera | 28,2±1,4 ve 28,9±0,9 | Dayal, 1984 |
| 12 | Çan Volkanitleri | Andezit, dasit, riyodasit türde lavlar ve tuf ile aglomera | 26,2±1,03 ve 26±2,1 | Dayal ve Özgenç, 2000 |
| 13 | Çan Volkanitleri | Andezit, dasit, riyodasit türde lavlar ve tuf ile aglomera | 34,3±1,2 ve 30,4±0,7 | Ercan ve diğ., 1990 |
| 14 | Evciler Plütönu | Granodiyorit, kuvars monzonit, monzodiyorit, kuvars diyorit | Rb/Sr tekniği, 25±0,3 Ma | Birkle, 1992 |
| 15 | Bayramiç Magmatik Kompleksi-Alt Volkanik Birlik | Andezit ve dasit lavları ve ilişkili piroklastik kayalar. | K/Ar tekniği, 31,1±0,7 ve 27,6±0,6 Ma | Ercan ve diğ., 1995b |
| 16 | Bayramiç Magmatik Kompleksi-Üst Volkanik Birlik | Andezit, latit, riyolit, bazaltik andezit, bazaltik trakiandezit lavları ve ilişkili piroklastik kayalar. | K/Ar tekniği, 21,9±1.4-15.3± 0.3 Ma | Borsi et al., 1972; Ercan et al., 1995b.. |

| Sıra No | Formasyon | Litoloji | Metod / Yaş | Referans |
|---------|-------------------------------------|--|--|--|
| 17 | Bayramiç Karasal Karbonatlar | Gölsel kireçtaşı ve çamurtaşı | K/Ar tekniği, 9±0,4-3,85 Ma | Borsi ve diğ., 1972; Ercan ve diğ., 1995a,b |
| 18 | Çaltı Granodiyoriti | | Zirkon mineralinden Pb tekniği, 399 Ma | Okay ve diğ., 1995 |
| 19 | Alakeçi Milonit Zonu | Ultramilonit | Geç Paleosen-Erken Eosen (55,05±6,2 Ma, mikalarda yapılan Ar-Ar tekniği) | A.L.W. Lips, 1998, PhD thesis. |
| 20 | Küçükkuyu Fm. | Tüf, tüfit ve asidik lav akıntıları ile arakatkılı kırmızımsı grimsi kumtaşı ve konglomera, marn, kireçtaşı, | 34,4±1,2 Ma (Ar-Ar tekniği) | Beccalotto & Steiner, 2005 |
| 21 | Kazdağ Masifi | Milonitik mermer | 26,7±2,8 Ma, beyaz mikalarda yapılan Ar-Ar tekniği | A.L.W. Lips, 1998, PhD thesis. |
| 22 | Balıklıçeşme Volkanitleri | Dasitik lav | K/Ar yöntemi 37,3±0,9 Ma (Üst Eosen sonu) | Ercan ve diğ., 1995 |
| 23 | Çan volkanitleri | | K/Ar yöntemi 34,3±1,2 Ma | Ercan ve diğ., 1995 |
| 24 | Çan volkanitleri | | K/Ar yöntemi 30,4±0,7 Ma | Ercan ve diğ., 1995 |

| Sıra No | Formasyon | Litoloji | Metod / Yaş | Referans |
|----------------|---------------------------------|--------------------------------------|--------------------------|---------------------|
| 25 | Alibey volkanitleri | Bazalt görünümlü traki andezitik lav | K/Ar yöntemi 31,4±0,4 Ma | Ercan ve diğ., 1985 |
| 26 | Kirazlı volkanitleri | Traki andezit türde lav | K/Ar yöntemi 31,1±0,7 Ma | Ercan ve diğ., 1985 |
| 27 | Kirazlı volkanitleri | Bazaltik türde lav | K/Ar yöntemi 27,6±0,6 Ma | Ercan ve diğ., 1985 |
| 28 | Hüseyinfaki volkanitleri | Traki andezit türde lav | K/Ar yöntemi 18,5±0,4 Ma | Ercan ve diğ., 1995 |
| 29 | Hüseyinfaki volkanitleri | Traki andezit türde lav | K/Ar yöntemi 15,3±0,3 Ma | Ercan ve diğ., 1995 |
| 30 | Ezine bazaltı | Bazaltik türde lav | K/Ar yöntemi 10,1±0,2 Ma | Ercan ve diğ., 1995 |
| 31 | Ezine bazaltı | Bazaltik türde lav | K/Ar yöntemi 9,5±0,3 Ma | Ercan ve diğ., 1995 |
| 32 | Ezine bazaltı | Bazaltik türde lav | K/Ar yöntemi 8,4±0,3 Ma | Ercan ve diğ., 1995 |

| Sıra No | Formasyon | Litoloji | Metod / Yaş | Referans |
|----------------|---------------------------|--|-----------------------------------|---------------------|
| 33 | Ezine bazaltı | Bazaltik türde lav | K/Ar yöntemi 11±0,4 Ma | Ercan ve diğ., 1995 |
| 34 | Ezine bazaltı | Bazaltik türde lav | K/Ar yöntemi 9,9±0,6 Ma | Ercan ve diğ., 1995 |
| 35 | Eybek Sokulumu | Granodiyorit | 29±2,3 Ma | Ayan, 1979 |
| 36 | Kavlaklar Sokulumu | Granodiyorit | 25,3±3 Ma | Ayan, 1979 |
| 37 | Kozak Sokulumu | Granodiyorit | 24,2±1,1 Ma | Ayan, 1979 |
| 38 | Kazdağ Grubu | 1. metagabro, piroksenit ve amfibolit; 2. biyotit-amfibolit, kyanit; 3. granoblastik dokulu ince tabakalı mermer | K/Ar yöntemi 23-27 Ma | Bingöl, 1968 |
| 39 | Kazdağ Grubu | 1. metagabro, piroksenit ve amfibolit; 2. biyotit-amfibolit, kıyanite; 3. granoblastik dokulu ince tabakalı mermer | Rb/Sr izokronal yöntemi 233±24 Ma | Bingöl, 1968 |

BÖLÜM II

MATERYAL VE METOT

2. UYGULANAN YÖNTEMLER

“Bayramiç (Çanakkale) Güneyinde Kazdağ Masifi Kayalarının Jeolojisi” konulu Yüksek Lisans Tezinin hazırlanması amacıyla yapılan araştırmalar, arazi, laboratuvar ve büro çalışmalarını içermektedir.

2.1 Arazi Çalışmaları

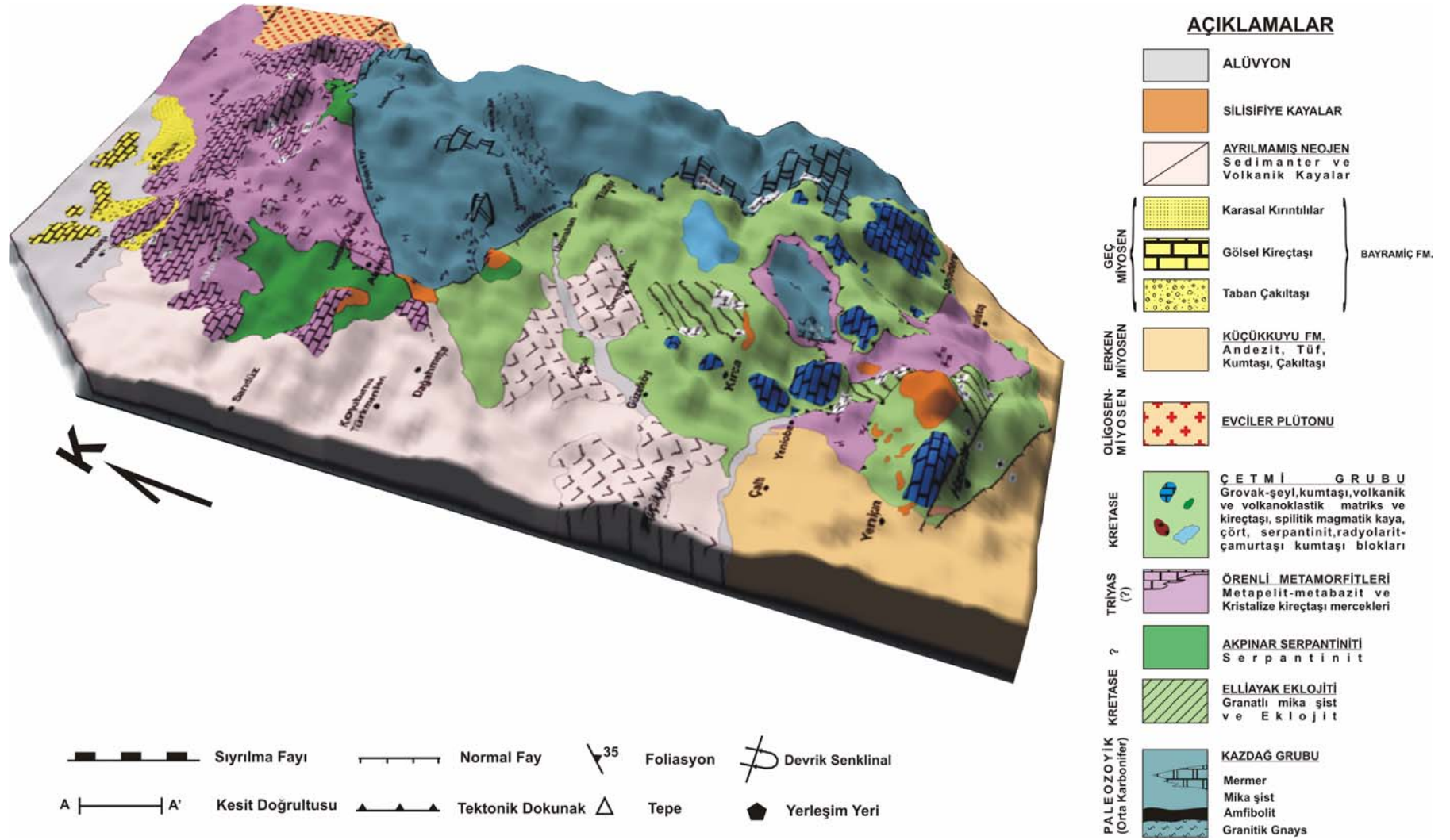
Çalışma alanında yapılmış daha önceki haritalar ve yayınlar, kaya birimlerinin en iyi gözlemlendiği alanları belirlemek amacıyla gözden geçirilmiştir. 1:25.000 ölçekli Ayvalık İ 17-a3, a4, d1, d2, d3, d4 paftalarından oluşan çalışma alanında yayılım gösteren kaya türlerinin özelliklerini ve birbirleriyle olan ilişkilerini belirlemek amacıyla 2006 yaz dönemi ve 2007 yaz döneminde 1:25000 ölçekli jeoloji harita alımı yapılmıştır. Bu kapsamda tüm çalışma alanındaki farklı litolojik birimler haritalanmış ve petrografik incelemeler için numuneler derlenmiştir.

2.2 Laboratuvar Çalışmaları

Yapılan arazi çalışmaları sonucunda 1:25.000 ölçekli Ayvalık İ 17-a3, a4, d1, d2, d3, d4 paftalarından oluşan alanın çeşitli bölgelerinden 100'e yakın örnek toplanmıştır. Bunlar arasından 60 örneğin ince kesiti yapılarak, polarizan mikroskopta mineralojik bileşimleri ve dokusal incelemeleri gerçekleştirilmiştir. Örneklerin ince kesitleri Dokuz Eylül Üniversitesi incekesit laboratuvarında yaptırılmıştır.

2.3. Büro Çalışmaları

Arazi çalışmaları öncesinde çalışma alanını kapsayan 1:100000 ölçekli Ayvalık İ 17 paftasının Arcview GIS Version 3.2. programı kullanılarak sayısal yükseklik modeli oluşturulmuş ve çalışma alanının 1:25000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası ile çakıştırılmıştır (Şekil 2.1). Yapılan arazi çalışmaları ile elde edilen 1:25000 lik jeoloji haritası CorelDRAW 12 programı yardımı ile çizilmiştir. Arazi çalışmalarından ölçülen yapraklanma düzlemi konumlarından elde edilen kontur diyagramları Dips isimli paket program sayesinde elde edilmiştir.



Şekil 2.1. Çalışma alanına ait sayısal yükseklik modeli ve üzerine giydirilmiş jeoloji haritası.

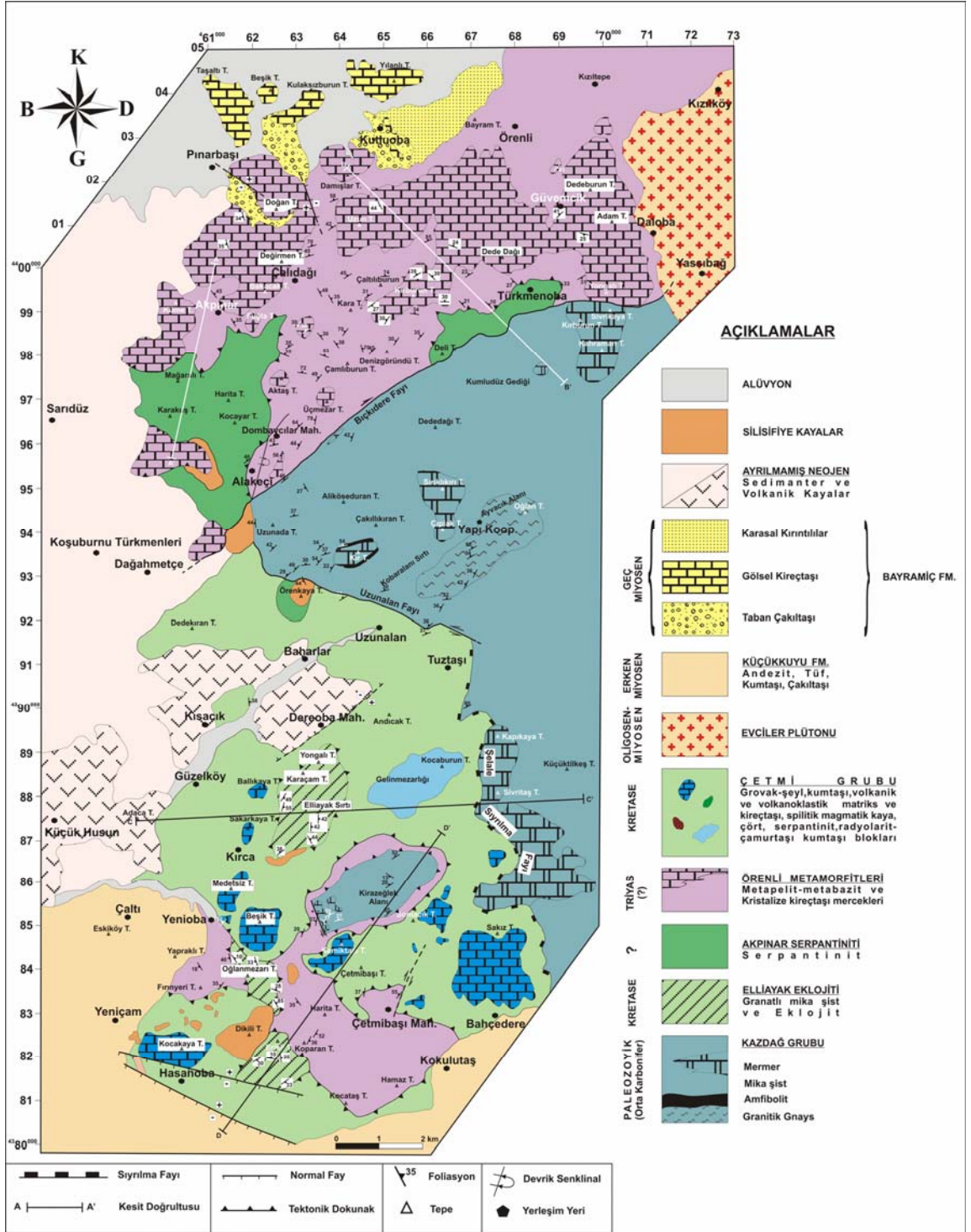
BÖLÜM III

BULGULAR

3. GENEL JEOLJİ – STRATİGRAFİ

Bayramiç'in güneyi ile Küçükkuuyu' nun kuzeyini kapsayan çalışma alanında yüzlek veren kayalar, saha çalışmalarında gözlenen nitelikleri ve önceki araştırmaların bulguları da dikkate alınarak sekiz tektono-stratigrafik birime ayrılmıştır (Şekil 3.1 ve 3.2). Bunlar:

- i.** Kazdağ Grubu (yüksek dereceli metamorfik granitik gnays-amfibolit-şist-mermer)
- ii.** Elliayak eklojiti (granat mika şist ve eklojit)
- iii.** Akpınar serpantiniti
- iv.** Örenli metamorfileri (düşük dereceli metamorfik metapelit-metabazit istifi)
- v.** Çetmi grubu [metamorfik olmayan bir matriks ve bu matriks içinde çeşitli yaş ve litolojilerde bloklar (magmatik kaya, kireçtaşı, çört, radyolarit-çamurtaşı) içeren birim].
- vi.** Evciler plütönu (granitik kayalar)
- vii.** Neojen sedimanter, volkanik ve volkano-sedimanter kayaçlar (Küçükkuuyu formasyonu ve Bayramiç formasyonu)
- viii.** Alüvyon (çakıl, kum, silt, kil karışımı).



Şekil 3.1. Çalışma alanının jeoloji haritası

| YAŞ | LİTOLOJİ | AÇIKLAMA | LİTOSTRATİGRAFİ/LİTODEM |
|------------------------------|----------|---|---|
| KUV. | | Alüvyon | |
| ÜS T MİYOSEN | | Karasal Kırıntılılar Gösel Kireçtaşı Taban Çakıltası | Ayrılmamış Neojen Sedimanter ve Volkanik Kayalar Bayramiç formasyonu |
| ERKEN MİYOSEN | | Andezitik lav, tüf, aglomera Konglomera, kumtaşı | Küçükkuyu formasyonu |
| KRETASE | | Matriks: Alt Kretase yaşlı, kataklastik şeyl grovak ardalanması, kumtaşı, volkanik ve volkano - klastik kayalar Bloklar: Spilitik magmatik kayalar, serpantinit, radyolarit çört, çamurtaşı, kireçtaşı | Çetmi grubu |
| TRİYAS (?) | | Kristalize kireçtaşı Metabazit ve metapelit | Örenli metamorfiteri |
| PALEOZOYİK (ORTA KARBONİFER) | | Mermer, Şist, Amfibolit, Granitik Gnays Ardalanması | Kazdağ Grubu |

Şekil 3.2. Çalışma alanının geliştirilmiş tektono-stratigrafik kolon kesiti (ÖLÇEKSİZDİR).

3.1. Kazdağ Grubu (Yüksek Dereceli Metamorfik Kayaçlar)

3.1.1. Tanım ve Genel Yayılım

Biga Yarımadası'nın güneyinde ve Edremit Körfezi'nin kuzeyinde bulunan Kazdağı'nın çekirdeğini oluşturan ve Bingöl (1975) tarafından Kazdağ Grubu olarak adlandırılan gnays, amfibolit ve mermer; Okay ve diğ., (1990) ve Okay ve Satır, (2000b) tarafından Oligo-Miyosen metamorfik çekirdek kompleksi olarak ele alınmıştır. Miyosen sonrası gelişen gerilmeli tektonik rejimin bir sonucu olarak yükseldiği düşünülen Kazdağ Grubu, tektonik olarak Sakarya Zonu içerisinde yer alır ve kuzeybatı Türkiye'deki en alt kabuk seviyelerini sergiler (Duru ve diğ., 2004). Kazdağ Masifi yapısal olarak, kıvrım eksenini KD-GB doğrultulu olan ve her iki yöne dalımlı bir antiklinoryumdur (Duru ve diğ., 2004; Yücel-Öztürk ve diğ., 2005). Metamorfizmaya uğramış ultramafik kayaçlar ve metagabro bu domun çekirdeğini oluşturur ve yukarı doğru mermer ve amfibolit arakatkılı felsik gnaysa geçen mermerce zengin seri tarafından örtülür (Bingöl, 1969; Pickett ve Robertson, 1996). Kazdağ Masifi, batı kesimlerde felsik gnays, kalk-silikat gnays, amfibolit, mermer, migmatit ve metaserpantinit arakatkıları içerir ve amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir (Okay ve Satır, 2000b).

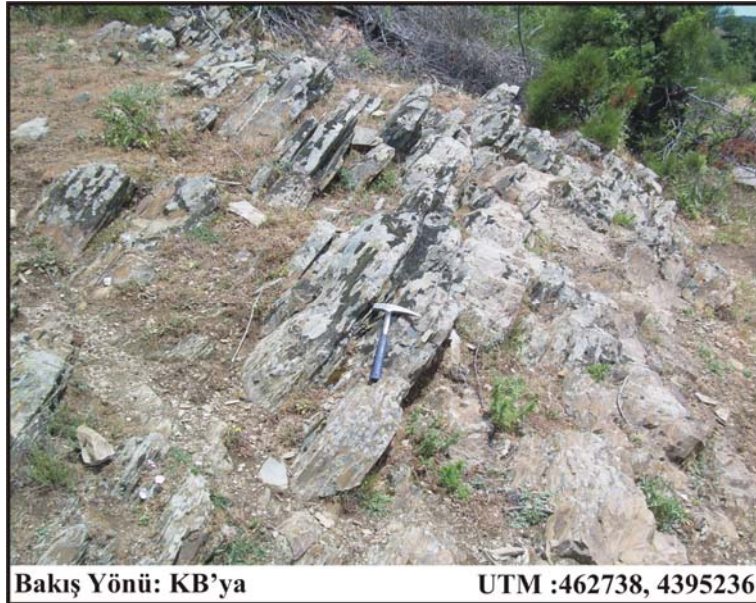
Kazdağ Grubu'na ait kayaçlar çalışma alanında geniş alanlarda yüzeylenmektedir. Özellikle Alakeçi köyü ve Dombaycılar Mahallesi doğusunda ve Uzunalan köyünün kuzeyinde çok geniş bir alanda, şist-amfibolit-mermer ve granitik gnays ardalanması şeklinde temsil edilmektedir.

Uzunalan köyü kuzeydoğusunda yer alan Kazdağ tatil köyü civarındaki Somaklıtaş Sırtı, Oğlan Tepe, Ayvacık Alanı ve Yapı Kooperatifi çevresi Kazdağ Grubu'na ait granitik gnaysların en iyi gözlemlendiği yerlerdir (Şekil 3.3).

Kazdağ Grubu'na ait şistler, çalışma alanı içerisinde, Dombaycılar Mahallesi güneydoğusundaki Taşlıburun Tepe, Alakeçi köyü güneydoğusundaki Uzunada Tepe, Aliköseduran Tepe ve Çakıllıkıran Tepe'de gözlenmektedir (Şekil 3.4).



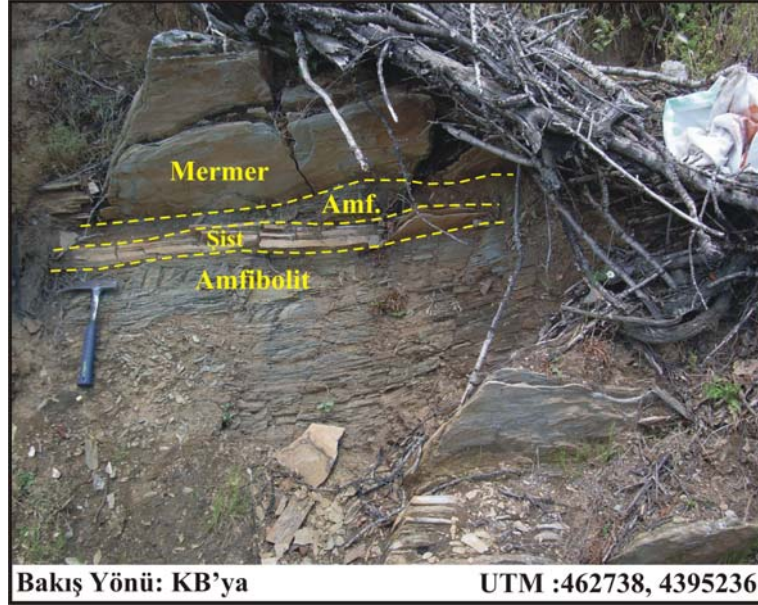
Şekil 3.3. Uzunalan köyü ile Kazdağ yapı kooperatifi arasındaki yolda gözlenen granitik gnayslardan bir görünüm (Çekiç 33 cm boyundadır).



Şekil 3.4. Alakeçi köyü güneydoğusunda gözlenen şistlerden bir görünüm (Çekiç 33 cm boyundadır).

Uzunalan köyü kuzeybatısındaki Kır Tepe, kuzeydoğusundaki Sırıklıkırı Tepe ve Çıplak Tepe, güneydoğusundaki Kapıkaya Tepe, Sivritaş Tepe, Güvemcik köyü güneydoğusundaki Kahraman Tepe ve Sivrikaya Tepe ise Kazdağ Grubuna ait mermerleri iyi bir şekilde gözlemek mümkündür.

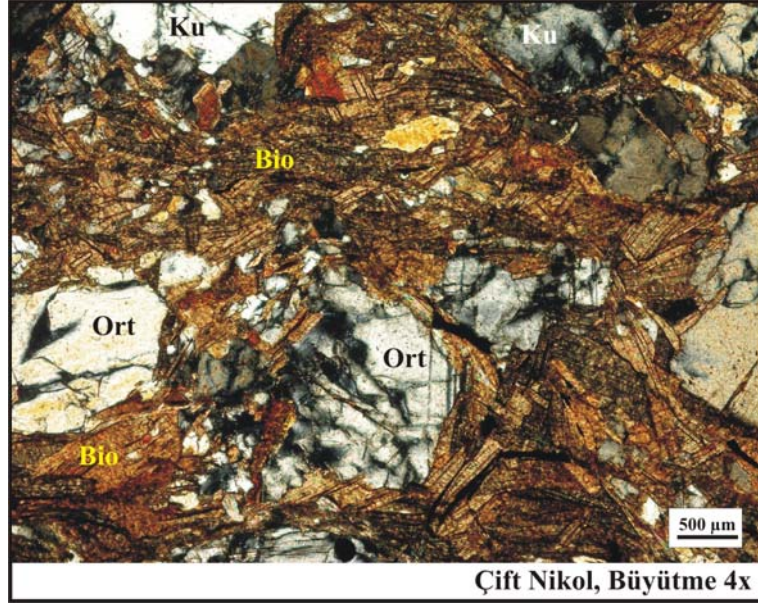
Uzunalan köyünün kuzey-kuzeybatısındaki Kır Tepe, kuzeyindeki Kobaralanı Sırtı ve Alakeçi köyünün güneydoğusundaki Uzunada Tepe (Şekil 3.5); şist-amfibolit-mermer ardalanmasının iyi gözleendiği alanlardır.



Şekil 3.5. Alakeçi güneydoğusunda, Uzunada Tepede gözlenen amfibolit-şist-mermer ardalanmasından görünüm (Amf: Amfibolit, Çekiç 33 cm boyundadır).

3.1.2. Litoloji ve Dokunak İlişkileri

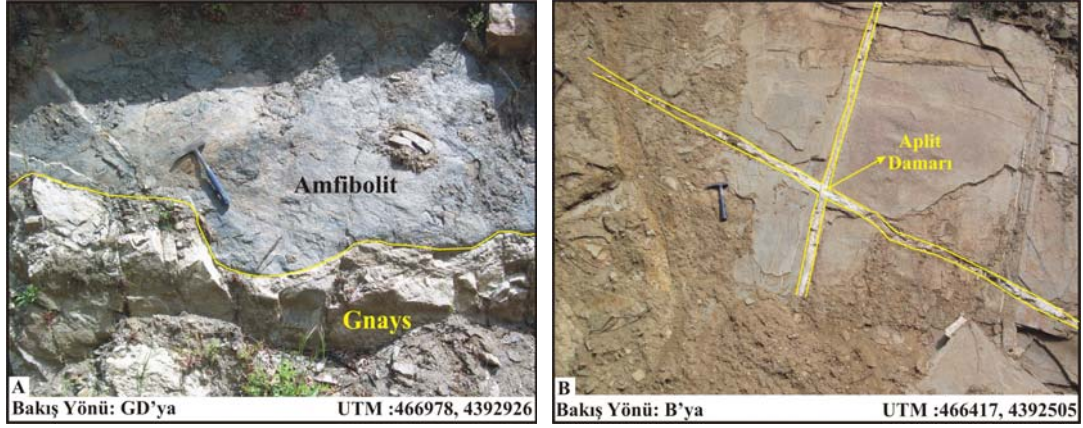
Granitik gnaysların altere yüzeyleri grinin tonlarında gözlenmektedir. Taze yüzeylerinde koyu renkli minerallerin oluşturduğu bantları görmek mümkündür. Petrografik incelemelerinde gnaysik doku sergilediği gözlenen granitik gnayslar, kuvars+biyotit+plajyoklas+ortoklas ve aksesuar olarak zirkon minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 3.6).



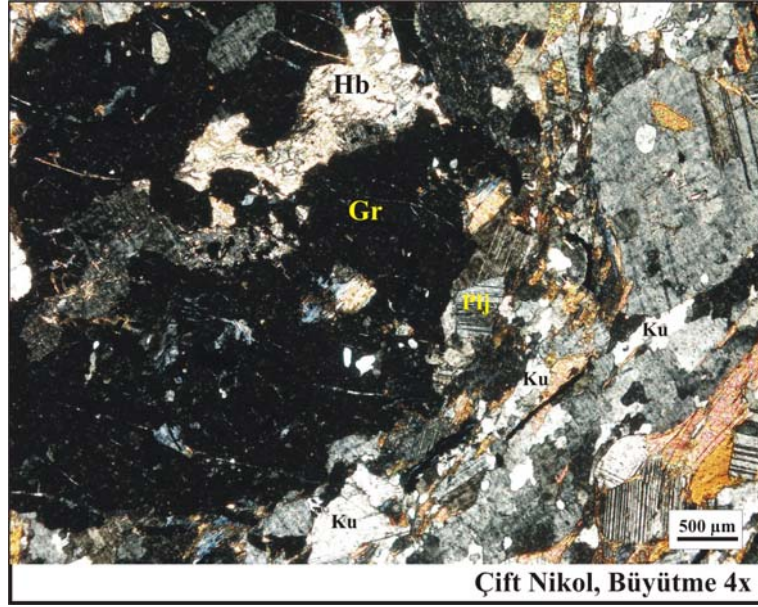
Şekil 3.6. Granitik gnaysların mikroskop altındaki görünümü (Bio: Biyotit, Ku: Kuvars, Ort: Ortoklas).

Altere yüzeyleri koyu yeşil, yeşilimsi siyah renkte olan amfibolitlerin taze yüzeyleri siyah renktedir. İçerdiği amfibol mineralleri gözle görülebilmektedir. Amfibolitleri yerel olarak granitik gnayslar içerisinde mercek olarak görmek mümkündür (Şekil 3.7-A). Ayrıca amfibolitler yine yerel olarak, kalınlıkları 5-10 cm arasında değişen aplit damarları içermektedir (Şekil 3.7-B.).

Petrografik incelemelerde amfibol+plajiojlas+kuvars+granat+biyotit+klorit mineral bileşimine sahip olduğu görülen amfibolitlerde nematoblastik doku gözlenmektedir (Şekil 3.8)



Şekil 3.7. (A) Granitik gnays içerisinde amfibolit merceği (B) Amfibolit içinde aplit damarları (Çekiç 33 cm boyundadır).

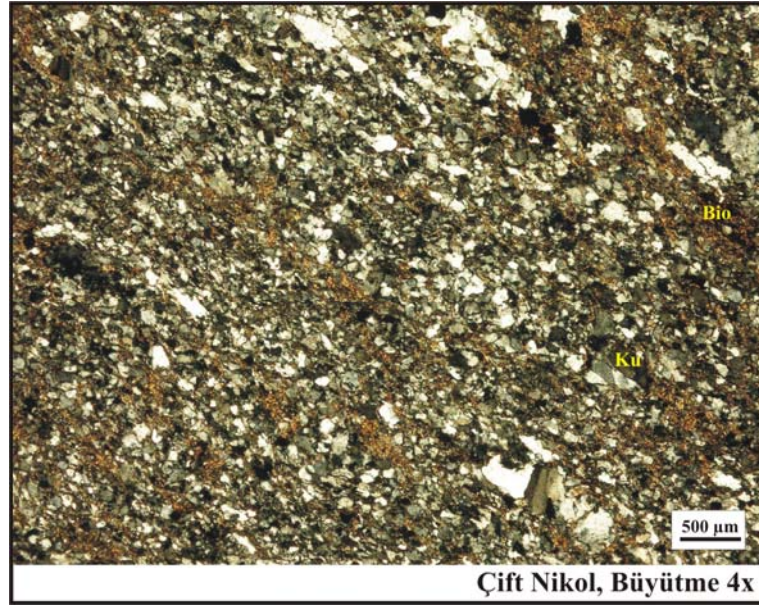


Şekil 3.8. Amfibolitlerin içerdikleri minerallerin ve nematoblastik dokunun mikroskop altında görünümü (Gr: Granat, Hb: Hornblend, Ku: Kuvars, Plj: Plajiolklas)

Çalışma alanında Kazdağ Grubu birimleri içinde en geniş yayılıma sahip olan muskovit kuvars şistler arazide, taze yüzeyleri sarımsı beyaz, grimsi renkli, altere olmuş yüzeyinde kahverengi-boz renklerde görülmektedir. Kuvars ve beyaz mika (muskovit) mineralleri boldur ve çok iyi gelişmiş foliasyona sahiptirler.

Kuvars mika şistlerin petrografik incelemelerinde, kuvars, biyotit ve plajiolklas kristalleri içerdiği gözlenmiştir. Kuvarslar, iri ve özşekilsiz kristaller şeklinde

bulunmaktadır. Dalgalı sönme gösteren kuvarslar arasında, belli bir yönelime sahip, tek nikolde yüksek pleokroizmaları ve tek yönde gelişmiş mükemmel dilinimleri ile biyotit kristalleri rahatlıkla ayırt edilebilmektedir. Kayaç genel olarak lepidoblastik doku sunmaktadır (Şekil 3.9).



Şekil 3.9. Kuvars-mika şistlerde gözlenen tipik lepidoblastik dokunun mikroskop altındaki görünümü (Bio: Biyotit, Ku: Kuvars)

Sahanın genelinde mercekler şeklinde gözlenen mermerler, altere yüzeylerinin gri, taze yüzeylerinin süt beyaz renkli olmasıyla tanınmaktadır (Şekil 3.10). Çalışma alanında geniş yüzlekler veren mermerler, dayanımlı yapılarıyla yüksek kotlarda yer alırlar.



Şekil 3.10. Çaldağ köyü ile Kazdağ Yapı kooperatifi arasındaki yol yarmasında amfibolitler içerisindeki mermer merceklerinden görünüm (Çekiç 33 cm boyundadır).

Birbirleri ile ardalama gösteren, Kazdağ Grubu'na ait granitik gnays, şist-amfibolit ve bunlar içinde mercekler şeklinde bulunan mermerler, çalışma alanının temelini oluşturmaktadır ve alt sınırı çalışma alanı içerisinde gözlenmemektedir.

Akpınar serpantinileri, Kazdağ Grubu üzerine tektonik olarak gelmektedir. Metapelit-metabazit ve kristalize kireçtaşı merceklerinden oluşan düşük dereceli metamorfizma geçirmiş düzenli bir istif (Örenli metamorfizmaları) yine tektonik olarak Kazdağ Grubu kayaları üzerine gelmektedir.

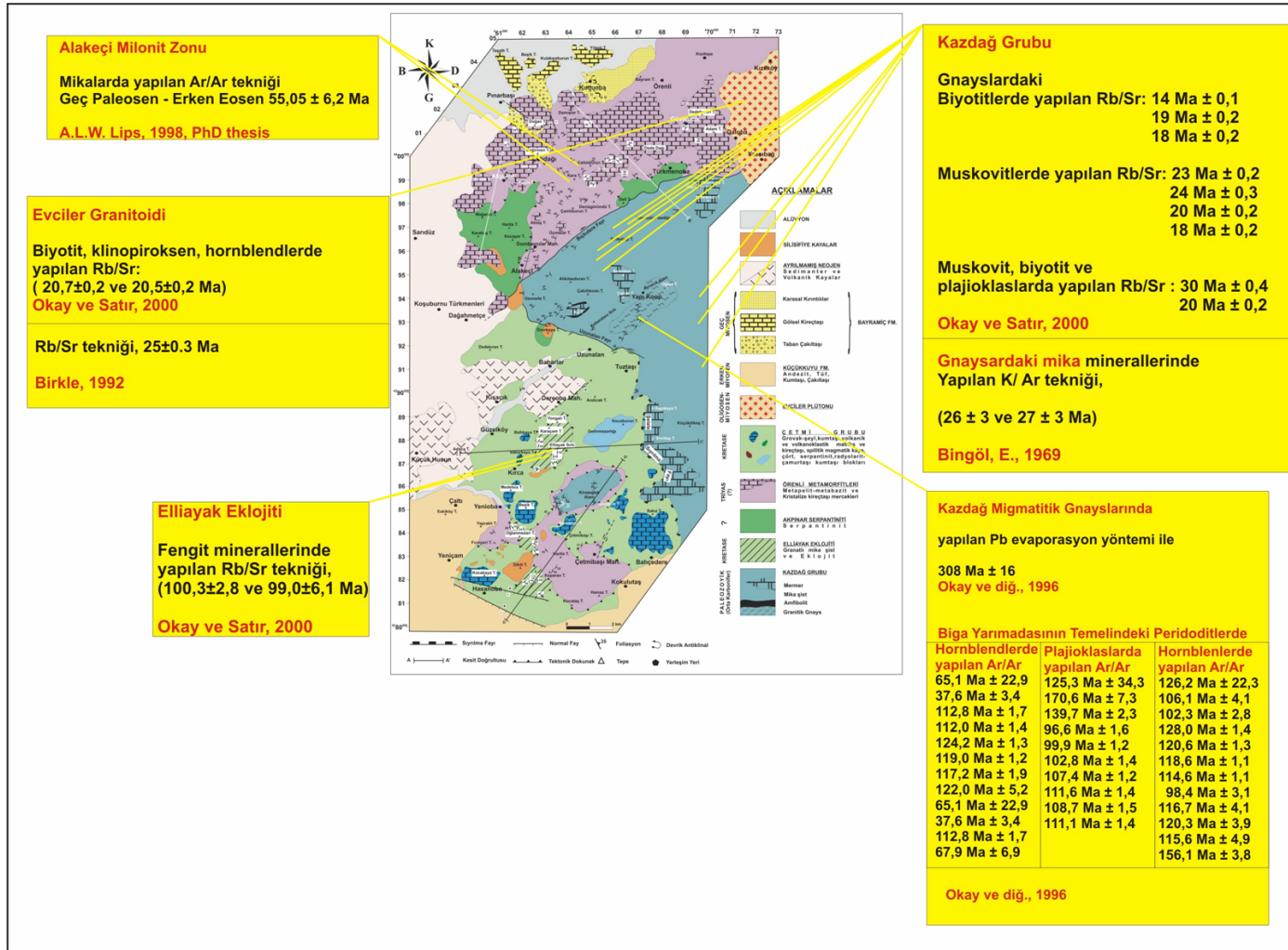
Uzunalan köyünün kuzeyi ile Tuztaşı köyünün kuzeyi ve doğusundaki alanda ise KB-GD uzanımlı sol yönlü oblik Uzunalan fayı boyunca Kazdağ Grubu kayalarının üzerine Çetmi grubu gelmektedir.

3.1.3. Yaş

Bu çalışmada Kazdağ Grubunu oluşturan birimlerde herhangi bir yaşlandırma yapılmadığından daha önceki çalışmalarda elde edilen yaşlar özetlenecektir.

Kazdağ Grubu'na ait yüksek dereceli metamorfik kayaların metamorfizma ve yükselme yaşlarıyla ilgili bugüne kadar birçok çalışma yapılmıştır. Bunlar arasından en çok göze batan Bingöl (1969, 1971) ve Okay ve diğ. (1996)'dır. Kazdağ Masifi gnayslarından tek zirkon Pb buharlaşma yöntemiyle elde edilen yaş Orta Karbonifer (308 ± 16 My) vermektedir ve elde edilen bu Orta Karbonifer yaşı Hersiniyen (yüksek dereceli) metamorfizmasının yaşı olarak yorumlanmıştır (Okay ve diğ. 1996). Bingöl (1969; 1971) tarafından gnayslardan elde edilen 233 ± 24 My Rb/Sr yaşı ise Okay ve diğ., (1996) tarafından Karakaya Kompleksinin yerleşimiyle ilgili ikinci, düşük dereceli metamorfizma yaşı olarak yorumlanmıştır. Ayrıca Kazdağ gnayslarındaki mikalardan alınan K/Ar 26 ± 3 My ve 27 ± 3 My (Bingöl 1969; 1971) ve Rb/Sr 20-18 My ve 24-20 My (Okay ve Satır 2000b) (Oligo-Miyosen) yaşları Alpin metamorfizması ile Kazdağ Grubu kayalarının yükseldiğini işaret etmektedir.

Çalışma alanında yapılmış daha önceki çalışmalardan elde edilen yaş verileri Şekil 3.11'de gösterilmiştir.



Şekil 3.11. Çalışma alanında yapılmış önceki çalışmalardan elde edilmiş yaş verileri

3.2. Elliayak eklojiti (Granat Mika Şist ve Eklojit)

3.2.1. Tanım ve Genel Yayılım

İlk olarak Okay ve diğ. (1990) tarafından Elliayak Sirtında tanımlanan, eklojit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş granat mika şist ve eklojitten oluşan birimler bu kısımda anlatılacaktır.

Çalışma alanında Elliayak Sirtı, Erikli Tepe ve Oğlanmezarı Tepe civarı, granat mika şistlerin ve bunlar içinde düzeyler şeklinde bulunan eklojitlerin en iyi gözleendiği yerlerdir.

3.2.2. Litoloji ve Dokunak İlişkileri

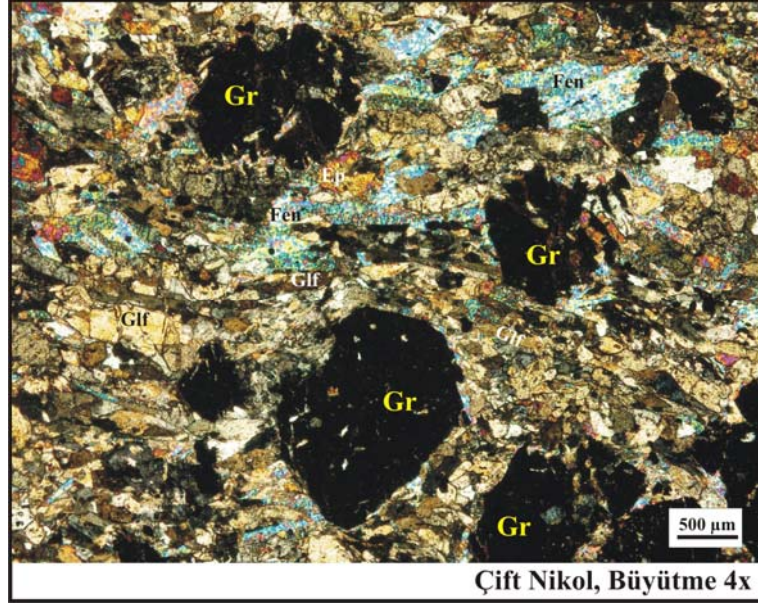
Granat mika şistler arazide, çok parlak, gümüş grisi renkleriyle kolayca ayırt edilebilmektedir. İnce-orta taneli olan bu birimlerin içindeki kahverengi-bordo renkli iri granat minerallerini ve muskovit minerallerini gözle ayırt etmek mümkündür. Taze yüzeyleri ise açık gri renkte olup çok iyi gelişmiş şistoziteye sahiptirler.

Eklojitler, altere yüzeylerinin koyu yeşil, taze yüzeylerinin yeşil-koyu yeşil renkte olması, sert, masif ve bantlı yapıları ve ağırlıklarıyla dikkati çekmektedir.

Petrografik incelemelerinde; granat, omfasit, fengit, muskovit, epidot, kuvars ve aksesuar olarak rutil minerallerinden oluştuğu görülen eklojitler, lepidogranoblastik doku sunmaktadırlar (Şekil 3.12). Eklojitleri mineral bileşimlerine göre 3'e ayırmak mümkündür (Coleman ve diğ., 1965). Bunlar; A tipi eklojitler; Ana bileşen olarak içerdikleri omfasit ve pirop-almandin granatı yanı sıra, kayaçta tali olarak disten, rutil, korund ve filogopit mineralleri de bulunabilir. Kayaçta sillimanit mineraline hiçbir şekilde rastlanmaz. Bu tip eklojitler, yaklaşık 100-200 km derinliklere karşılık gelen çok yüksek basınçlar altında kristalleşen granat-peridotitler içinde mercer veya bantlar şeklinde, kimberlitler içinde ksenolit veya yumrular şeklinde bulunurlar. B tipi eklojitler; Omfasit ve granat minerallerinin yanı sıra, hornblend ve/veya zoisit mineralleri de içerirler. Hornblendler Na ve Al bakımından zengin barroyizit bileşimindedir. Bu eklojitler, orta-yüksek dereceli metamorfizma

geçirmiş bölgelerde küçük bloklar şeklinde özellikle amfibolit ve gnayslarla birlikte bulunmaktadır. Petrografik olarak bu kayalar hornblend-eklojit şeklinde de adlandırılmaktadır. C tipi eklojitler; Bu tip eklojitler, omfasit ve granat ile birlikte birincil glokofan ve epidot mineralleri de içerirler. Petrografik olarak glokofan-eklojit şeklinde de adlandırılırlar. Çok yüksek basınç ve alçak sıcaklık koşullarını karakterize eden glokofan-lavsonit fasiyesi kayaları içinde merceler, küçük bloklar şeklinde bulunurlar. Yapılan incelemeler, eklojitlerin içerdikleri granatların kimyasal bileşimi ile oluşum koşulları arasında bir ilişkinin bulunduğunu göstermektedir. Buna göre, A tipi eklojitlerdeki granatların pirop bakımından zengin olduğu ve pirop içeriğinin B ve C tipi eklojitlere doğru giderek azaldığı saptanmıştır (Erkan, 2006).

Mineral bileşimlerine göre bu eklojitler C-tipi eklojittir ve 480 ± 50 °C sıcaklık ve 10 kbar basınç koşullarında metamorfizma geçirmişlerdir ve glokofaların çevresindeki barrositleşme, kristaller arasında dolgu şeklinde gelişen albit ve granat minerallerinin yer yer kloritleşmesi gibi veriler ışığında eklojitlerin daha sonra gelişen yeşil şist fasiyesinde metamorfizmaya maruz kaldığını da göstermektedir (Okay ve Satır, 2000b). Kayaç içerisinde porfiroblastlar şeklinde bulunan granat mineralleri yer yer mörter dokusu sunmaktadırlar ve içlerinde kuvars ve rutil kapanımları bulunmaktadır. Granat minerallerinin içerisindeki kuvars kapanımları kartopu yapısı oluşturmaktadırlar (Şekil 3.13).

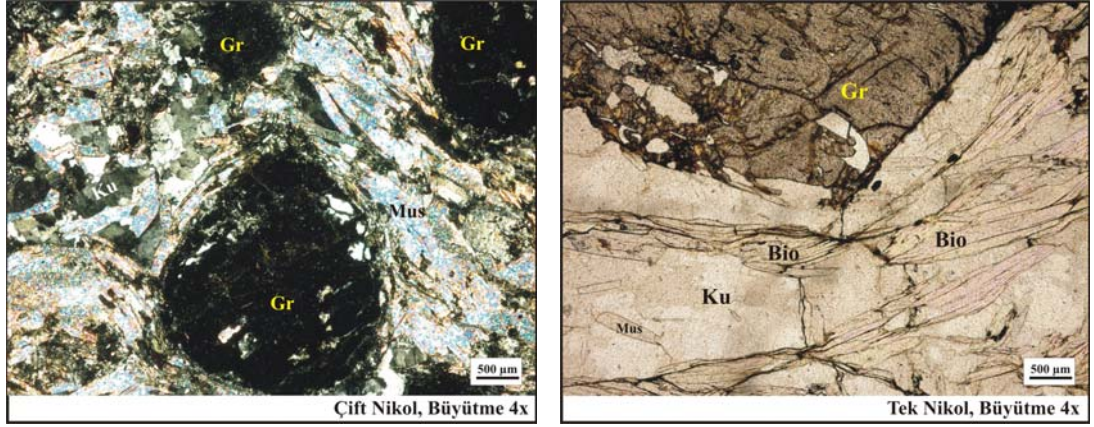


Şekil 3.12. Eklojitler içindeki minerallerin mikroskop altında görünümü (Gr: Granat, Glf: Glokofan, Fen: Fengit, Ep: Epidot).



Şekil 3.13. Elliayak sırtında eklojitlerdeki granat minerali içerisinde kapanımlar şeklinde bulunan kuvars minerallerinin oluşturduğu kartopu yapısı.

Granat mika şistler; granat, kuvars, muskovit, zoisit, az oranda biyotit ve epidot mineralleri içermektedirler. Granatlar özşekillidir ve eklojitlerde olduğu gibi kartopu yapısı sunmaktadırlar. Kayacın genelinde porfiroblastik doku gözlenmektedir (Şekil 3.14).



Şekil 3.14. Granat mika şistlerde gözlenen porfiroblastik dokunun mikroskop altında görünümü (Gr: Granat, Mus: Muskovit, Bio: Biyotit, Ku: Kuvars).

Granat mika şistler ve eklojitler, Kazdağ Grubu' na ait yüksek dereceli metamorfik kayalar ile Örenli metamorfikleri arasında tektonik bir dilim olarak yer almaktadır.

3.2.3. Yaş

Bu çalışmada herhangi bir yaşlandırma yapılmadığından daha önceki çalışmalarda elde edilen yaşlar özetlenecektir.

Okay ve Satır (2000b), Elliayak sırtında gözlenen eklojitlerdeki fengit minerallerinde Rb/Sr yöntemiyle yaptığı yaşlandırmada $100,3 \pm 2,8$ My ve $99 \pm 6,1$ My (Orta Kretase) yaşlarını elde etmişlerdir. Lips (1998); eklojitlerdeki beyaz mikalarda Ar/Ar metoduyla yaptığı yaşlandırmada ($100,7 \pm 16,34$ My) benzer yaşları elde etmiştir.

3.3. Akpınar serpantinitini

3.3.1. Tanım ve Genel Yayılım

Okay ve diğ. (1990) ve Beccaletto (2004) tarafından Çetmi Melanjı içerisinde tektonik dilimler olarak ifade edilen serpantinitler, 1:25000 ölçekte haritalanabilir olması, diğ. birimlerle alt üst dokunak ilişkilerinin görülebilmesi ve geniş bir yayılımı olması sebebiyle bu çalışmada ayrı bir birim olarak anlatılacaktır. Akpınar serpantinitleri adı ilk kez bu çalışmada geçici ve yerel olarak kullanılmıştır.

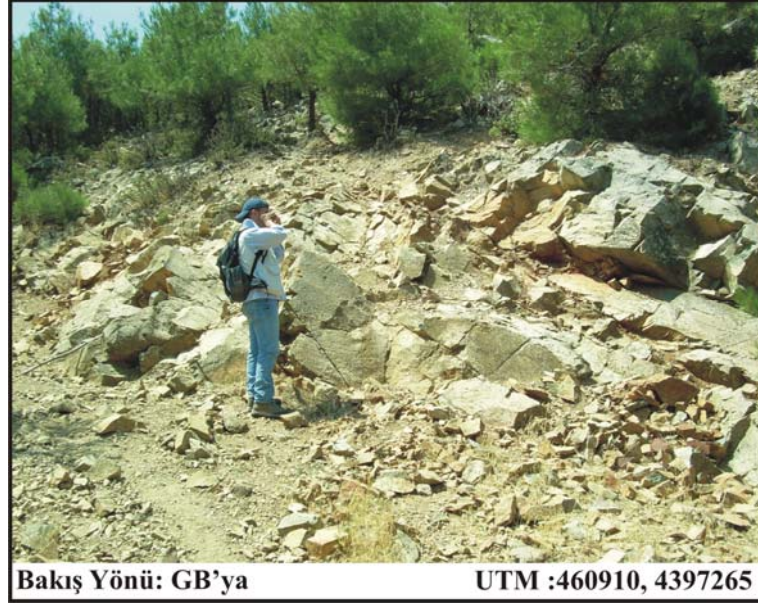
Birim, Akpınar köyü güneyi ile Alakeçi köyü Dombaycılar Mahallesi batısındaki, Mağaralı Tepe, Harita Tepe, Karakuş Tepe ve Kocayar Tepede açılmış yangın önleme şeritleri boyunca ve Çalıdağı-Alakeçi köyleri arasındaki asfalttan batıya doğru ayrılan orman yollarında, çalışma alanının doğu kesiminde Türkmenoba köyü çevresinde ve köyün güneybatısındaki Deli Tepede ve diğ. ikisine göre daha küçük bir alanda yüzeylemekle beraber Örenkaya Tepede görmek mümkündür.

3.3.2. Litoloji ve Dokunak İlişkileri

Serpantinitlerin altere yüzeyleri açık yeşil renkli, taze yüzeyleri yeşil-koyu yeşil renklidir. Yağimsı parlaklıklarıyla kolayca tanınan serpantinitler masiftirler ve bol kırık-çatlak içermektedirler (Şekil 3.15 ve 3.16).

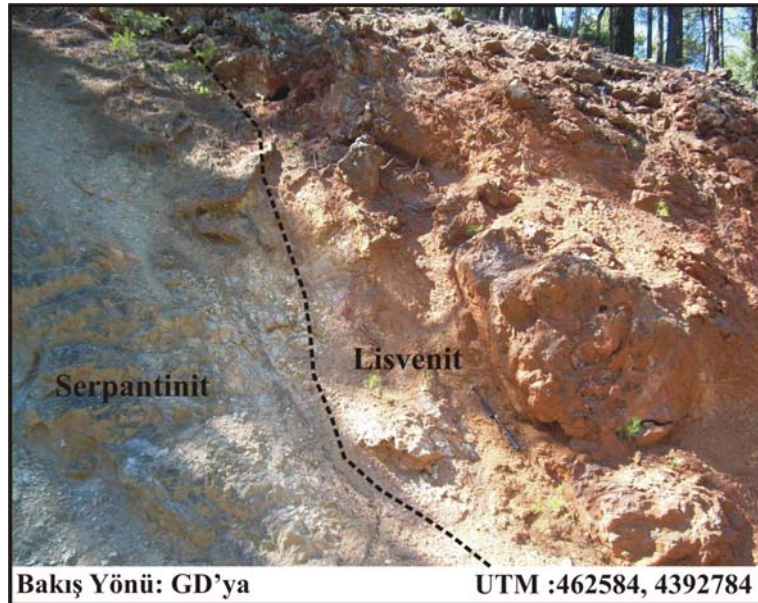


Şekil 3.15. Dombaycılar Mahallesi kuzeybatısındaki serpantinitlerden bir görünüm (Çekiç 33 cm boyundadır).



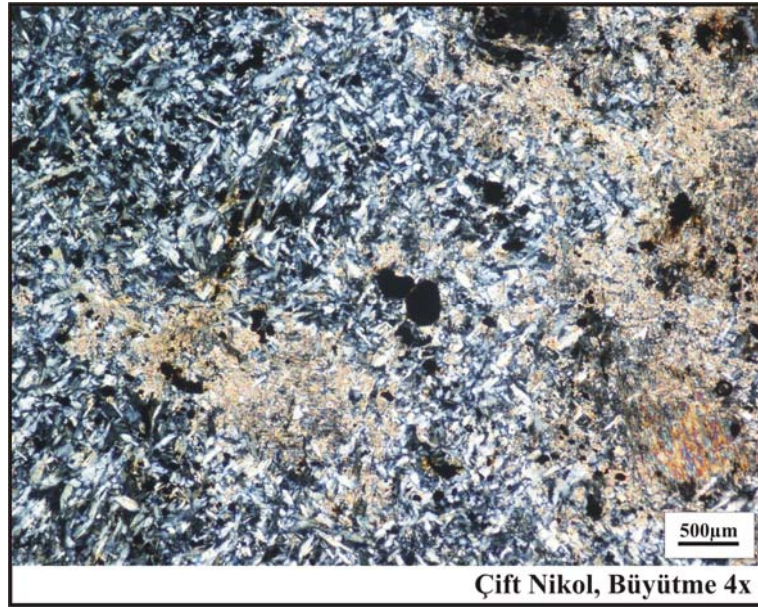
Şekil 3.16. Akpınar köyü güneyindeki Mağaralı Tepedeki serpantinitlerden genel görünüm.

Alakeçi köyünün doğusunda ve güneyinde yüzeyleyen serpantinitler ile Örenkaya Tepede yüzeyleyen serpantinitlerin çevresinde, hidrotermal alterasyon ürünü lisvenitler oluşmuştur (Şekil 3.17).



Şekil 3.17. Örenkaya Tepede gözlenen serpantinitler ve serpantinitlerin dokunağında gelişmiş lisvenit (Çekiç 33 cm boyundadır).

Serpantinitlerin petrografik incelemelerinde; antigorit, lizardit, kalık piroksen ve opak minerallerden oluşan bir kompozisyona sahip oldukları görülmüştür. Kayacın ana bileşimini özşekilsiz, yarı paralel dizilimli, pulsuz veya karmaşık agregat şeklinde kristalleri ile antigorit ve/veya lizardit oluşturmaktadır. Opak mineraller yarı özşekilli ve özşekilli kristaller şeklinde dağılmış halde yer almaktadır. Ayrıca, proksenlerde kloritleşme gözlenmektedir. Kayacın dokusu, serpantinitlerde izlenen tipik elek dokusudur (Şekil 3.18).



Şekil 3.18. Serpantinitlerde gözlenen tipik elek dokusunun mikroskop altındaki görünümü.

Akpınar köyü güneyindeki serpantinitler, Örenli metamorfitlelerine ait kayaların tektonik olarak altındadır.

Türkmenoba ve Deli Tepe civarındaki serpantinitler Kazdağ Grubu'na ait kayaların üzerinde, Örenli metamorfitlelerine ait kayaların altında tektonik olarak bulunmaktadır.

3.3.3. Yaş

Çalışma alanındaki serpantinlerin yaşıyla ilgili literatürde hiçbir veri yoktur ancak çalışma alanının batısındaki Denizgören ofiyoliti ile çalışma alanındaki serpantinleri karşılaştırabiliriz. Buna göre Denizgören ofiyolitinin tabanında iyi korunmuş amfibolit dilimleri yer almaktadır (Pickett ve Robertson, 1996; Şengün, 2005). Bu amfibolitlerdeki hornblend Ar-Ar yaşları 117 ± 2 My dır ve bu yaş Denizgören ofiyolitinin yerleşme yaşının Alt Kretase olduğunu göstermektedir (Okay ve diğ., 1996). Yine amfibolitlerden elde edilen Ar-Ar 125 ± 2 My yaşı, okyanus sırtında veya çevresinde gelişmiş olan bindirmenin başlangıç yaşı olarak yorumlanmıştır (Beccaletto 2004). Buna göre çalışma alanındaki Akpınar serpantiniti için de bu yerleşme yaşlarını öngörmek mümkün olabilir.

3.4. Örenli metamorfileri (Düşük Dereceli Metamorfik Metapelit-Metabazit ve kristalize kireçtaşı)

3.4.1. Tanım ve Genel Yayılım

Metabazit, metapelit ve kristalize kireçtaşlarından oluşan düşük dereceli metamorfik kayalar ilk kez bu çalışmada ayırt edilmiş, haritalanmış ve istifin en iyi gözlemlendiği Örenli köyü çevresinden esinlenerek, Örenli metamorfileri olarak adlandırılmıştır. Birim daha önceki çalışmalarda Çetmi melanjı içerisindeki metamorfik bloklar olarak ele alınırken, bu çalışmada 1:25000 ölçekte haritalanabilir olması ve ileri derecede metamorfik temel kayaları ile Çetmi grubu arasında tektonik bir birim halinde yüzeylemesi nedeniyle ayrı bir birim olarak ele alınmıştır.

Birbirleriyle aralanma gösteren ve düzenli bir istif oluşturan düşük dereceli metamorfik kayalar; metabazit, metapelit ve bunlar içerisinde mercerler şeklinde bulunan kristalize kireçtaşlarından oluşan istifi çalışma alanının kuzey kesimlerinde Akpınar-Çalıdağı köyleri arasındaki yol yarmasında, Örenli ve Kızıltepe köyleri civarında; güney kesimlerde ise, Çaltı köyü Yenioba Mahallesi güneyindeki Fırınıyeri Tepede, Küçük Çetmi köyü Çetmibaşı Mahallesi batısındaki Harita Tepe ve Koparan Tepede ve Boztepe Mahallesi çevresinde görmek mümkündür.

3.4.2. Litoloji ve Dokunak İlişkileri

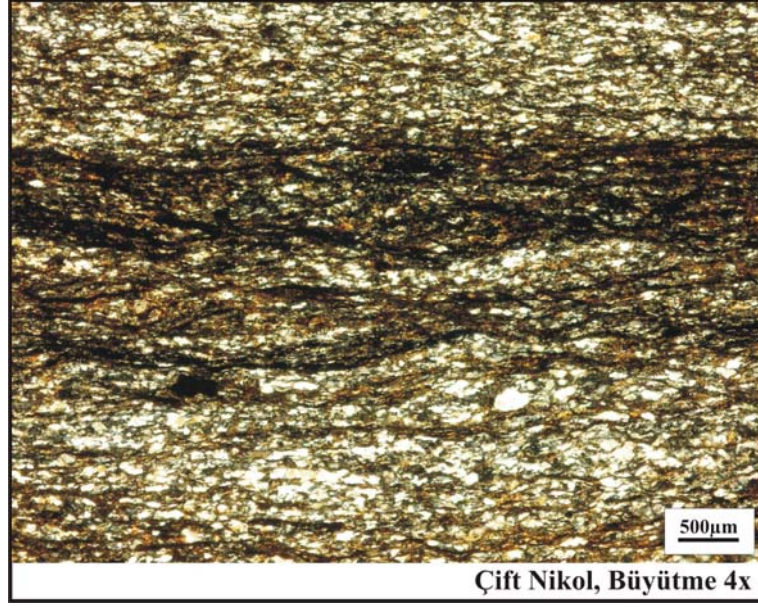
Çalışma alanında; çok ince taneli ve iyi yapraklanmış metapelitler; altere yüzeylerinin siyahımsı-koyu gri renkli, taze yüzeylerinin koyu gri renkli olmasıyla ve yağımsı parlaklıklarıyla kolayca tanınabilmektedir (Şekil 3.19).

Metabazitlerin altere yüzeyleri koyu yeşil taze yüzeyleri ise yeşil-koyu yeşil renklidir. Bol kırık ve çatlak içeren bu kayalar metapelitlerle ardalanma göstermektedir.



Şekil 3.19. Çalışma alanındaki metapelitlerden bir görünüm (Çekiç 33 cm boyundadır).

Kuars ve muskovitlerin yaygın olduğu metapelitler ince kesitlerde, şisti doku veya lepidoblastik doku sergilemektedirler. Kuvars kristallerinde şistoziteyle uyumlu yönelme gözlenmektedir. Ayrıca kayaç içerisinde mikro ölçekte budin yapılar bulunmaktadır (Şekil 3.20).



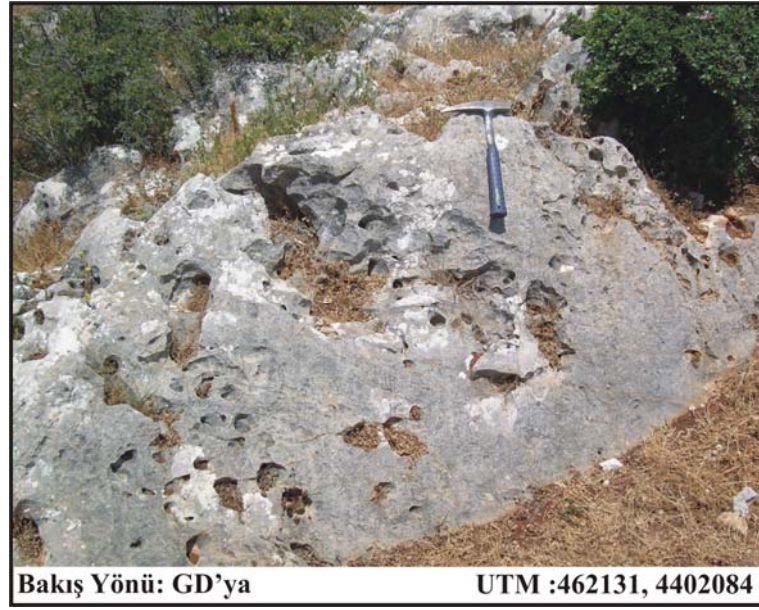
Şekil 3.20. Metapelitlerin mikroskop altındaki görünümü

Yer yer kloritleşmiş metabazitler, altere plajioklas, piroksen, biyotit, klorit ve az oranda kuvarstan oluşmaktadır. Piroksenler ileri derecede serpantinleşmiştir. Kayaç içerisinde boşluk dolgusu şeklinde karbonatlaşma vardır (Şekil 3.21).



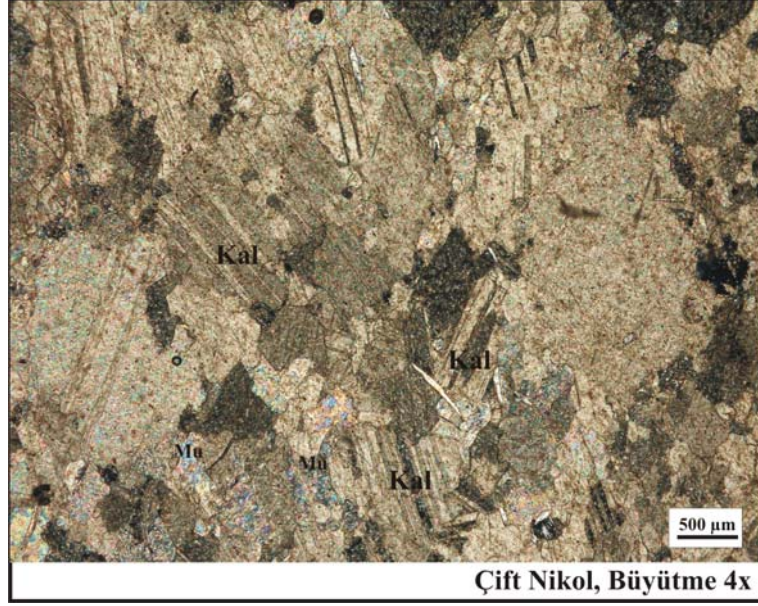
Şekil 3.21. Metabazitin mikroskop altındaki görünümü (Bio: Biyotit, Kl: Klorit, Plj: Plajioklas)

Örenli metamorfite'lerinin görülür en üst düzeylerini temsil eden ve saha çalışmaları sonucu, metabazit-metapelitlerle ilişkili olduğu tespit edilen kristalize kireçtaşları, Akpınar köyünde ve köyün kuzeyindeki Fuğla Tepe, Bakacak Tepe ve Değirmen Tepede, Pınarbaşı köyü çevresi ile güneydoğusundaki Doğan Tepede gözlenen; açık bej-gri renkli, masif görünümlü, karstik boşluklar içeren, bol kırıklı-çatlaklı, yer yer rekrystalize olmuş ve içerisinde *Megalodont sp.* fosilleri bulunan ve bu fosillere göre Beccaletto (2004) tarafından Üst Triyas yaşı öngörülen kireçtaşlarıdır (Şekil 3.22).



Şekil 3.22. Pınarbaşı köyü güneydoğusundaki Doğan Tepe yamacında gözlenen bol karstik boşluk içeren bej-gri renkli kireçtaşlarından görünüm (Çekiç 33 cm boyundadır).

Kayaç içerisinde bol miktarda bulunan kalsit kristalleri demirli alterasyona maruz kalmışlardır. Kalsitler iyi dilinim ve simetrik sönme göstermekte olup rekrystalize olmuşlardır. Kayaç düşük dereceli metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 3.23).



Şekil 3.23. Kristalize kireçtaşlarının mikroskop altındaki görünümü (Kal: Kalsit, Mu: Muskovit)

Örenli metamorfitle, çalışma alanının güney kesiminde Kirazeğlekalanı Tepe dolaylarında direkt olarak Kazdağ Grubu'na ait yüksek dereceli metamorfik kayalar üzerine tektonik bir dokunakla gelmektedir. Yine güney kesimlerde Oğlanmezarı Tepe ve Erikli Tepede yüzeyleyen granat mika şist ve eklojitlerin üzerine tektonik bir dokunakla gelmektedir.

Örenli metamorfitlelerinin güney kesimde yüzeylediği diğer alanlarda ise Çetmi grubu bu istifin üzerine tektonik bir dokunakla gelmektedir. Kuzeyde, Örenli metamorfitleleri, Kazdağ Grubu'na ait kayalarla Bıçkıdere fayı boyunca dokunağa gelmektedir. Kazdağ Grubu kayaları ile Örenli Metamorfitleleri arasında ilk kez Okay ve diğ. (1990) tarafından tanımlanan, milonitik gnays ve metaserpantinitten oluştuğu öne sürülen 2 km kalınlığındaki Alakeçi milonit zonu'nun ilksel kayalarının Okay ve Satır (2000b) Kazdağ Masifinin felsik gnaysları olduğunu ileri sürerken, Beccaletto (2004), milonitlerin ilksel kayalarının büyük çoğunluğunun Çetmi melanjı içinde bulunan litolojiler olduğunu, güneyde kalan kesimde çok az bir kısmının ise ilksel kayalarının Kazdağ Masifinin metamorfik kayaları (gnays) olduğunu savunmaktadır. Bu zon önceki çalışmalarda belirtildiği kadar geniş bir dağılımının olmaması ve

sadece Kazdağ Grubu ile Örenli metamorfite dokunağını oluşturan Bıçkıdere fayı boyunca gözlenmesi sebebiyle bu çalışmada ayrı bir birim olarak ele alınmamıştır.

Makaslama zonu başlıca milonitik gnayslardan oluşmaktadır. Milonitik gnayslar kirli beyaz, gri, sarı renklerde gözlenir ve çok iyi gelişmiş yapraklanmaya sahiptirler. Dokunulduğunda talklaşma sebebiyle ele sabunsu bir his vermektedir.

Saha incelemeleri sonucu ortaya çıkan bu dokunak ilişkileri; kristalize kireçtaşı mercekleri içeren, düşük dereceli metamorfik metapelit-metabazit-kristalize kireçtaşı istifinin yüksek dereceli metamorfik Kazdağ Grubu kayaları ile metamorfize olmamış Çetmi grubu kayaları arasında Triyas yaşlı tektonik bir birim olduğu şeklinde yorumlanmıştır.

3.4.3. Yaş

İstif içerisinde mercekler şeklinde bulunan kristalize kireçtaşlarında Beccaletto, 2004'ün tespit ettiği *Megalodont sp.* fosillerine göre istif için Geç Triyas yaşı öngörülebilir.

3.5. Çetmi Grubu

3.5.1. Tanım ve Genel Yayılım

İlk kez Okay ve diğ. (1990) tarafından; spilitleşmiş bazik volkanik ve piroklastik kayalar, Üst Triyas, Üst Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase kireçtaşı blokları, şeyl ve grovaktan oluşan birimler Çetmi ofiyolit melanjı olarak tanımlanmıştır. Daha sonra Beccaletto (2004), melanjın Biga Yarımadası'nda kuzey (Biga ilçesinin kuzeyinde) ve güney (Küçükuyu ile Bayramiç arasında) olmak üzere iki alanda yüzeylendiğini öne sürmüştür. Güney kesimdeki melanjı da, Bayramiç güneyi ve Küçükuyu kuzeyi olarak yine iki kısımda ele almıştır. Görür ve Okay (1996) ise Çetmi melanjı'nın Trakya Havzasının temelini oluşturabileceğini öne sürmüştür. Çetmi melanjı esas olarak (~%45) spilitik mafik volkanik kayalar, kireçtaşlarının çeşitli tipleri (~%32), minör radyolarit-çört ve serpantin içeren grovak şeyl matriks (~%15) ve eklojitin geniş tektonik dilimleri ve eklojitik mika

şistlerden oluşmaktadır (Okay ve Satır, 2000b). Erken-Orta Albiyen (Alt Kretase) yaşlı ve grovak-şeyl birlikteliğinden oluşan bir matriksi olan melanjin içerisinde; Orta Triyas kırmızı nodüler kireçtaşı, Üst Triyas kireçtaşı, rekristalize olmamış kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı, Orta-Üst Jura-Alt Kretase radyolarit-çamurtaşı blokları yer alır (Beccaletto, 2004).

Önceki çalışmalarda Çetmi melanji olarak adlanarak tanıtılan birim (Tablo 3.1) saha çalışmalarımızda Beccaletto (2004)'ün verileri de dikkate alınarak yeniden haritalanmış, daha önce melanj içinde değerlendirilmiş olan kaya toplulukları kendi içinde ayrı değerlendirilmiş ve bu çalışmada “Çetmi grubu” olarak yeniden adlandırılmıştır. Çetmi grubu olarak adlandırılan birim; Baharlar-Uzunalan köyleri arasındaki ve Güzelköy-Kırca köyleri arasındaki yol yarmalarında, Nusratlı Orman Binası ile orman binasının DKD' ndaki Kapıkaya Tepe arasındaki yol yarmasında en iyi şekilde gözlenmektedir.

Tablo 3.1. Çetmi melanjı (grubu) için literatürde bugüne kadar söylenenler

| Lokasyon ve Referans | Matriksin Litolojisi ve Yaşı | Blokların Litolojisi ve Yaşı | Yapısal Nitelikleri | Melanjin Yaşı ve Tektonik Anlamı |
|---|--|--|--|--|
| Kazdağ Grubu metamorfitlelerinin batısı (Gözler, 1986) | Orta-Geç Triyas yaşlı (foraminifer) yeşil-kırmızı renkli kiltası, kumtaşı, çört ve diyabazdan oluşan düzensiz filiş. | Orta-Geç Triyas yaşlı kireçtaşı, spilit, mavi şist blokları | Melanj; filiş ve metamorfik kayalar üzerinde tektonik olarak yer almaktadır. | Melanjin üzerine uyumsuz olarak Liyas birimlerinin gelmesi nedeniyle melanjin yerleşim yaşı Liyas öncesi Trijas sonunda kapanan okyanusta oluşmuş ve içerdiği birimler daha sonra birbiriyle tektonik ilişkiler göstermektedir. Filiş, okyanus kabuğu dilimlerinin kıtasal kabuk üzerine ilerlemesi sırasında gelişmiştir. |
| Karabiga batısı (Okay ve diğ., 1990) | Şeyl, kumtaşı, serpantinit ve radyolarit, kırmızı mikritler Kretase (Senomaniyen-Turoniyen) yaşlı siltli mikrit (foraminifer) | Üst Triyas (Noriyen-Resiyen) kireçtaşı (foraminifer), Apsiyen-Albiyen yaşlı kireçtaşı (foraminifer), spilitik bazik volkanik kayalar, Doğandere kumtaşı (Geç Kretase-Paleosen) | Geç Tersiyer'de oluşmuş D-B ve KD-GB doğrultulu dik eğimli iki fay tarafından metamorfik kayalardan (Çamlıca Metamorfitleleri) ayrılır | Geç Kretase-Paleosen Hendek yelpazesi ve hendek eksenli çökelleri içeren eklenir prizma özellikleri, Mesozoyik yaşta pasif bir kıta kenarı parçaları içerir. |

| Lokasyon ve Referans | Matriksin Litolojisi ve Yaşı | Blokların Litolojisi ve Yaşı | Yapısal Nitelikleri | Melanjin Yaşı ve Tektonik Anlamı |
|---|--|--|--|---|
| Kazdağ Grubu metamorfitlelerinin batısı (Okay ve diğ., 1990) | Şeyl, grovak ve az miktarda serpantin ve radyolaryalı çört | Üst Triyas (Noriyen) pelajik kireçtaşı, kırmızı radyolaryalı çört ve ammonitli Üst Jura–Alt Kretase neritik kireçtaşı ve Üst Kretase (Turoniyen-Santoniyen) kırmızı kireçtaşı blokları Spilitleşmiş bazik volkanik ve piroklastik kayalar eklojit blokları | Yüksek açılı ve genellikle K-G doğrultulu faylar ve makaslama zonlarınca kesilmiş ve bu faylar boyunca bu kaya topluluğu biraraya getirilmiş | Geç Kretase-Erken Paleosen Çok az miktarda hendek yelpazesi ve hendek ekseni çökelleri içeren eklenir prizma özellikleri, Mesozoyik yaşta pasif bir kıta kenarı parçaları içerir |
| Kazdağ Masifi'nin batısı (Lips 1998) | Kumtaşı | Kireçtaşı blokları, Egzotik eklojit blokları, Eklojitten $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ lazer prob Albiyen (100 My) beyaz mika yaşı (soğuma yaşı) | | Erken Paleosen Volkano-sedimanter kompleksin üzerine Orta Eosen filiş ve kireçtaşlarının çökmesi, melanjin çökelim ve oluşumunun 65-50 My arasında olduğunu belirtir. |

| Lokasyon ve Referans | Matriksin Litolojisi ve Yaşı | Blokların Litolojisi ve Yaşı | Yapısal Nitelikleri | Melanjin Yaşı ve Tektonik Anlamı |
|---|--|---|---|---|
| Kazdağ Masifi'nin batısı (Okay ve Satır, 2000b) | Grovak, şeyl, silttaşı, çört, serpantinit | Pelajik ve neritik Üst Triyas-pelajik Üst Kretase yaşlı kireçtaşı blokları (foraminifer, bivalviya), Albiyen (100 My) yaşlı eklojit (Rb/Sr fengit), spilitik bazalt, aglomera ve yastık lavlar | Foliasyonsuz, faylı ve makaslamalı dokunak | Geç Kretase-Paleosen Tetis okyanusal yığışım kompleksini karakterize eder |
| Küçükkuyu kuzeyi – Bayramiç güneyi (Kazdağ Masifi batısı) (Beccaletto, 2004) | Albiyen yaşlı grovak-şeyl (polen ve sporlar) | Geç Jurasik kumtaşı-şeyl (radyolarit) (Gelinmezarı kumtaşı), Üst Triyas neritik ve pelajik kireçtaşları (foraminifer),serpantinit/listfenit ve az oranda Üst Jurasik-Alt Kretase radyolarit blokları bazaltik-andezitik ve piroklastik kayalar (spilit) | Matriksin K-G yönlü tabakalanması, matriks, melanjin diğer litolojileriyle tektonik dokunaklıdır, melanjin tabanında serpantinit mercekleri | Albiyen-Senomaniyen Metamorfik olmayan melanj Geç Tersiyer deformasyonu sonucunda bugünkü yapısını kazanmıştır, bir ya da birkaç okyanusal ortam ve kıtasal kenar arasında aktif tektonik bir sınırda oluşmuş, kısmen yay önu veya çukur havza tipli istiflerden oluşur. |

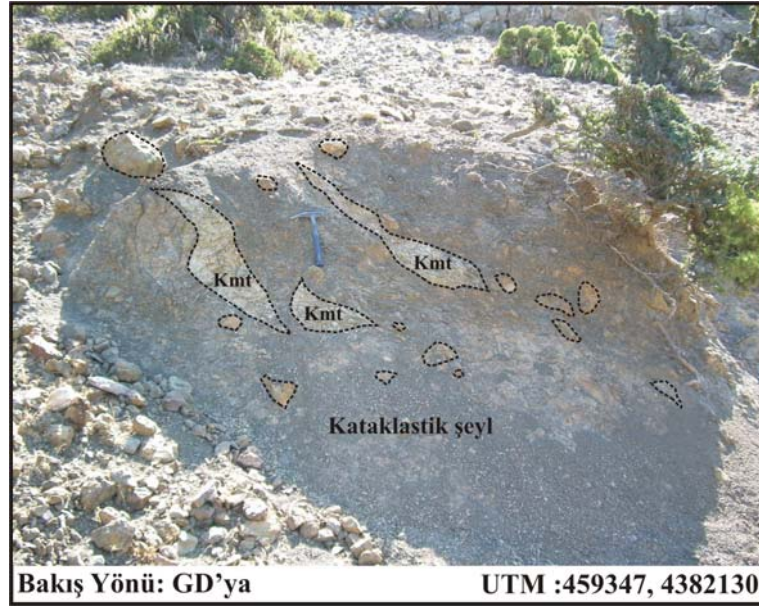
| Lokasyon ve Referans | Matriksin Litolojisi ve Yaşı | Blokların Litolojisi ve Yaşı | Yapısal Nitelikleri | Melanjin Yaşı ve Tektonik Anlamı |
|---|--|---|--|--|
| Karabiga batısı (Beccalotto, 2004) | Albiyen yaşlı grovak-şeyl (polen ve sporlar) | Albiyen yaşlı kumtaşı-şeyl (Radyolarit, foraminifer) (Doğandere kumtaşı), Üst Triyas neritik kireçtaşları, Üst Jurasik-Alt Kretase kırmızı radyolarit-radyolarit/kırmızı mikrit araldanması, serpantinit, bazik ve piroklastik kayalar (spilit) | Matriks, melanjin diğer litolojileriyle tektonik dokunaklıdır, melanjin tabanında serpantinit mercekleri | Albiyen-Senomaniyen Metamorfik olmayan melanj Geç Tersiyer deformasyonu sonucunda bugünkü yapısını kazanmıştır, bir ya da birkaç okyanusal ortam ve kıtasal kenar arasında aktif tektonik bir sınırda oluşmuş, kısmen yay önü veya çukur havza tipli istiflerden oluşur |
| Küçükkuyu kuzeyi, Karabiga güneyi (Beccalotto ve diğ., 2005) | Albiyen yaşlı grovak-şeyl | Üst Triyas neritik ve pelajik kireçtaşları, Doğandere ve Gelinmezarı kumtaşları, Albiyen yaşlı eklojit blokları, serpantinit/lisfenit, radyolarit blokları ve radyolarit-kırmızı çamurtaşı araldanması, Han Bulog fasiyesinde Alt-Orta Triyas yaşlı kireçtaşları (konodont) Bazaltik-andezik bloklar ve piroklastik kayalar | Karabiga güneyindeki melanj doğrultu atımlı fay boyunca tektonik bir dokunakla Çamlıca mikaşistlerinden ayrılmakta, Küçükkuyu kuzeyindeki melanj ise tektonik olarak Kazdağ metamorfik kayaçlarını üzerlemekte | Albiyen-Senomaniyen KB Anadolu'da yer alan melanj Rodop Zonu'nun bir parçasını temsil eder |

3.5.2. Litoloji ve Dokunak İlişkileri

Çetmi grubu; çökel-volkanik-volkanoklastik bir matriks ile bu matriks içerisindeki Erken Mesozoyik yaşlı bloklardan oluşmaktadır. Bu birimi oluşturan litolojiler matriks ve bloklar olmak üzere iki kısımda ele alınacaktır.

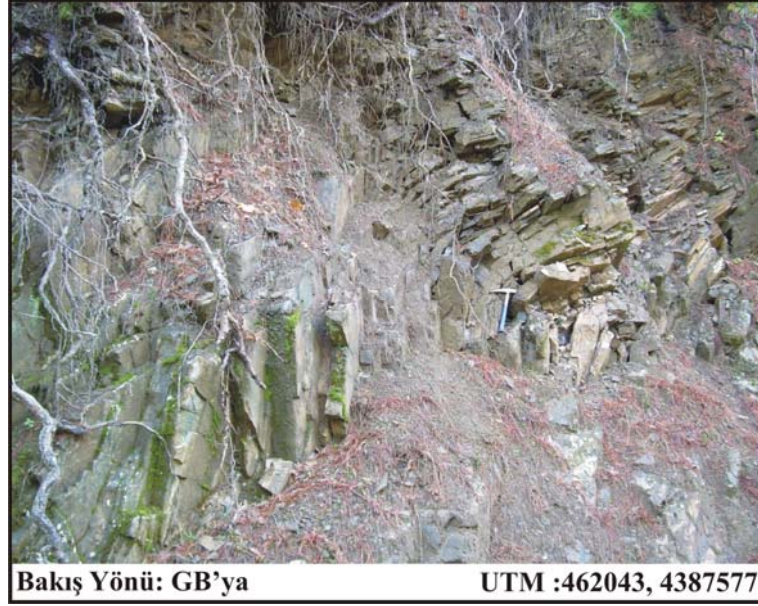
3.5.2.1. Matriks

Matriks, aşırı derecede deforme olmuş, kırıklı çatlaklı kataklastik şeyl-grovak ardalanması ve volkanik, volkanoklastik kayalardan oluşmaktadır ve yaşı, grovaklar içerisindeki dinoflagellat fosillerine göre Erken-Orta Albiyen' dir (Erken Kretase) (Beccalotto, 2004) (Şekil 3.24).



Şekil 3.24. Çetmi grubunun, kataklastik şeyl ve grovaktan oluşan matriksinin ve içerisindeki kumtaşı, çört, kireçtaşı gibi farklı litolojilerden blokların görünümü (Çekiç 33 cm boyundadır).

Matriksi oluşturan şeyller, siyahımsı kahverengi, ince-orta tabakalı ve kırılğan kayalardır. Bej-açık kahve renkli, orta tabakalı grovaklar ise şeyllere göre daha dayanımlıdır (Şekil 3.25). Aşırı derecede deforme olmuş matriksin diğer litolojilerle olan dokunaklarında ve kendi içinde makaslama zonları görmek mümkündür.



Şekil 3.25. Matriksi oluşturan kumtaşlarından görünüm (Kumtaşlarında DGD ya devrilmiş bir kıvrım gelişmiştir) (Çekiç 33 cm boyundadır).

Matriks içerisindeki kumtaşları, Tuztaşı köyünün güneyinde, Gelinmezarlığı Sırtı ve Kocaburun Tepede bej renkli, orta tabakalı olarak yüzeylemektedir. Çevresindeki volkanitlerle ve matriksle tektonik kontağa sahip olduğu düşünülen bu kumtaşlarının yaşının, içerisindeki kırmızı radyolaritlerden elde edilen ve Geç Bajosiyen-Erken Bathoniyen'den Geç Kimmeridgiyen-Erken Tithoniyen'e değişen yaşları karakterize eden *Mirifusus guadalupensis* fosiline göre Geç Jura olabileceği düşünülmüştür (Beccaletto, 2004).

Matriksi oluşturan kumtaşlarında Beccaletto (2004) nun yaptığı petrografik incelemelerde, kumtaşlarının ince-kaba taneli arenit sınıfına girdikleri tespit edilmiştir. Ayrıca bu kumtaşlarının kilsi ve siltsi bir hamur içerisinde, köşeli-yarı yuvarlak tanelerden oluştuğu gözlenmiştir.

Beccaletto (2004), kumtaşlarında en yaygın mineralin kuvars olduğunu, kuvarslardan sonra ise en yaygın minerallerin feldspatlar olduğunu ileri sürmüştür. Feldspatlardan plajyoklaslar yaygın, potasyum feldspatlar nadirdir. Aksesuar olarak muskovitler yer almaktadır. İkincil mineral olarak ise; klorit, demiroksit, epidot, kalsit, dolomit, zirkon ve sfen bulunmaktadır.

Kumtaşlarında iki farklı kaynaktan taneler bulunmaktadır; **i)** metamorfik kayaç parçaları, **ii)** bazik-ortaç volkanik kayaç parçaları. Bu da tanelerin, biri kıtasal diğeri volkanik yay olmak üzere iki farklı kaynaktan sağlanmış olabileceğini göstermektedir.

Tanelerin köşeli oluşu, kaynak kayaya uzaklığın fazla olmadığını göstermektedir.

3.5.2.2. Bloklar

Çetmi grubu içerisindeki en genç litolojiyi oluşturan grovak-kataklastik şeyl ardalanmasından oluşan matriks içinde yer yer yastık lav yapısı sunan bazik volkanikler ve piroklastik kayalar, Orta Triyas yaşlı kırmızı nodüler kireçtaşı, Geç Triyas kireçtaşı, rekristalize olmamış kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı, Orta-Geç Jura-Erken Kretase yaşlı radyolarit-çamurtaşı blokları yer alır (Beccaletto, 2004).

Magmatik Kayalar

Grup içerisindeki en yaygın litolojiyi oluşturan bazik volkanik ve piroklastik kayaların dış yüzeyleri, muhtemelen hidrotermal alterasyon sebebiyle kahverengi-bordomsu renkli, taze yüzeyleri siyahımsı yeşil renktedir. Çetmibaşı Mahallesinin hemen kuzeybatısındaki Çetmibaşı tepe ve Kırca köyünün kuzeybatısındaki Pireli Tepe yamacında bazik volkanik kayalar yastık lav yapısı sunmaktadır (Şekil 3.26).

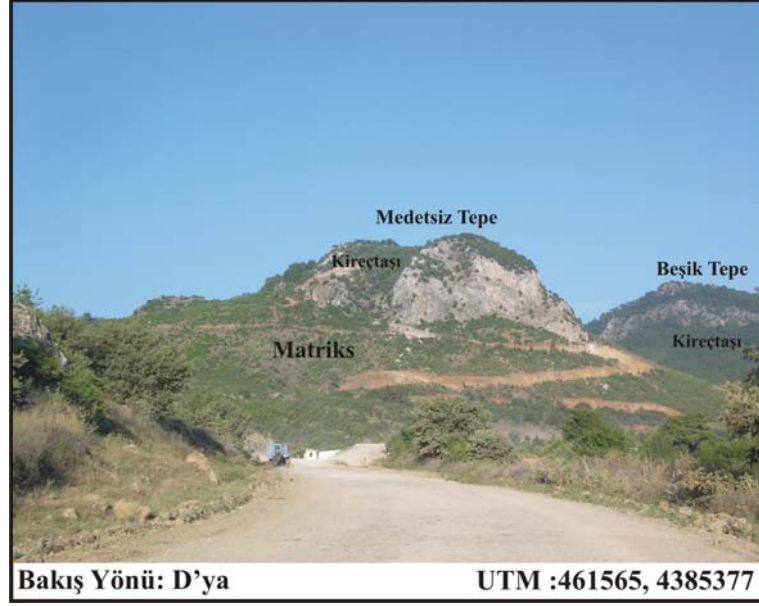


Şekil 3.26. Çetmibaşı Mahallesi kuzeybatısındaki Çetmibaşı Tepedeki volkanik kayalarda gözlenen yastık lav yapısından görünüm (Çekiç 33 cm boyundadır).

Beccalotto (2004); magmatik kayalarda yaptığı petrografik incelemelerde, bu kayaların bazaltdan andezite değişen kayalar olduğunu ve yaptığı tüm kaya jeokimya analizlerinde de bu kayaların; biri kıtasal karışmanın olduğu volkanik yay, diğerinin okyanusal ada yayı veya rift olmak üzere iki farklı ortamda gelişmiş olabileceklerini öne sürmektedir.

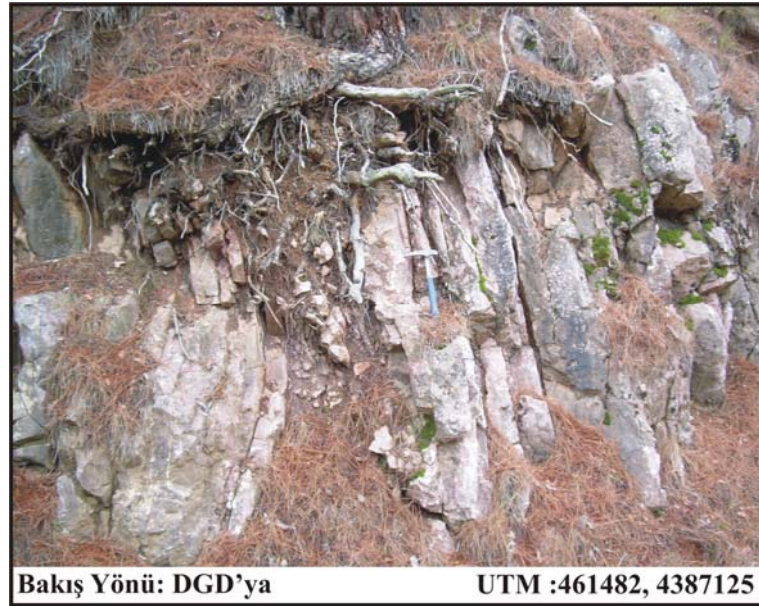
Kireçtaşı

Birim içerisinde farklı tiplerde ve yaşlarda kireçtaşı blokları yer almaktadır (Okay ve diğ., 1990). Bunlar arasında en yaygın olanı, Çaltı köyü Yenioba Mahallesi kuzeybatısındaki Medetsiz Tepede, batısındaki Beşik Tepede, Kırca Köyü kuzeyindeki Sakarkaya Tepede, Hasanoba Mahallesi kuzeyindeki Kocakaya Tepede ve Bahçedere Mahallesi kuzeyindeki Fatmakayası Tepede gözlenen; açık bej-gri renkli, masif görümlü, karstik boşluklar içeren, bol kırıklı-çatlaklı kireçtaşlarıdır (Şekil 3.27).



Şekil 3.27. Medetsiz Tepe ve Beşik Tepe’de gözlenen gri renkli, karstik boşluklu kireçtaşı bloklarından görünüm

Bu kireçtaşlarından başka; matriks içerisinde, pembemsi kırmızı renkli, orta kalınlıkta tabakalanmış kristalize kireçtaşı blokları da bulunmaktadır (Şekil 3.28). Bu tipteki kireçtaşı örneklerini en iyi Kırca köyü kuzeyindeki Çaltıcak dere kenarında küçük bir yüzlekte görmek mümkündür.



Şekil 3.28. Kırca köyü kuzeyinde, Çaltıcak dere kenarında gözlenen pembe renkli kristalize kireçtaşlarından görünüm (Çekiç 33 cm boyundadır).

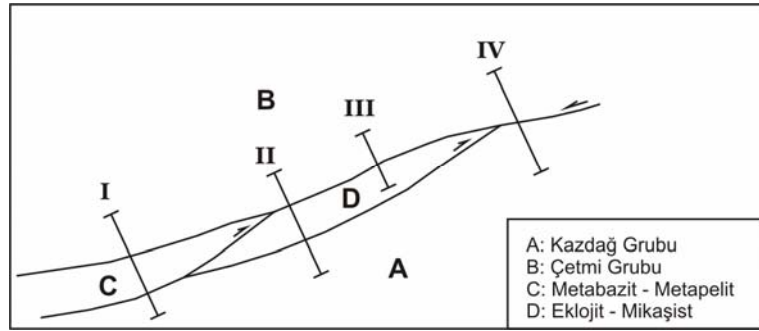
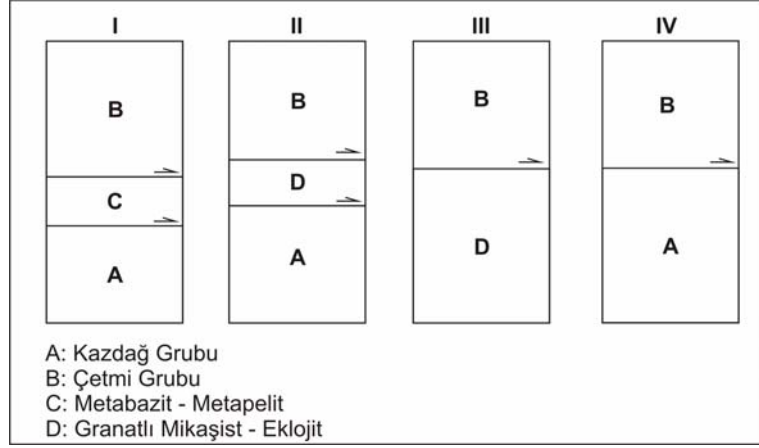
Radyolarit Çört-Kırmızı Çamurtaşı Ardalanması

Melanj içerisinde bloklar şeklinde bulunan radyolarit çört-çamurtaşı ardalanması, arazide çok küçük yüzleklerle temsil edilmektedir. Radyolarit-çörtlerin altere yüzeyleri siyahımsı bordo, taze yüzeyleri bordo renklidir (Şekil 3.29). Çamurtaşları ise kırmızımsı bordo renkli ve ince tabakalıdır.



Şekil 3.29. Çetmi grubu içerisindeki bir radyolarit-çört bloğundan ve kumtaşı-şeyl matriksten görünüm (Çekiç 33 cm boyundadır).

Çetmi grubu çalışma sahasının güney kesimlerinde Oğlanmezarı ve Erikli tepelerde yüzeyleyen granat mika şist-eklojitin, Çetmibaşı Mahallesi civarında, Kocataş ve Hamaz Tepe civarlarında metapelit-metabazitten oluşan istifin ve Adatepebaşı köyü ve çevresinde Kazdağ Grubuna ait kayaların tektonik olarak üzerindedir. Çetmi grubuna ait kayalar, güneyde Hasanoba Mahallesi civarında, normal bileşeni olan sol yanal atımlı bir fay boyunca Küçükkuş formasyonuna ait volkanik, sedimanter ve volkano-sedimanter kayalarla dokunağa gelir. Çetmi grubu, bu alan dışında Küçükkuş formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. Uzunalan ve Baharlar köylerinin kuzeyinde ise Çetmi grubu kayaları KB-GD uzanımlı ve normal bileşeni olan sol yanal doğrultu atımlı bir fay boyunca Kazdağ Grubu kayalarını üzerler (Şekil 3.30).



Şekil 3.30. Çetmi grubunun sahanın farklı bölgelerinde gösterdiği farklı dokunak ilişkilerini gösteren şematik kesit (**I:** Kirazeğlekalanı ve çevresinde gözlenen istif, **II:** Oğlanmezarı ve Erikli Tepelerde gözlenen istif, **III:** Elliayak Sirtında gözlenen istif, **IV:** Tuztaşı ve Uzunalan köyleri ile yakın çevresinde gözlenen istif ve bu istiflerden oluşturulan kompozit enine kesit)

Çalışma alanının doğu kesimlerinde ise ayrılmamış Neojen volkanik ve sedimanter kayalar, Çetmi grubu birimlerini uyumsuz olarak üzerlemektedir.

3.6. Evciler plütönu

3.6.1. Tanım ve Genel Yayılım

Öngen (1978) tarafından tanımlanan Evciler plütönu, Kazdağlarının kuzeyinde yer alan eliptik şekilli ve kalk-alkalin karakterde bir plütöndür. Kazdağ Grubu genel yapısına ve Alakeçi makaslama zonuna paralel şekilde KD-GB yönünde uzanır ve mineralojik bileşimi monzodiyoritten kuvars diyorite ve granodiyorite değişmektedir (Okay ve Satır, 2000b). Evciler plütönu'nun yaşı Rb/Sr metoduna göre $25\pm 0,3$ My olarak belirtilmiştir (Birkle, 1992). Kazdağ Masifi ve Örenli metamorfiteeri içine sokulduğu düşünülen Evciler plütönu orta, eş boyutlu taneli ve genellikle deforme olmamıştır. Ancak plütönün güney sınırında birkaç metre kalınlığında ve granitoidin foliasyon ve lineasyon kazandığı yüksek sıcaklık makaslama zonları bulunmaktadır. Foliasyon ve lineasyon genel yapıya uygundur ve bu da Evciler plütönünün kısmen gerilme deformasyonundan etkilendiğini göstermektedir (Okay ve Satır, 2000b).

Çalışma alanının kuzeydoğu kesimlerinde yer alan plütön, Daloba ve Yassıbağ köylerini de içine alacak bir alanda yüzeylemektedir.

3.6.2. Litoloji ve Dokunak İlişkileri

Granitik bileşimli Evciler plütönu içerisinde gözle görülebilir boyutta kuvars, amfibol, biyotit ve feldispat mineralleri bulunmaktadır. Granitlerin tamamı faneritik ve porfirik dokudadırlar.

Arenalaşma gösteren granitlerin altere yüzeyi sarı-kahverengi tonlarında olup; taze yüzeylerinin rengi grimsi-beyazımsıdır. Ayrıca granitler içerisinde yer yer anklavlar da gözlenmiştir. Granitler çok fazla çatlak düzlemi içermektedirler. İnceleme alanı içerisindeki granitlerde çeşitli boyutlarda apilit daykları gözlenmiştir.

Evciler plütönu harita alanının kuzeydoğu kesimlerinde yüzeylemektedir ve Örenli metamorfiteerine ait kayaları kesmektedir.

3.6.3. Yaş

Bu çalışmada herhangi bir yaşlandırma yapılmadığı için daha önceki çalışmalarda elde edilmiş yaşlar kabul edilecektir. Buna göre, plütonun yaşı Rb/Sr yöntemiyle sırasıyla $21,25 \pm 0,02$ My (Brikle ve Satır, 1995) ve $28 \pm 0,88$ My (Fytikas ve diğ., 1976; Okay ve Satır, 2000b) olarak belirtilmiştir.

3.7. Neojen Sedimanter ve Volkano–Sedimanter Seriler

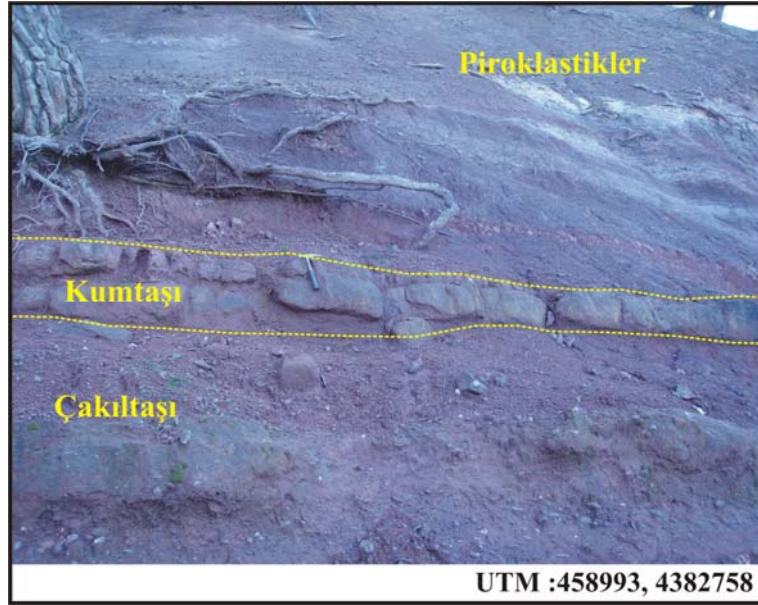
3.7.1. Küçükkuyu formasyonu

Küçükkuyu formasyonu, Biga Yarımadası'nın güneyinde, Oligo-Miyosen volkanizmasıyla eş zamanlı, gösel türbidit çökelleriyle temsil edilmektedir (Siyako ve diğ., 1989). Küçükkuyu formasyonu, Beccalotto, (2004) tarafından fasiyes ilişkileri ve benzerliklerine göre, iri taneli kırmızımsı-grimsi renkli kumtaşı ve çakıltaşı bulunduran volkano-döküntü serisinden oluşan ve üste doğru karbonatlaşma gösteren alt üye, ~400 m kalınlığa sahip ve sarımsı okside siltli şeyl ve silttaşı-kumtaşı türbiditlerinin ritmik ardalanmasından oluşan orta üye ve ~20-30 m kalınlıkta bej–sarı renkli tüfitten oluşan üst üye olarak üçe ayrılmıştır. Orta üyenin batı kesimlerinde gözlenen bitümlü şeyl-siltli kireçtaşı ar dalanmasından yapılan palinolojik çalışmalara göre Küçükkuyu formasyonu'nun yaşı Erken Miyosen'dir (İnci, 1984). Küçükkuyu formasyonu'nun üst üyesindeki tüfitlerden alınan biyotitte yapılan Ar–Ar metoduyla alınan $34,4 \pm 1,2$ My Geç Eosen (Priaboniyen) yaşı, üst üyenin kaynak kayasını oluşturan volkanizmanın yaşı olarak yorumlanmıştır (Beccalotto, 2004).

Küçükkuyu formasyonuna ait kayalar çalışma alanının güney kesimlerinde, Çaltı, Yeniçam (Kızılyar), Nusratlı ve Küçük Çetmi köyleri ve çevresinde gözlenmektedir.

Küçükkuyu formasyonu, çalışma alanında çakıltaşı-kumtaşı ar dalanması, bu sedimanter serinin üzerine piroklastikler ve andezitler gelecek şekilde gözlenmektedir. Çakıltaşları, kırmızı-bordo renkli, yataya yakın ve orta

tabakalanmalıdır. İçerisinde, Çetmi grubuna ait litolojilerden çakıllar görmek mümkündür (Şekil 3.31).



Şekil 3.31. Küçükuyu formasyonunu oluşturan çakıltası-kumtaşı ve piroklastik kaya ardalanmasından bir görünüm (Çekiç 33 cm boyundadır).

Küçükuyu formasyonu, Yeniçam (Kızılyar), Çaltı köyü ve Yenioba mahallesi civarında Çetmi grubu birimleri üzerine uyumsuz olarak gelirken, Nusratlı köyü kuzeyinde ve Hasanoba Mahallesi civarında ise BKB-DGD uzanımlı, normal bileşeni olan sol yanal doğrultu atımlı bir fay, Küçükuyu formasyonu ile Çetmi grubu arasındaki dokunağı oluşturmaktadır.

3.7.2. Bayramiç formasyonu

Siyako ve diğ. (1989) tarafından, Biga ve Gelibolu Yarımadalarında, çakıltası, kumtaşı ve şeylden oluşan flüviyal sedimanlar ile gösel karbonatlardan ve Kazdağ Masifi' nin yükselmesi sırasında sağlanan kaotik kütleler ve yüksek enerjili akarsu materyallerinden (Turgut, 2002), oluşan Bayramiç formasyonu'nun tip yeri olarak Bayramiç Çayı (Karamenderes Çayı kuzeyi), Gönen ve Manyas kuzeyleri olarak verilmiştir (Siyako ve diğ., 1989). Bayramiç formasyonu içerisinde 1970 yılında Ünal Dayıoğlu tarafından karasal omurgalı diş ve kemik kalıntılarına rastlanmıştır ve bunların Ponsiyen'e (Üst Miyosen sonu) ait olduğu Tekkaya (1974) tarafından yazılmıştır.

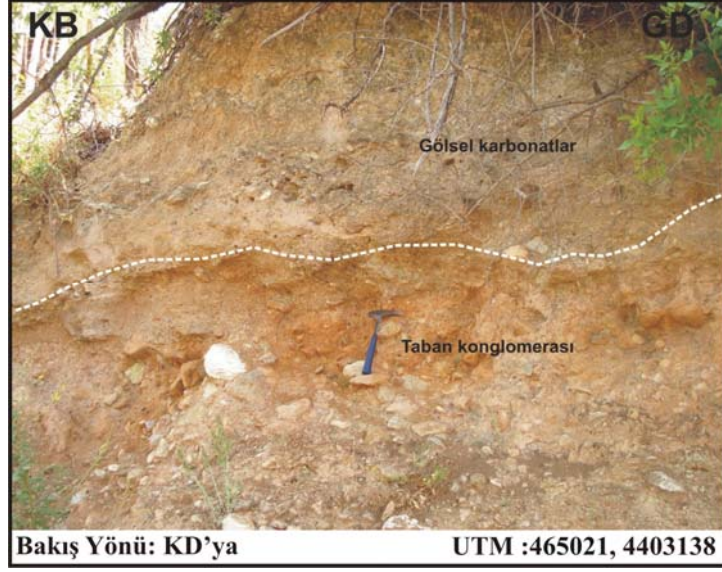
Çalışma alanında kuzey bölgelerde, Kutluoba Köyü çevresinde ve Pınarbaşı Köyünün kuzeyinde birim, taban çakıldaşı, gölsel kireçtaşları ve karasal kırıntılı kayalar olarak temsil edilmektedirler.

Bayramiç formasyonu; inceleme alanında fazla kalın olmayan bir taban çakıldaşı ile başlar (Şekil 3.32). Taban çakıldaşının en iyi gözlemlendiği yer; Kutluoba-Çaldağ asfaltı, Damışlar Tepe 500 m KD' sudur. Karasal ortam koşulları gereği egemen rengi kırmızımsı-kahverengimsi olan formasyon, blok-çakıl boyu malzemeden kum boyu malzemeye kadar değişen tane boyuna sahiptir. Birim içerisinde tanımlanabilen bileşenler; kireçtaşı, serpantin, volkanik kayaç parçacıkları, kuvarsit, mermer ve metamorfik kayaç parçacıklarıdır. Tane yuvarlaklık derecesinin kötü oluşu, kaynak alana yakınlığı işaret etmektedir.



Şekil 3.32. Pınarbaşı köyünün güneydoğusunda Bayramiç formasyonu'nun tabanındaki karbonat matriksli çakıldaşlarından bir görünüm (Kalem 15 cm boyundadır).

Birim üste doğru; gölsel karbonatlı kayalara geçer (Şekil 3.33). Taban çakıldaşının gölsel karbonatlı (Şekil 3.34) kayalarla olan dokanağı, Kutluoba köyü içerisinde gözlenebilmektedir. İnceleme alanında Bayramiç formasyonunun en üst kesimlerini ise karasal kırıntılılar oluşturur.



Şekil 3.33. Bayramiç formasyonu'na ait taban çakıltaşı ve gösel kireçtaşları dokunağı (Çekiç 33 cm boyundadır).



Şekil 3.34. Kutluoba köyü doğusunda gözlenen ve pizolit içeren gösel kireçtaşları

Bayramiç formasyonu; çalışma alanının en kuzey kesimlerinde yüzeylenmektedir ve Örenli metamorfizmi üzerinde uyumsuzlukla durmaktadır. Alüvyon tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir.

3.8. Alüvyon

Bölgedeki çeşitli litolojilerin tutturulmamış ve kötü boylanmış çakıl, kum, silt, kil boyutunda malzemelerinden oluşmaktadır.

Gözlendiği yerlerdeki bütün birimleri uyumsuz olarak üzerlemektedir.

BÖLÜM IV

YAPISAL JEOLJİ

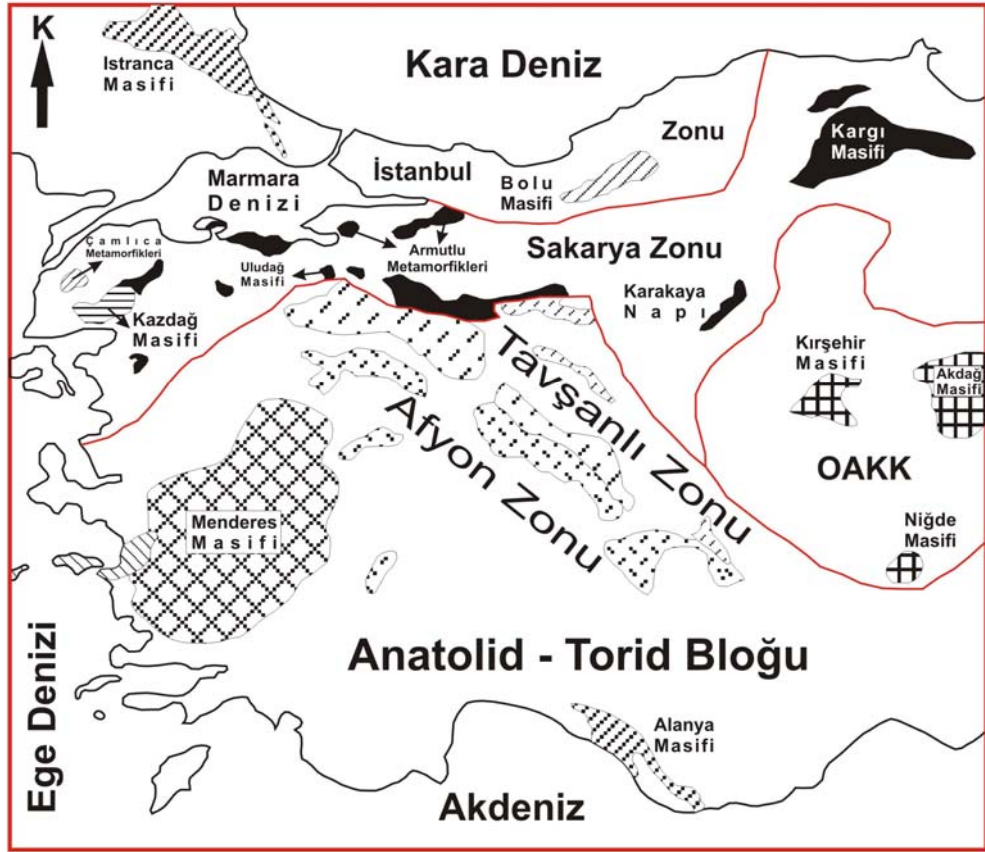
Bu bölümde; çalışma alanını da içerisine alan Biga Yarımadası'nın tektonik özelliklerine kısaca değinildikten sonra çalışma alanının yapısal unsurları anlatılacaktır.

4.1. Biga Yarımadası'nın Tektonik Özellikleri

Batı Türkiye, Tetis okyanusal havzalarının kapanmasını izleyen Erken Tersiyer zamanında bir araya gelmiş birçok kıtasal parçadan oluşmaktadır (Okay ve diğ., 1996). Coğrafik olarak kuzeyde Marmara Denizi, batıda Ege Denizi ve güneyde Edremit Körfezi ile sınırlanmış Biga Yarımadası, jeolojik olarak ise, kuzeyde Intra-Pontid süturu ile İstanbul Zonu'ndan ve güneyde İzmir-Ankara süturu ile Anatolid-Torid Bloğu'ndan ayrılmış ve bu kıtasal parçalardan biri olan Sakarya Zonu (Şengör ve Yılmaz, 1981) içerisinde yer alır (Şekil 4.1).

Sakarya Zonu'nun temeli, Geç Triyas' ta sıralanmış, Paleozoyik granitik ve metamorfik kayalardan oluşan alt topluluk ve Karakaya Kompleksi olarak adlandırılan Paleo-Tetis eklenir-dalma batma birimlerinden oluşan üst topluluk olarak iki tektonik gruba ayrılabilir (Okay ve diğ., 1996).

Batı Anadolu'nun tektonik evriminde, Paleo- ve Neo- tektonik olmak üzere iki ana tektonik dönem bulunmaktadır. Paleotektonik dönem, Geç Kretase' den Orta Miyosen'e kadar devam eden yaklaşık K-G yönlü sıkışma dönemini kapsamaktadır. Geç Kretase' de Sakarya Kıtası ile Torid-Anatolid platformları arasındaki Neo-Tetis Okyanusu' nun kapanmaya başlaması ve kıta-kıta çarpışmasının gerçekleşmesiyle litosferde kısalıp kalınlaşma gerçekleşmiş ve bu sıkışma sistemi Orta Miyosen'e kadar sürmüştür (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1994). Orta Miyosen'de Güneydoğu Anadolu'da Arabistan plakası ile Avrasya plakasının çarpışması sonucu K-G sıkışmadan kurtulmaya çalışan Anadolu bloğunun batıya hareket etmesi Neotektonik dönemin başlangıcı olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981).



Şekil 4.1. Batı Anadolu'daki tektonik birlikler ve metamorfik kayalar (Bozkurt ve Oberhansli, 2001'den alınmıştır).

Biga Yarımadası, neotektonik dönem başlangıcından itibaren, Anadolu bloğunun batı-güneybatı yönündeki rotasyonel kaçış hareketinin Ege yayı tarafından karşılanması ile Batı Anadolu'da etkinleşen K-G yönlü gerilmeye bağlı olarak; hem Batı Anadolu Gerilme Rejiminin hem de Kuzey Anadolu Fayı batı uzantılarının etkisiyle deforme olmaktadır. Bu tür deformasyonun ürünleri, düşey atım bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı faylar, bu fay sistemleriyle ilişkili tektonosedimanter

havzalar ve doğrultu atımlı deformasyon yapılarıdır. Bölge neotektonik dönemde yoğun tektonizma ve volkanizma etkisinde kalmıştır.

Biga Yarımadası'ndaki ana yapılar birbirlerini izleyen üç tektonik dönemde oluşmuştur. Bunlar sırasıyla; Karakaya Orojenezi, Tersiyer-Alpid Orojenezi ve Geç Tersiyer yaşlı tektonik hareketlerdir (Okay ve diğ., 1990). Karakaya Orojenezi' nin ilk evresinde değişik Karakaya Kompleksi birimleri üst üste gelmiş ve kıvrımlanmıştır. Orojenezin ikinci evresinde yapısal istif faylanmalara bağlı olarak kesilmiş ve parçalanmıştır. Çok büyük ölçekte bakıldığı zaman Karakaya Kompleksi, bir bütün olarak, Biga Yarımadası'nın merkezi kısmında melanj türü bir yapı sunmaktadır (Okay ve diğ., 1990).

Biga Yarımadası'nda Erken Tersiyer Alpid yapılar, ofiyolitli melanj birimlerinin kıtasal kökenli kayalar üzerine yerleşmeleri olarak saptanmıştır (Okay ve diğ., 1990). Geç Tersiyer yapıları ise, Erken Miyosen döneminde başlayan doğrultu atımlı faylanma ve bu faylanmalarla kontrol edilmiş olan ufak gölsel havzaların oluşumudur. Kazdağı, bu doğrultu atımlı faylar arasında günümüzde de yükselimi devam eden bir basınç sırtı olarak belirtilmiştir (Okay ve diğ., 1990; Okay ve Satır 2000b).

4.2. Çalışma Alanındaki Yapısal Unsurlar

Çalışma alanında gelişmiş başlıca yapısal unsurlar, uyumsuzluklar, faylar, yapraklanma düzlemlerini içerir.

4.2.1. Uyumsuzluklar

Çalışma alanında, Örenli metamorfileri ile Bayramiç formasyonu arasında hem ayrımlı kaya (nonconformity) hem de açısız, Evciler plütönu arasında ayrımlı kaya uyumsuzluğu ve Küçükkuşu formasyonu arasında hem ayrımlı kaya hem de açısız uyumsuzluk vardır. Çetmi grubuna ait birimler ile Küçükkuşu formasyonu ve ayrılmamış Neojen sedimanter kayaları arasında hem ayrımlı kaya uyumsuzluğu hem de açısız uyumsuzluk vardır. Çalışma alanının tamamında alüvyon ile altında bulunan tüm birimler açısız uyumsuzluk oluşturmaktadır.

4.2.2. Faylar

Çalışma alanında, Kazdağ Masifinin yükselimi ile ilişkili olabileceği düşünülen sıyrıma fayları, normal bileşeni olan doğrultu atımlı faylar ve normal faylar gözlenmektedir. Bu faylardan en önemlileri;

Selale sıyrıma fayı

Kazdağ Grubu kayaları ile Çetmi grubu birimleri arasındaki kontağı oluşturan, batıya eğimli, düşük açılı bir sıyrıma fayıdır. BGB eğimli iyi gelişmiş fay düzlemleri ve bu fay düzlemlerinde genellikle Kazdağ Grubuna ait mermerlerde breşleşme gözlenmektedir. Taban blok Kazdağ grubuna ait metamorfik kayalardan oluşmaktadır. Tavan blok ise, esas olarak spilitik bazaltlar olmak üzere Çetmi grubuna ait çeşitli litolojilerden oluşmaktadır ve spilitik bazaltlarda breşleşme ve silisleşme gözlenmektedir. Beccaletto ve Steiner (2005), Şelale sıyrıma fayı tarafından kesilen bir granodiyorit örneğinden seçilen zirkon mineralinde U-Th-Pb iyon mikroprop yöntemiyle elde ettiği $29,94 \pm 0,37$ My (Erken Oligosen) yaşını Şelale sıyrıma fayının aktivitesinin alt limiti olarak yorumlamıştır. Bununla birlikte Lips (1998), Kazdağ Grubuna ait bir milonitik mermer örneğindeki beyaz mika mineralinden Ar-Ar yöntemiyle elde ettiği $26,7 \pm 2,8$ My (Geç Oligosen) yaş da Beccaletto ve Steiner (2005) in yorumunu desteklemektedir.

Uzunalan fayı

Çevresindeki kayalarda gözlenen silisleşme ve serpantinlerdeki lisvenitleşme ile karakterize olan ve Kazdağ Grubu kayaları ve Çetmi grubu birimlerini kesen, BKB-DGD gidişli, normal bileşeni olan sol yanal doğrultu atımlı bir faydır.

Bıçkıdere fayı

Örenli metamorfikleri ile Kazdağ Grubu kayaları arasındaki kontağı oluşturan KD-GB gidişli bir faydır.

Bu fayların dışında, Hasanoba Mahallesi'nin güneybatısındaki Ayıkayası civarında, bu alanda Çetmi grubu ile Küçükkuşu formasyonu arasındaki kontağı

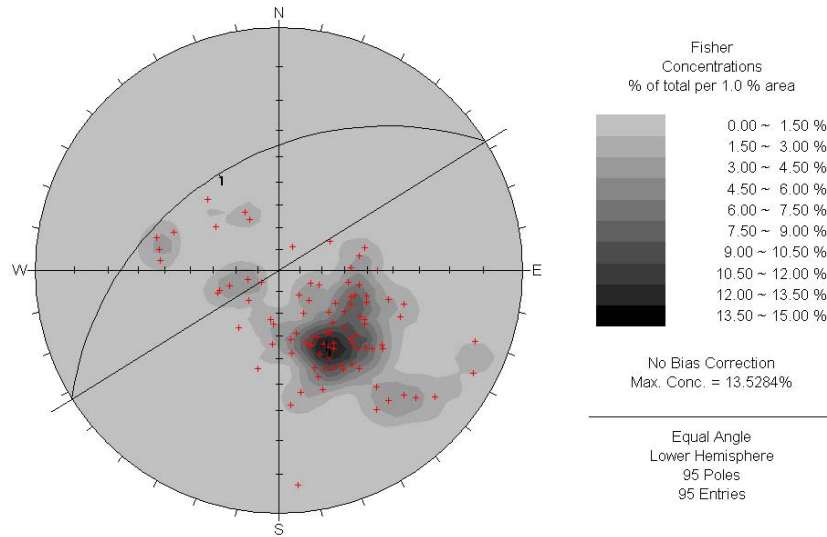
oluşturan ve fay düzleminin konumu $K30^0B/43^0$ GB olan ve normal bileşenli sol yanal bir fay tespit edilmiştir.

4.2.3. Yapraklanma Düzlemleri

Kazdağ Grubu:

Granitik gnays-amfibolit ve mika şist:

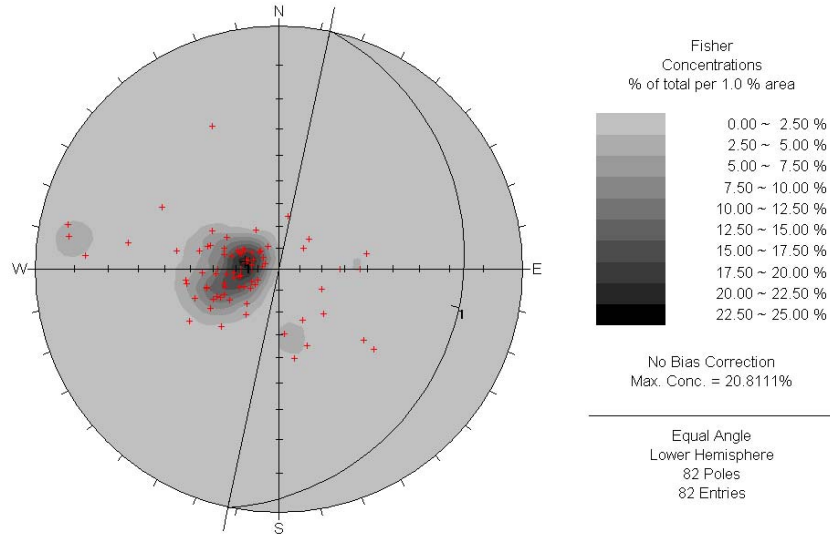
Kazdağ Grubu'na ait metamorfik kayalarındaki (granitik gnays, amfibolit ve mika şist) yapraklanma düzlemlerinin genel konumlarına göre elde edilen kontur diyagramına göre bu kayaların KB-GD yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında kaldığı söylenebilir (Şekil 4.2).



Şekil 4.2. Kazdağ Grubuna ait granitik gnays, mika şist ve amfibolitlerde ölçülen yapraklanma düzlemlerinin konumlarına göre elde edilmiş kontur diyagramı.

Mermer:

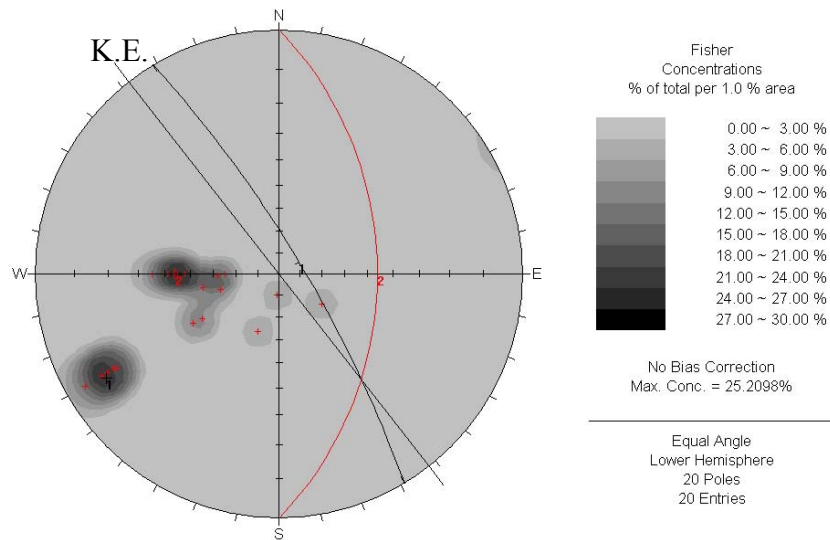
Kazdağ Grubu'na ait mermerlerdeki yapraklanma düzlemlerinin genel konumlarına göre elde edilen kontur diyagramına (Şekil 4.3) göre mermerlerin BKB-DGD yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında kaldığı söylenebilir.



Şekil 4.3. Kazdağ Grubu içerisindeki mermerlerden ölçülen yapraklanma düzlemlerinin konumlarına göre elde edilmiş kontur diyagramı.

Elliavak eklojiti (Granat mika şist):

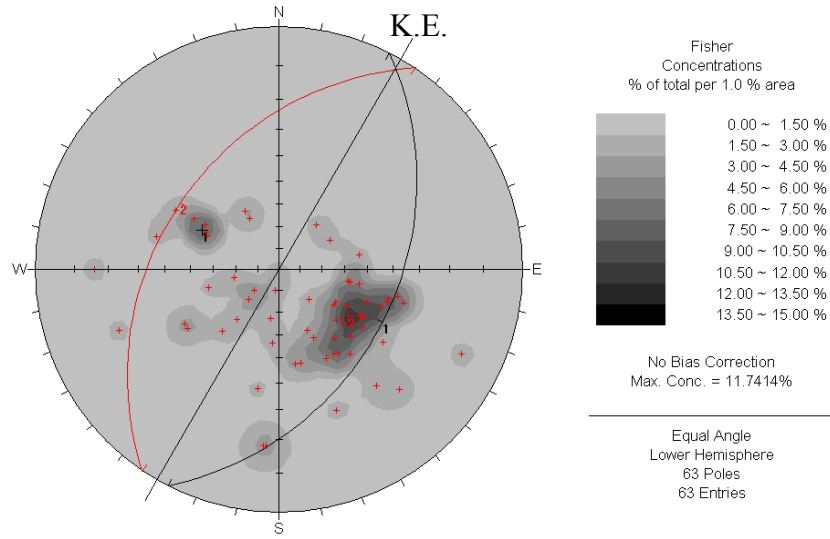
Granat mika şistlerin yapraklanma düzlemlerinin konumlarına göre elde edilen kontur diyagramını incelediğimizde iki önemli yoğunlaşma alanını varlığı dikkat çekmektedir (Şekil 4.4). Bunlardan birinin eğim yönü KD' ya diğerinin eğim yönü ise D' yadır. Bu eğim yönlerine göre granat mika şistlerde, kıvrım eksenini K38⁰B doğrultulu devrik bir kıvrımlanmadan veya iki fazlı deformasyondan söz edilebilir.



Şekil 4.4. Granat mikaşistlerden ölçülen yapraklanma düzlemlerinin konumlarına göre elde edilmiş kontur diyagramı.

Örenli metamorfitleeri (Metabazit):

Metabazitlerin yapraklanma düzlemlerinin konumlarına göre elde edilen kontur diyagramını incelediğimizde iki önemli yoğunlaşma alanının varlığı dikkat çekmektedir (Şekil 4.5). Bunlardan birinin eğim yönü KB' ya diğeri GD' ya yadır. Bu durum; metabazitlerde, kanatlarından biri KB' ya, diğeri GD' ya eğimli ve kıvrım eksenine K30⁰D doğrultulu bir kıvrımlanmaya işaret edebilir.



Şekil 4.5. Örenli metamorfitleerine ait metabazitlerde ölçülen yapraklanma düzlemlerinin doğrultularına göre elde edilmiş kontur diyagramı

Buna göre, bölgede yüzeyleyen metamorfik kayalar, genel olarak KB-GD ve BKB-DGD yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında kalmıştır.

BÖLÜM V

JEOTEKTONİK EVRİM

Çalışma alanının temelini, Orta Karbonifer’ de (308 ± 16 My) Hersiniyen (yüksek dereceli) metamorfizmasının (Bingöl, 1969; 1971) ve Orta Triyas’ta (233 ± 24 My) Karakaya Kompleksinin yerleşimiyle ilişkili ikincil düşük dereceli metamorfizmanın etkisinde kalmış (Bingöl, 1969;1971, Okay ve diğ., 1996), granitik gnays, amfibolit, şist ve mermer ardalanmasından oluşan Kazdağ Grubu oluşturmaktadır.

Permo Triyas’ ta Paleo-Tetis Okyanusu’nun tabanının, güneye eğimli bir dalma-batma zonu ile Anadolu Platformu’nun altına dalmasıyla Triyas başında açılan ve Triyas sonunda kapanan Karakaya Kenar Denizi’nin (Şengör ve Yılmaz, 1981) ürünü olduğu düşünülen çökel ve volkanik bir istif (Örenli metamorfitlelerinin ilksel kayaları) Kazdağ Grubu üzerine gelmiştir.

Geç Jura’ da, neritik karbonat çökelinin hakim olduğu ancak Erken Kretase başında pelajik karbonatların ve kırıntılıların yaygınlaştığı Sakarya Kıtasından sağlandığı düşünülen ve Sakarya Kıtası ile Anatolid-Torid Bloğu’nun İzmir-Ankara-Erzincan Kenedi boyunca çarpışmasıyla Neo-tetis Okyanusu’nun kapanması sonucu bir araya geldiği düşünülen Çetmi grubu kayaları (çökel-volkanik-volkanoklastik, spilitik volkanik, radyolarit-çört, kumtaşı, pelajik çamurtaşı) yerleşmiştir.

Geç Kretase’ de tüm Alpid’lerde olduğu gibi Anadolu’da da hemen hemen tüm levhalarda gözlenen yakınlaşma rejiminin (Şengör ve Yılmaz, 1981), bir sonucu olarak Albiyen yaşlı (Okay ve Satır, 2000b ve Lips, 1998) granat mika şist ve eklojitler (Elliayak eklojiti) ile serpantinitle (Akpınar serpantiniti) tektonik bir dilim olarak Kazdağ Grubu ile çökel-volkanik istif (Örenli metamorfitlelerinin ilksel kayaları) arasına itilmiştir.

Oligo-Miyosen’deki K-G yönlü gerilme rejimi sonucu yükseldiği düşünülen Kazdağ Grubu’nun yükselimi ile düşük dereceli metamorfizmaya maruz kalan ve

bugünkü şeklini alan çökel-volkanik istif (Örenli metamorfikleri) ile Kazdağ Grubu kayaları arasında sünek bir makaslama zonu meydana gelmiştir. Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı Evciler plütönu' nun yerleşimi de bu dönemde gerçekleşmiştir.

Biga Yarımadası'nda K-G gerilme rejimi ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun güney kolunun sağ yanal aktivitesi Pliyo-Kuvaterner Edremit ve Bayramiç grabenlerinin açılmasına olanak sağlamıştır. Grabenleşmenin ilerleyen evresinde Edremit Grabeninde, Oligo-Miyosen volkanizmasına eşlik eden bir gösel istif çökelmiştir (Küçükuyu formasyonu). Yine ilerleyen evrede kapalı göl havzası haline gelen Bayramiç grabeni içerisinde gösel karbonatlar çökelmiştir (Bayramiç formasyonu).

Kuvaterner' de ise çevredeki bütün kayalardan sağlanan, kil, silt, kum, çakıl boyutundaki tutturulmamış malzeme (alüvyon), alttaki tüm birimleri örtmüştür.

BÖLÜM VI

SONUÇLAR

1. Bayramiç'in güneyi ile Küçükkuşu' nun kuzeyini kapsayan ve 1:25.000 ölçekli Ayvalık İ 17-a3, a4, d1, d2, d3, d4 paftalarından oluşan yaklaşık 300 km² lik bir alanı kapsayan çalışma alanının 1:25000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası yapılmıştır. Buna göre çalışma alanı; **i.** Kazdağ Grubu, **ii.** Elliayak eklojiti, **iii.** Akpınar serpantiniti **iv.** Örenli metamorfileri, **v.** Çetmi grubu, **vi.** Evciler plütönu, **vii.** Neojen sedimanter, volkanik ve volkano-sedimanter kayalar (Küçükkuşu formasyonu ve Bayramiç formasyonu) ve **viii.** Alüvyon olmak üzere sekiz tektono-stratigrafik birime ayrılmıştır.
2. Ayrıntılı arazi çalışmaları sonucunda çalışma alanında Kazdağ Grubu'na ait yüksek dereceli metamorfik kayalar, granitik gnays, amfibolit, mika şist ardalanması ve mermer mercekleri şeklinde alt birimlere ayrılanarak 1:25000 ölçeğinde haritalanmıştır.
3. Bu yüksek dereceli metamorfik kayalar düşük açılı normal fay(lar)ın taban bloğunda yükselmişlerdir.
4. Çalışma alanında yapılan ayrıntılı arazi ve haritalama çalışmaları sonucu daha önceki çalışmalarda Çetmi melanji içerisinde egzotik tektonik dilimler olarak nitelendirilen Elliayak eklojitinin Çetmi grubu içinde tektonik dilimler olmadığı, Kazdağ Grubu ile Çetmi grubu arasında bir tektonik dilim olduğu ortaya konmuştur.
5. Akpınar köyünün güneyinde ve Türkmenoba Köyü civarında, tektonik dilimler şeklinde yüzeyleyen ve daha önceki çalışmalarda Çetmi melanji içerisine dahil edilen serpantinitler, 1:25000 ölçekte haritalanabilecek şekilde geniş bir dağılıma sahip olması nedeniyle Çetmi grubundan ayrı ele alınmış ve Akpınar serpantiniti olarak ilk kez bu çalışmada isimlendirilmiştir.

6. Yine ayrıntılı arazi çalışmaları sırasında, metapelit-metabazit ve kristalize kireçtaşlarından oluşan ve daha önceki çalışmalarda Çetmi melanjı içerisinde dahil edilen birimler bu çalışmada 1:25000 ölçekte haritalanabilir olması ve ileri derecede metamorfik temel kayaları ile Çetmi grubu arasında tektonik bir birim halinde bulunması nedeniyle ayrı olarak ele alınmıştır. Örenli metamorfikleri ismi de ilk kez bu çalışmada kullanılmıştır ve istifin en iyi gözlemlendiği Örenli köyü ve çevresinden esinlenilmiştir.
7. Daha önceki çalışmalarda Kazdağ Grubu ile Çetmi melanjı arasında olduğu belirtilen Alakeçi milonit zonu' nun belirttiği gibi geniş bir yayılımın olmadığı Örenli metamorfikleri ile Kazdağ Grubu arasında Bıçkıdere fayı boyunca ayrı bir birim olarak ele alınamayacak kadar küçük bir yayılımının olduğu ortaya konmuştur.
8. Önceki çalışmalarda Çetmi melanjı olarak adlanarak tanıtılan birim saha çalışmalarımızda Beccalotto (2004)'ün verileri de dikkate alınarak yeniden haritalanmış, daha önce melanj içinde değerlendirilmiş olan bazı kaya toplulukları melanj dışında ayrı değerlendirilmiş ve bu çalışmada "Çetmi grubu" olarak yeniden adlandırılmıştır.
9. Saha çalışmalarında metamorfik kayalarda yapılan yapraklanma düzlemi ölçümleri kontur diyagramlarına aktararak incelenmiş ve bölgede yüzeyleyen metamorfik kayaların, genel olarak KB-GD ve BKB-DGD yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında kaldığı ortaya konmuştur.

KAYNAKLAR

- Aldanmaz, E., Pearce, J., A., Thirlwall, M., F. & Mitchell, J., G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post collision volcanism in Western Turkey, *Journal of volcanology and geothermal research*, 102, 67-95.
- Altunkaynak, Ş., Genç, Ş., C., 2007. Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey), *Lithos*, (in press).
- Arpat, E & Bingöl E., 1969. The rift system of the western Turkey, thoughts on its development, *Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turk.*, 73, 1-9.
- Aslaner, M., 1965. Etude Geologique et petrographique de la Region d'Edremit-Havran, MTA Publication No:119.
- Atabey, E., Ilgar, A., Sakıtaş, A., 2004. Çanakkale Havzasının Orta-Üst Miosen Stratigrafisi, Çanakkale, KB Türkiye, MTA Dergisi, 128, 79-97.
- Aygen, T., 1956. Balya bölgesi jeolojisinin incelenmesi, MTA Enstitüsü Yayını, D 11, 1-95.
- Beccaletto, L., 2004. Geology, Correlations And Geodynamic Evolution Of The Biga Peninsula (NW Turkey), PhD Thesis, *Mém. Géol. (Lausanne)*, no 43, 146 pp.
- Beccaletto, L. & Jenny, C., 2004. Geology and Correlations of the Ezine Zone: a Rhodope Fragment in NW Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 145-176.
- Beccaletto, L., Bartolini, A., C., Martini, R., Hochuli, P., A., Kozur, H., 2005. Biostratigraphic data from the Cetmi Melange, northwest Turkey: Palaeogeographic and tectonic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* v.221, pp. 215-244.
- Beccaletto, L., Steiner, C., 2005. Evidence of two-stage extensional tectonics from the northern edge of the Edremit Graben, NW Turkey, *Geodinamica Acta* v. 18/3-4, pp. 283-297.
- Bingöl, E., 1968. Contribution a letude geologique de la partie centale et SE du Massif de Kazdağ (Turque). These du doctorat. Fac. Sci. Univ. Nancy, 191 s.

- Bingöl, E., Akyürek, B. & Korkmazer, B., 1975. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler, MTA, Ankara, 70-76.
- Bingöl, E., 1976. Batı Anadolu'nun Jeotektonik Evrimi, MTA Dergisi, 86, 14-35.
- Birkle, P., Satır, M. 1995. Dating, geochemistry and geodynamic significance of the Tertiary magmatism of the Biga Peninsula, NW Turkey. Geology of the Black Sea Region. Min. Res. Expl. Inst. Turkey. pp.171-180.
- Blanc, M., P., 1969. Etude petrographique de la granodiorite de Yenice, Peninsula de Çanakkale, Doktora Tezi, Paris Üniversitesi, Fransa.
- Bonev, N. & Beccaletto, L., 2005. Regional-Scale Tertiary Extension-Related Kinematic Framework in Northern Aegean Region: Evidence from the Eastern Rhodopes-Thrace (Bulgaria-Greece) and the Biga Peninsula (NW Turkey), Bulgarian Geological Society 80th Anniversary, 24-27.
- Borsi, S.; Ferrara, C.; Innocenti, F. & Mazzuoli, R., 1972. Geochronology and Petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea: Bull. Volc., 36, 473-496.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey-a synthesis, Geodinamica Acta, 14, 2-30.
- Bozkurt, E. & Oberhänsli, R., 2001. Menderes Massif (Western Turkey): Structural, metamorphic and magmatic evolution-a synthesis. International Journal of Earth Sciences, 89, 679-708.
- Coleman, R., G., Lee, D. E., Beatty, L. B. & Brannock, W. W. 1965. Eclogites and eclogites: Their differences and similarities. *Geological Society of America Bulletin* 76, 483-508
- Dayal, A., 1984. Yenice (Çanakkale) granitinin petrografisi ve buna bağlı cevherleşmeler: Doktora tezi, Dokuz Eylül Üniv. Fen Bilim. Ens. (Yayımlanmamış), İzmir.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Şentürk, Y., Yavaş., F. & Kar, H., 2004. New Results on the Lithostratigraphy of the Kazdağ Massif in Northwest Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 13, pp. 177-186.
- Ejima, Y., Fujina, T., Takagi, H., Shimada, K., Iwanaga, T., Yoneda, Y. & Murakami, Y., 1987. The prefeasibility study on the Dikili-Bergama geothermal development project in the Republic of Turkey-Progress Report II (yayımlanmamış).

- Ercan, T., 1979. Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması: *Jeol. Müh. Derg.*, 9, 23-46.
- Ercan, T. & Günay, E., 1984. Kuzeybatı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Oligo-Miyosen yaşlı volkaniklerin gözden geçirilişi. *TJK Bülteni*, 5, 119-139.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş., A., Ateş, M., Can, B., 1985. Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, C. 28, 121-136.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H-J. & Yıldırım, T., 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (Kuzeybatı Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının özellikleri. *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi* (in Turkish with 86. English abstract) 117, 55-70.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pecerrillo, A. & Villari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region, In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Blackwell Sci. Publ., London, Special Publ. 17, pp., 687-700.
- Genç, Ş., C, 1998. Evolution of the Bayramiç Magmatic Complex, Northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), 233-249.
- Genç, Ş., C, Altunkaynak, Ş., 2007. Eybek graniti (Biga Yarımadası, KB Anadolu) üzerine: Yeni jeokimya verileri ışığında yeni bir değerlendirme, *Yerbilimleri*, 28 (2), 75-98.
- Görür N. & Okay, A., 1996. A fore arc Origin for the Thrace Basin NW Turkey: *Geol. Rundsch*, 85, 662-668.
- Gözler, M., Z., Cevher, F. & Küçükyaman, A., 1984. Eskişehir civarının jeolojisi ve sıcak su kaynakları. *MTA Dergisi*, 103,40-54.
- Gözler, M., Z., 1986. Kazdağ batısı Mıhlı dere vadisinin jeolojik, petrografik incelemesi. *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 29, 133-142.
- Gümüş, A., 1964. Contribution a l'étude géologique de secteur serpentinal de Kalabak Köy-Eymür Köy region D'Edremit, Turquie, *MTA Ens. Yayını*, 117, 1-109.

- Herece, E., 1985. The Fault trace of 1953 Yenice-Gönen Earthquake and Some Examples OF Recent Tectonic Events in the Biga Peninsula of Northwest Turkey: Penn State University, Ms. S. Thesis 143 s.
- Herece, E., 1990. 1953 Yenice-Gönen deprem kırığı ve Kuzey Anadolu fay sisteminin Biga Yarımadası'ndaki uzantıları, MTA Dergisi, 111, 47-59.
- İnci, U., 1984. Demirci ve Burhaniye Bitümlü Şeylerinin Stratigrafik ve Organik Özellikleri, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 5, 27-40.
- Kaaden, G., 1959. Age relation of magmatic activity and metamorphic processes in the northwestern part of Anatolia, Turkey, MTA Ens. Bülteni, 52, 15-33.
- Kalafatçıoğlu, A., 1963. Ezine civarının ve Bozcaada'nın Jeolojisi, Kalker ve Serpantinitlelerin Yaşı, MTA Dergisi, 60-69.
- Karacık, Z., 1995. Ezine-Ayvacık (Çanakkale) dolayında genç volkanizma plütönizma ilişkileri, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Türkiye, 442 sayfa.
- Karacık, Z. & Yılmaz, Y., 1998. Geology of the ignimbrites and the associated volcano-plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 251-264.
- Kaya, O., 1981. Miocene reference section for the coastal parts of west Anatolia, Newsletter Startigr., 10, 164-191.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, M.T.A. Dergisi s.66, ss. 20-35.
- Ketin, İ., 1968. Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler, MTA Enst. Derg., 71, 129-134 s.
- Kozur, H., 1991. The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87, 109-135.
- Lips, A., L., W., 1998. Temporal constraints on the kinematics of the destabilization of an orogen; syn-to post-orogenic extensional collapse of the Northern Aegean Region, PhD Thesis, Utrecht University, pp 223.
- Okay, A., İ., 1986. High pressure / low temperature metamorphic rocks of Turkey. Ewans, B.W. ve Brown, E.H., (editörler), Blue schists and eclogites, Geological Society of America, Memoir, v. 164, 333-347.

- Okay, A., İ., 1987. Biga Yarımadası'nın Batı Kesiminin Jeolojisi ve Tektoniği. TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2374.
- Okay, A., İ., 1989. Edremit-Balya-Manyas Arasının Jeolojisi ve Tektoniği, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2657.
- Okay, A., İ., Siyako, M., Bürkan, K.A., 1990. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik evrimi, Türkiye Petrol Jeologları Derneği (in Turkish with English abstract) 2 (1), 83-121.
- Okay, A., İ., Siyako, M., Birkan, K., 1991. Geology and evolution of the Biga Peninsula, Northwest Turkey, Bulletin of the Technical University, İstanbul., 44, 155-219.
- Okay, A., İ., Tansel, İ., 1992. New Data On The Upper Age Of The Intra-Pontide Ocean From North Of Şarköy (Thrace), Mineral Res. Expl. Bull., 114, 23-26.
- Okay, A., İ., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. & Akyüz, S., 1996. Paleo and Neo-Tethyan Events in Northwest Turkey; Geological and Geochronological Constraints, Cambridge Universty Pres, 420-441.
- Okay, A., İ. & Satır, M., 2000a. Upper Cretaceous Eclogite-Facies Metamorphic Rocks from the Biga Peninsula, Northwest Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 9, pp. 47-56.
- Okay, A., İ. & Satır, M., 2000b. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey, Geol. Mag., 137 (5), pp. 495-516.
- Okay, A., İ., Tansel, İ., Tüysüz, O., 2001. Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. Geol. Mag. 138 (2), pp. 117-142.
- Okay, A., İ., Monod, O., Monie, P., 2002. Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction, Lithos 64, 155-178.
- Okay, A., İ. & Altınır, D., 2004. Uppermost Triassic Limestone in the Karakaya Complex Stratigraphic and Tectonic Significance, Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 13, pp. 187-199.

- Okay, A., İ., & Göncüoğlu, C., 2004. The Karakaya Complex: A Review of Data and Concepts, Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 13, 2004, pp. 77-95.
- Öngen, S., 1978. Petrographie und petrochemie des Çavuşlu-Karaköy granitoid massivs. İst. Üniv. Fen. Fak. Mecm. Seri B 43, 93–115.
- Pickett, E., A., Robertson, A., H., F. & Dixon, J., E., 1995. The Karakaya Complex, NW Turkey: A Palaeo Tethyan Accretionary Complex, Geology of the Black Sea Region, 11-23.
- Pickett, E., A. & Robertson, A., H., F., 1996. Formation of the late Paleozoic-Early Mesozoic Karakaya complex and related ophiolites in NW Turkey by Paleotethyan subduction-accretion. Journal of the Geological Society of London, 153, 995-1009.
- Pickett, E., A. & Robertson, A., H., F., 2004. Significance of the Volcanogenic Nilüfer Unit and Related Components of the Triassic Karakaya Complex for Tethyan Subduction/Accretion Processes in NW Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 13, pp. 97-143.
- Siyako, M., Bürkan., K., A., Okay, İ., A., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, TPJD Bülteni, C.1/19, 183-189.
- Şengör, A., M., C. & Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, Tectonophysics 75: 181-241.
- Şengör, A.,M.,C., Satır, M. & Akkök, R., 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, Western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. Tectonics, 3 (7), 693-707.
- Şengün, F., 2005. Salihler, Çamlıca ve Kuşçayı Çevresinde Yeralan Metamorfik Birimlerin Jeolojisi ve Petrografisi, Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, 97 sayfa.
- Şengün, F., Çalık A., 2007. Çamlıca Metamorfitlelerinin (Biga Yarımadası, KB Türkiye) Metamorfizma Özellikleri ve Korelasyonu, Türkiye Jeoloji Bülteni, 50/1, 1-16.
- Şentürk, K. & Karaköse, C., 1987. Çanakkale Boğazı ve dolayının jeolojisi. MTA Rap. no: 9333, (yayımlanmamış) Ankara.

- Şentürk, K. & Okay, A., İ., 1984. Blueschists discovered east of Saros Bay in Thrace, MTA Ens. Bül., 97/98, 68-72.
- Taner, G., 1997. Das Pliozan des östlichen Dardanellen-Beckens, Türkei. Molluskenfauna und Stratigraphie. Annual Naturhistory Museum Wien, 98A, 35-37.
- Tekeli, O., 1981. Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. Geology, 9, 68-72.
- Tekkaya, İ., 1974. Gülpınar'daki fosil Bovidae kalıntıları hakkında bir not, Bull. Geol. Soc. Turkey, pp. 77-87.
- Turgut, M., 2002. Ezine-Bayramiç (Çanakkale) Havzasının Stratigrafisi ve Tektonik Özellikleri. Uygulamalı Yerbilimleri Dergisi No:7.
- Ünal, O., 1967. Trakya jeolojisi ve petrol imkanları: TPAO Arama Grubu Rap. no. 391 (yayımlanmamış).
- Yaltrak, C., Okay, A., İ., 2004. Edremit Körfezi kuzeyinde Paleotetis birimlerinin jeolojisi, İTÜ Dergisi/d, Cilt 3, Sayı 1, 67-79.
- Yılmaz, Y., 1989. An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. In: Şengör, A.M.C (Ed.), Tectonic Evolution of the Tethyan Region, Nato ASI. Kluwer, The Hague, Vol. 259, pp. 159-189.
- Yılmaz, Y., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Gündoğdu, N. ve Temel, A., 1994. Development of neo-tectonic related magmatic activities in western Anatolia. International Volcanological Congress (IAVCEI), METU, Turkey, Abstracts, 13.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş., C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. & Yılmaz, K., 1995. Kuzeybatı Anadolu'da Geç Kretase Yaşlı Kıta Kenarının Jeolojik Evrimi. Türkiye 10. Petrol Kongresi, 37-55.
- Yılmaz, Y., 1997. Geology of Western Anatolia. In "Active tectonics of NW Anatolia -The Marmara poly -project, eds Schindler and Pfister. VDF, ETH Zurich, 31-54.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Karacık, Z. & Altunkaynak, Ş., 2001. Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance, Journal of Geodynamics, 31, 243-271.

Yücel-Öztürk, Y., Helvacı, C., Satır, M., 2005. Genetic Relations Between Skarn Mineralization and Petrogenesis of the Evciler Granitoid, Kazdağ, Çanakkale, Turkey and Comparison with World Skarn Granitoids, Turkish Journal of Earth Sciences, v. 14, pp. 255-288.

Yücel-Öztürk, Y., 2006. Mineralogic and Petrographic Investigation of Skarn Alteration Zones Related to the Evciler Granitoid, Kazdağ Northwestern Anatolia, Dokuz Eylül University PhD Thesis, 182 p.

EKLER

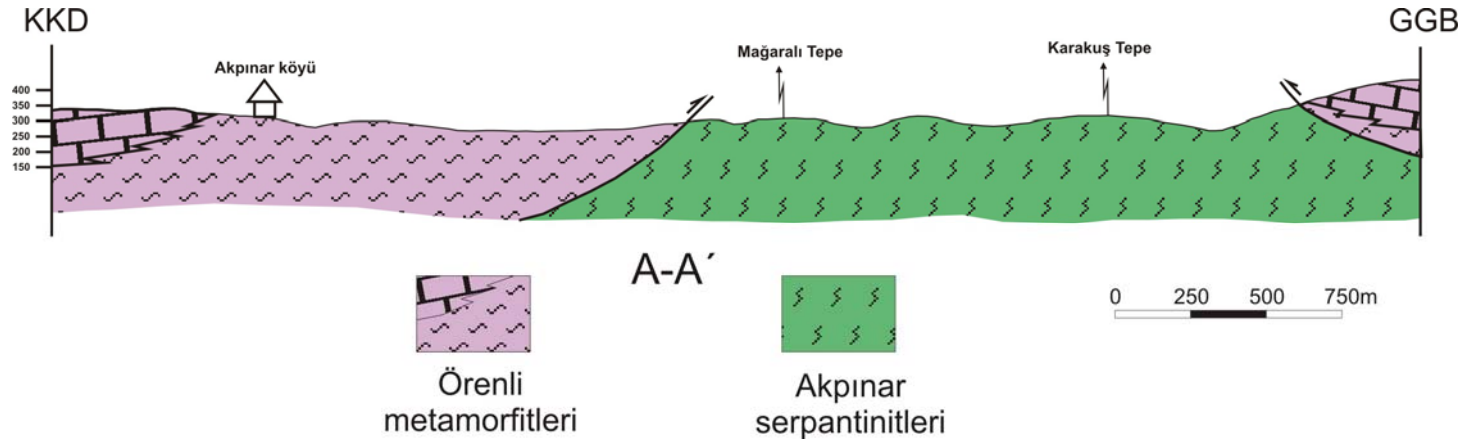
EK 1. A-A' (KKD-GGB Doğrultulu) jeoloji enine kesiti

EK 2. B-B' (KB-GD Doğrultulu) jeoloji enine kesiti

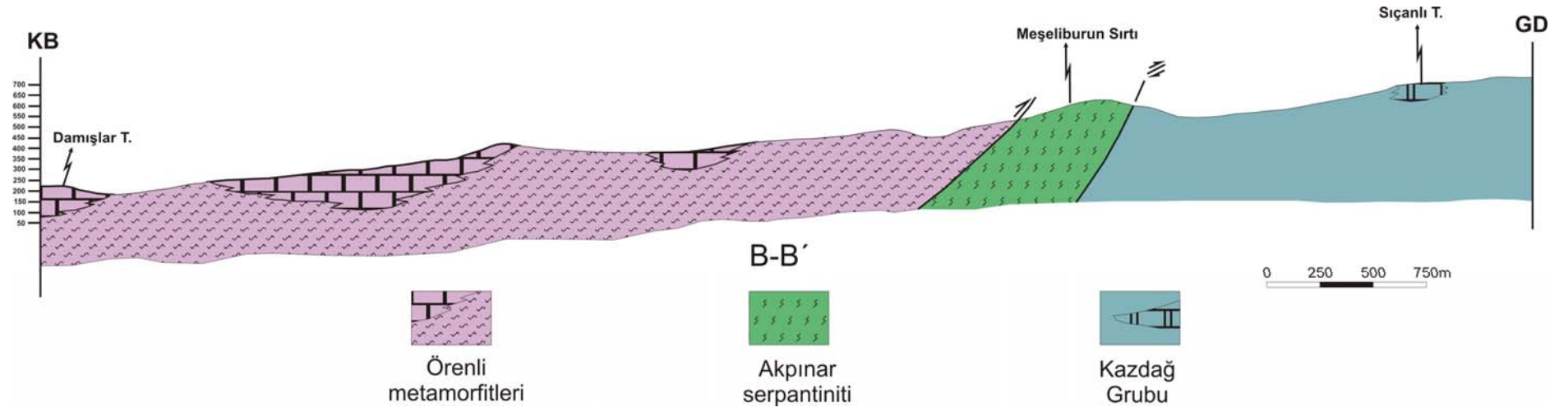
EK 3. C-C' (B-D Doğrultulu) jeoloji enine kesiti

EK 4. D-D' (GB-KD Doğrultulu) jeoloji enine kesiti

EK 1. A-A' (KKD-GGB Doğrultulu) jeoloji enine kesiti

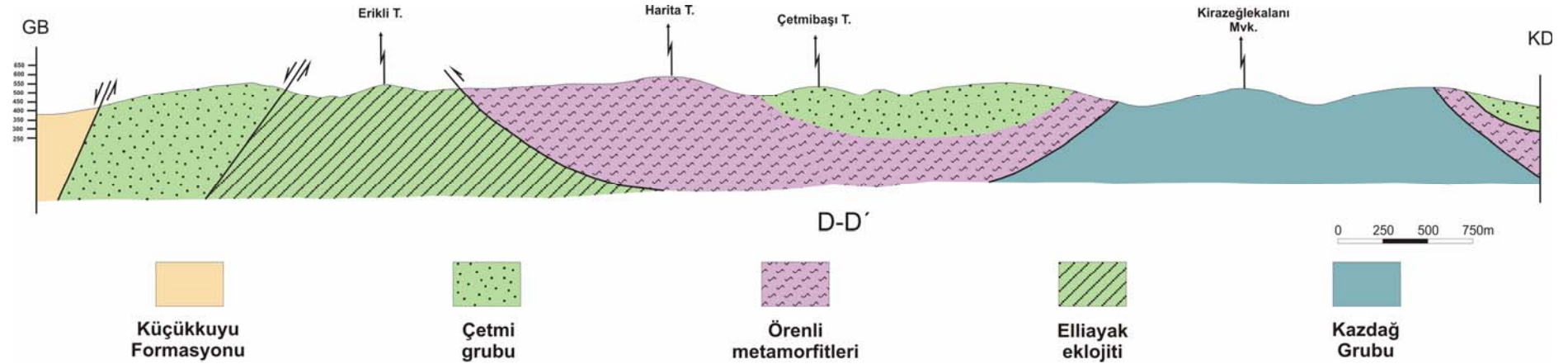
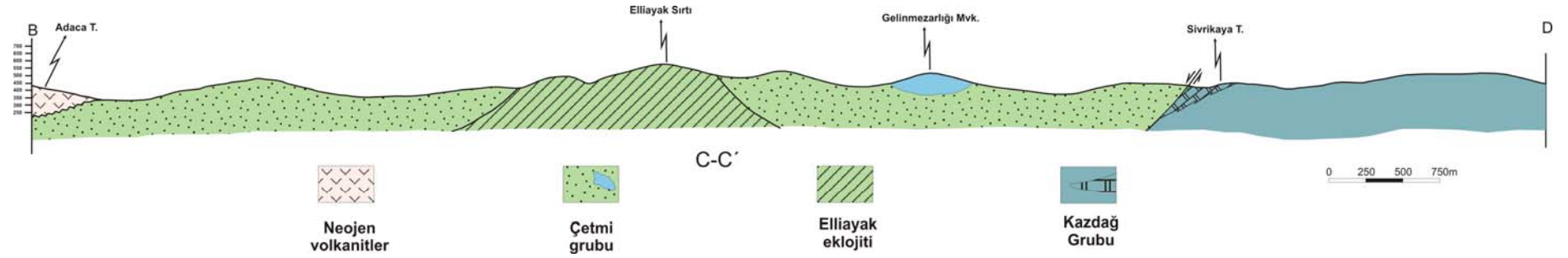


EK 2. B-B' (KB-GD Doğrultulu) jeoloji enine kesiti



EK 3. C-C' (B-D Doğrultulu) jeoloji enine kesiti

EK 4. D-D' (GB-KD Doğrultulu) jeoloji enine kesiti



ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa No

BÖLÜM I

| | |
|---|----|
| Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası..... | 2 |
| Şekil 1.2. Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş tektonostratigrafik sütun kesiti..... | 17 |
| Şekil 1.3. Biga Yarımadası'nın Jeoloji Haritası..... | 18 |
| Şekil 1.4. Kazdağ Grubu'nun jeoloji haritası ve stratigrafik kolon kesiti..... | 21 |
| Şekil 1.5. Çamlıca Grubu'na ait jeoloji haritası..... | 23 |
| Şekil 1.6. Çamlıca Grubu'na ait tektono-stratigrafik kolon kesiti..... | 24 |
| Şekil 1.7. Karakaya Kompleksinin dağılımını gösteren Batı Anadolu'nun tektonik haritası..... | 27 |
| Şekil 1.8. Çetmi melanjı'nın jeoloji haritası..... | 30 |
| Şekil 1.9. Biga Yarımadası Tersiyer volkanizmasının dağılımı..... | 34 |

BÖLÜM II

| | |
|---|----|
| Şekil 2.1. Çalışma alanına ait sayısal yükseklik modeli ve 1:25000 ölçekli jeoloji haritasının çakıştırılmasıyla elde edilmiş görüntü..... | 47 |
|---|----|

BÖLÜM III

| | |
|---|----|
| Şekil 3.1. Çalışma alanına ait 1:25000 ölçekli jeoloji haritası..... | 49 |
| Şekil 3.2. Çalışma alanına ait genelleştirilmiş tektono-stratigrafik kolon kesit..... | 50 |
| Şekil 3.3. Uzunalan köyü ile yapı kooperatifi arasındaki yolda gözlenen granitik gnayslardan bir görünüm..... | 52 |
| Şekil 3.4. Alakeçi köyü güneydoğusunda gözlenen şistlerden bir görünüm..... | 52 |
| Şekil 3.5. Alakeçi güneydoğusundaki Uzunada Tepede gözlenen Amfibolit-şist-mermer aralanmasından görünüm (Amf: Amfibolit)..... | 53 |
| Şekil 3.6. Granitik gnayslarda gözlenen gnaysik dokunun mikroskop altındaki görünümü..... | 54 |
| Şekil 3.7. (A) Granitik gnays içerisinde amfibolit merceği (B) Amfibolit içinde aplit damarları..... | 55 |

| | |
|--|----|
| Şekil 3.8. Amfibolitlerin içerdikleri mineraller ve nematoblastik dokunun mikroskop altında görünümü..... | 55 |
| Şekil 3.9. Kuvars-mika şistlerde gözlenen tipik lepidoblastik dokunun incekesit görünümü | 56 |
| Şekil 3.10. Çaldağ köyü ile Yapı kooperatifi arasındaki yol yarmasında amfibolitler içerisindeki mermer merceğinden görünüm | 57 |
| Şekil 3.11. Çalışma alanında yapılmış önceki çalışmalardan elde edilmiş yaş verileri..... | 59 |
| Şekil 3.12. Eklojitler içindeki minerallerin mikroskop altında görünümü | 62 |
| Şekil 3.13. Elliayak sırtındaki eklojitlerdeki granat minerali içerisinde kapanımlar şeklinde bulunan kuvars minerallerinin oluşturduğu kartopu yapısı..... | 62 |
| Şekil 3.14. Granat mika şistlerde gözlenen porfiroblastik dokunun mikroskop altında görünümü..... | 63 |
| Şekil 3.15. Dombaycılar Mahallesi kuzeybatısındaki serpantinitlelerden bir görünüm..... | 64 |
| Şekil 3.16. Akpınar köyü güneyindeki Mağaralı Tepedeki serpantinitlelerden genel görünüm..... | 65 |
| Şekil 3.17. Örenkaya Tepede gözlenen serpantinitle ve serpantinitlelerin kantağında gelişmiş lisvenit..... | 65 |
| Şekil 3.18. Serpantinitlelerde gözlenen tipik elek dokusunun mikroskop altındaki görünümü..... | 66 |
| Şekil 3.19. Çalışma alanındaki metapelitlerden bir görünüm | 68 |
| Şekil 3.20. Metapelitlerin ince kesit görünümü..... | 69 |
| Şekil 3.21. Metabazaltın mikroskop altındaki görünümü | 69 |
| Şekil 3.22. Pınarbaşı köyü güneydoğusundaki Doğan Tepe yamacında gözlenen bol karstik boşluk içeren bej-gri renkli kireçtaşlarından görünüm..... | 70 |
| Şekil 3.23. Kristalize kireçtaşlarının mikroskop altındaki görünümü | 71 |

| | |
|--|----|
| Şekil 3.24. Çetmi gubunun, kataklastik şeyl ve grovaktan oluşan matriksinin ve içerisindeki kumtaşı, çört, kireçtaşı gibi farklı litolojilerden blokların görünümü..... | 78 |
| Şekil 3.25. Matriksi oluşturan kumtaşlarından görünüm..... | 79 |
| Şekil 3.26. Çetmibaşı Mahallesi kuzeybatısındaki Çetmibaşı Tepedeki volkanik kayalarda gözlenen yastık lav yapısından görünüm..... | 81 |
| Şekil 3.27. Medetsiz Tepe ve Beşik Tepe’de gözlenen gri renkli, karstik boşluklu kireçtaşlarından görünüm..... | 82 |
| Şekil 3.28. Kırca köyü kuzeyinde, Çaltıcak dere kenarında gözlenen pembe renkli kireçtaşlarından görünüm..... | 82 |
| Şekil 3.29. Çetmi grubu içerisindeki bir radyolarit-çört bloğundan ve kumtaşı-şeyl matriksten görünüm..... | 83 |
| Şekil 3.30. Çetmi Grubunun sahanın farklı bölgelerinde gösterdiği farklı dokanak ilişkilerini gösteren şematik kesit..... | 84 |
| Şekil 3.31. Küçükkuyu formasyonunu oluşturan çakıltaşı-kumtaşı ve piroklastik kaya ardalanmasından bir görünüm..... | 87 |
| Şekil 3.32. Pınarbaşı köyünün güneydoğusunda karbonat matriksli konglomeradan bir görünüm..... | 88 |
| Şekil 3.33. Bayramiç Formasyonu’na ait taban çakıltaşı ve gösel kireçtaşları kontağı..... | 89 |
| Şekil 3.34. Kutluoba köyü doğusunda gözlenen ve Pizolit fosilleri içeren gösel kireçtaşları..... | 89 |

BÖLÜM IV

| | |
|---|----|
| Şekil 4.1. Batı Anadolu’daki tektonik birlikler ve metamorfik kayalar..... | 92 |
| Şekil 4.2. Kazdağ Grubuna ait granitik gnays, mika şist ve amfibolitlerde ölçülen yapraklanma düzlemlerinin konumlarına göre elde edilmiş kontur diyagramı | 95 |

| | |
|--|----|
| Şekil 4.3. Kazdağ Grubu içerisindeki mermerlerden ölçülen yapraklanma düzlemlerinin konumlarına göre elde edilmiş kontur diyagramı..... | 96 |
| Şekil 4.4. Granat mikaşistlerden ölçülen yapraklanma düzlemlerinin konumlarına göre elde edilmiş kontur diyagramı..... | 96 |
| Şekil 4.5. Örenli metamorfitlelerine ait metabazitlerde ölçülen yapraklanma düzlemlerinin konumlarına göre elde edilmiş kontur diyagramı..... | 97 |

TABLÖLAR LİSTESİ

Sayfa No

BÖLÜM I

| | |
|---|----|
| Tablo 1.1. Biga Yarımadası'ndaki kayalardan çeşitli yöntemlerle elde edilmiş yaş verileri..... | 41 |
|---|----|

BÖLÜM III

| | |
|--|----|
| Tablo 3.1. Çetmi melanji (grubu) için literatürde bugüne kadar söylenenler..... | 74 |
|--|----|

YAŞAM ÖYKÜŐÜ

1978 tarihinde Samsun'da doğmuŐtur. İlk-Orta-Lise öğrenimini Samsun'da tamamladıktan sonra 2000 yılında Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ne girmiş ve 2004 yılında Jeoloji Mühendisi olarak mezun olmuştur. 2005 yılında Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Yüksek Lisans eğitime başlamıştir. Aynı tarihte Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü 50/d kadrosu ile Araştırma Görevlisi olarak göreve başlamıştir. Halen adı geçen üniversitede Araştırma Görevlisi olarak görev yapmaktadır.