

T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
DOKTORA TEZİ

**BİGA YARIMADASI'NDAKİ (KB ANADOLU)
ALPİN ÖNCESİ METAMORFİK KAYAÇLARIN
PETROLOJİK VE YAPISAL ÖZELLİKLERİ**

Fırat ŞENGÜN

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Tezin Sunulduğu Tarih: 11.02.2011

Danışmanlar:

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

Prof. Dr. Erdin BOZKURT

ÇANAKKALE

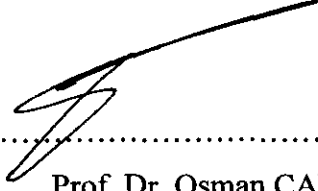
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

FIRAT ŞENGÜN tarafından Prof. Dr. ERDİNÇ YİĞİTBAŞ ve Prof. Dr. ERDİN BOZKURT yönetiminde hazırlanan “BİGA YARIMADASI'NDAKİ (KB ANADOLU) ALPİN ÖNCESİ METAMORFİK KAYAÇLARIN PETROLOJİK VE YAPISAL ÖZELLİKLERİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.



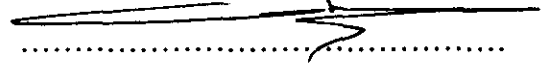
Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

Yönetici



Prof. Dr. Osman CANDAN

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Ömer Feyzi GÜRER

Jüri Üyesi



Doç. Dr. Ali ELMAS

Jüri Üyesi



Doç. Dr. Mustafa BOZCU

Jüri Üyesi

Sıra No:

Tez Savunma Tarihi: 11.02.2011

Prof. Dr. smail TARHAN

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

Hazırlanan bu Doktora tezi Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri tarafından 2008/38 no'lu projeden ve Tübitak 108Y232 nolu projeden desteklenmiştir.

İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI

Bu tezde görsel, işitsel ve yazılı biçimde sunulan tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uyularak tarafımdan elde edildiğini, tez içinde yer alan ancak bu çalışmaya özgü olmayan tüm sonuç ve bilgileri tezde kaynak göstererek belirttiğimi beyan ederim.

Fırat ŞENGÜN

TEŞEKKÜR

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde doktora tez çalışması olarak hazırlanan bu çalışmada tez konusunu öneren ve çalışmamın başından itibaren bana yardımcı olan, engin bilgisiyle kritik konularda yol gösteren değerli danışmanım Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Görüşleri ve desteğiyle tezimin gelişmesinde ve ilerlemesinde önemli katkılar sağlayan ikinci değerli danışmanım Prof. Dr. Erdin BOZKURT'a teşekkürü bir borç bilirim. Tezimin tamamlanmasında yapmış oldukları görüş ve yararlı önerileriyle tez izleme komitesinin tüm üyelerine teşekkürlerimi sunarım. Bu çalışma sırasında değerli görüşlerine başvurduğum ve yorumları ile katkılarını esirgemeyen Dokuz Eylül Üniversitesi öğretim üyelerinden Prof. Dr. Osman CANDAN'a, tezime yapmış oldukları katkılarından dolayı en içten dileklerle teşekkür ediyorum. Tezimin kritik bir bölümü olan jeokronolojik çalışmalar sırasında örneklerin hazırlanmasında ve bir kısım örneklerin yaşlandırılmasında ve yorumlanmasında yardımlarından dolayı Dokuz Eylül Üniversitesi öğretim üyelerinden Yrd. Doç. Dr. O. Ersin KORALAY'a şükranlarımı sunarım. Arazi ve büro çalışmaları sırasında yapmış oldukları yardım ve katkılardan dolayı meslektaşlarım Araş. Gör. İ. Onur TUNÇ ve Araş. Gör. Mustafa AVCIOĞLU'na içtenlikle teşekkür ederim. Jeokronolojik çalışmalar sırasında zirkon minerallerinin ayrılmasında, yaş analizlerinin yapılmasında ve yorumlanmasında değerli katkılarından dolayı Prof. Dr. Ulf LINNEMANN, Mandy HOFMANN ve Anja SAGAWÉ'ye teşekkür ederim. 2008 yılı yaz döneminde tez çalışması kapsamında arazi çalışmalarında imkanlarından faydalanma olanağı sağlayan TPAO yetkililerinden Kerem Ali BÜRKAN'a ve TPAO çalışanlarına teşekkür ederim. Tez çalışması sırasında ve bütün hayatım boyunca maddi ve manevi desteklerinden dolayı sevgili aileme gönülden teşekkürlerimi sunarım.

Fırat ŞENGÜN

SİMGELER VE KISALTMALAR

ab: Albit
akt: Aktinolit
alm: Almandin
and: Andalusit
ant: Antigorit
bio: Biotit
ep: Epidot
fen: Fengit
fl: Flogopit
gln: Glokofan
gr: Granat
hb: Hornblend
kal: Kalsit
kl: Klorit
kld: Kloritoid
kor: Kordiyerit
kri: Krizotil
kuv: Kuvars
mus: Muskovit
ol: Olivin
omp: Omfasit
ort: Ortoklas
plg: Plajiolklas
pmp: Pumpellit
prk: Piroksen
sf: Sfen
sil: Sillimanit
spl: Spinel
st: Stavrolit
stp: Stipnomelan
tre/akt: Tremolit/aktinolit
zoi: Zoisit

ÖZET

BİGA YARIMADASI'NDAKİ (KB ANADOLU) ALPİN ÖNCESİ METAMORFİK KAYAÇLARIN PETROLOJİK VE YAPISAL ÖZELLİKLERİ

Fırat ŞENGÜN

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Tezi

Danışmanlar: Prof. Dr. Erdiç YİĞİTBAŞ, Prof. Dr. Erdin BOZKURT

11/02/2011, 325

Kuzeybatı Anadolu'da bulunan Biga Yarımadası farklı kökende ve yaşta okyanusal topluluklardan oluşan tektonik bir mozaiktir. Bu mozaik içerisinde Kazdağ Grubu, Çamlıca Grubu ve Kemer metamorfikleri ile Ezine Grubu metamorfik temelleri açısından birbirlerinden farklılıklar göstermektedir. Biga Yarımadası'nın en batı kesimindeki Variskan temelin varlığı ilk kez bu çalışmayla ortaya çıkarılmıştır. Çamlıca Grubu'nun tabanında bulunan metavolkanik kayalardan LA-ICPMS ile elde edilen zirkon yaş tayinleri $328,6 \pm 3,5$ My ve $343,3 \pm 2,5$ My (Erken Karbonifer) yaşları vermektedir. Bu yüzden metavolkanik kayaların protolitlerinin kristalizasyon yaşı Erken Karbonifer olarak yorumlanmıştır. Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yer alan Kemer metamorfikleri ileri derecede deforme olmuş şist, mermer ve metabazit ardalanmasından oluşmakta ve bu temel Çetmi Grubuna ait kayalar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Eklojit fasiyesinde metamorfik kayalar Çamlıca Grubu içerisinde yaklaşık 2 km uzunluğunda ve 500 m genişliğinde tektonik dilimler halinde bulunmaktadır. Eklojit fasiyesi metabazit dilimleri yitim zonunda gelişmiş yığılım kompleksine ait tektonik dilimleri temsil eden düşük sıcaklık eklojitleridir. Bunlarla birlikte bulunan mavişistler geç evre makaslama zonları boyunca eklojitlerden dönüşmüşlerdir. Biga Yarımadası'nda eklojit fasiyesinin dışında mavişist fasiyesinin varlığı ilk kez bu çalışmayla belirlenmiştir. Çamlıca Grubu sadece tek evreli yeşilşist fasiyesinde metamorfizmanın izlerini taşır. Çamlıca Grubu kayaları, düşük dereceli metamorfizması sırasında veya sonrasında sünümlü - yarı kırılğan (?) yanal atımlı faylar boyunca eklojit fasiyesi metamorfik kayalarla bir araya gelmiş olmalıdır. Eklojit/mavişistler içerisindeki zirkonlardan LA-ICPMS ile elde edilen ortalama konkordiya yaşı ise $338,1 \pm 1,8$ My olarak hesaplanmıştır.

Elde edilen $338,1 \pm 1,8$ My (Erken Karbonifer) konkordiya yaşı eklojitlerin köken kayalarının kristalizasyon zamanını vermektedir.

Kazdağ Grubu'nun kuzeybatı kesiminde bulunan Örenli metamorfileri düşük dereceli şist, mermer ve metabazit ardalanmasından oluşmaktadır. Örenli metamorfileri Kazdağ Grubu'nun yüksek dereceli metamorfik kayaları üzerine tektonik bir dokanakla gelmektedir. Kazdağ Grubu içerisindeki Tozlu formasyonuna ait metaofiyolitler petrografik ve jeokimyasal verilere göre eski bir okyanusal kabuktan türemiş ve amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir.

Anahtar sözcükler: Kuzeybatı Anadolu, Biga Yarımadası, Variskan temel, Eklojit/mavişist

ABSTRACT

PETROLOGICAL AND STRUCTURAL FEATURES OF THE PRE-ALPINE METAMORPHIC ROCKS IN THE BIGA PENINSULA (NW ANATOLIA)

Fırat ŞENGÜN

Çanakkale Onsekiz Mart University

Graduate School

Geology Engineering Science Dissertation, Ph.D.

Advisors: Prof. Dr. Erdiñ YİĞİTBAŞ, Prof. Dr. Erdin BOZKURT

11/02/2011, 325

The Biga Peninsula in northwestern Anatolia is a tectonic mosaic representing the continent and oceanic assemblages of different origin and ages. Kazdağ Group, Çamlıca Group, Ezine Group, Kemer metamorphics are different from each other in terms of their metamorphic basements. The presence of Variscan basement was revealed for the first time by this study. The Variscan basement consists of the metavolcanic rocks occurring on the lowest part of the Çamlıca Group. Zircon ages from the metavolcanic rocks obtained by LA-ICPMS yielded $328,6 \pm 3,5$ Ma and $343,3 \pm 2,5$ Ma. This Early Carboniferous age is interpreted as the protolith age of the metavolcanic rocks. Kemer metamorphics occurring on the northern part of the Biga Peninsula mainly consist of highly deformed schist, metabasite and marble intercalations and unconformably covered by the Çetmi Group.

Eclogite-facies metamorphic rocks occur as tectonic slices within the Çamlıca Group. The eclogite-facies metabasite lenses are typically low - temperature eclogites that may represent tectonic slices of an accretionary complex associated with a subduction zone. Blueschists were produced by retrograde metamorphism from eclogite during late stage shearing. Field observations and petrographic analysis of this study document the presence of blueschist facies for the first time, in addition to eclogite-facies metamorphism on the Biga Peninsula. The host Çamlıca rocks record only a single-stage greenschist-facies metamorphism and were juxtaposed with the eclogite-facies metamorphic rocks along ductile–semi-brittle (?) strike-slip faults after eclogite-facies metamorphism and during or after the low-grade metamorphism of the Çamlıca Group. Zircons from the

eclogite/blueschists have been estimated as average $338,1 \pm 1,8$ Ma (Early Carboniferous). This age gives the crystallization age of the HP metabasic rocks.

The Örenli metamorphics occurring on the northwestern part of the Kazdağ Group mainly made up of low grade schist, marble and metabasite intercalations. These rocks directly occur on the high grade metamorphic rocks of the Kazdağ Group with tectonic contact. Petrographical and geochemical data show that metaophiolites of the Tozlu formation derived from old oceanic crust and underwent amphibolite-facies metamorphism.

Keywords: Northwest Anatolia, Biga Peninsula, Variscan basement, Eclogite/blueschist

İÇERİK

	Sayfa
TEZ SINAVI SONUÇ FORMU	ii
İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI	iii
TEŞEKKÜR	iv
SİMGELER VE KISALTMALAR	v
ÖZET	vi
ABSTRACT	viii
BÖLÜM 1 – GİRİŞ	1
1.1. Giriş	1
1.2. Çalışma Alanı	2
1.3. Problemler	4
1.4. Çalışmanın Amacı	7
1.5. Kuzeybatı Anadolu’da Bir arada Bulunan Farklı Tektono-Metamorfik Birimler	8
1.5.1. Pontidler	8
1.5.1.1. İstanbul Zonu	9
1.5.1.2. Sakarya Zonu	10
1.5.1.2.1. Kazdağ Grubu	11
1.5.1.2.2. Çamlıca Grubu	15
1.5.1.2.3. Kemer Mikasıstleri	16
1.5.1.2.4. Uludağ Masifi	16
1.5.1.2.5. Armutlu Metamorfikleri	17
1.5.1.2.6. Karakaya Kompleksi	17
1.5.1.3. Istranca Masifi	18
1.6. Biga Yarımadası’nın Jeolojisi	18
1.6.1. Stratigrafi	20
1.6.2. Metamorfizma ve Jeokronoloji	22
1.6.3. Magmatizma	23
1.6.4. Deformasyon	27
BÖLÜM 2 – ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	30
BÖLÜM 3 – MATERYAL ve YÖNTEM	45
3.1. Arazi Çalışmaları	45
3.2. Laboratuvar Çalışmaları	46

3.2.1. Mineralojik ve Petrografik Çalışmalar	46
3.2.2. Jeokimyasal Çalışmalar	47
3.2.3. Jeokronolojik Çalışmalar	47
3.2.3.1. Örnek Hazırlama	47
3.2.3.2. LA-ICP-MS U-Pb Analizi	48
3.2.3.3. SEM Analizleri	48
3.3. Büro Çalışmaları	48
BÖLÜM 4 – ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA	49
4.1. Kaya Birimlerinin Jeolojisi ve Stratigrafisi	49
4.1.1. Kemer metamorfizmaları	49
4.1.1.1. Tanım ve litoloji	49
4.1.1.2. Stratigrafi	57
4.1.1.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri	59
4.1.2. Çamlıca Grubu	61
4.1.2.1. Andıktaş formasyonu	62
4.1.2.1.1. Tanım ve litoloji	62
4.1.2.1.2. Stratigrafi	65
4.1.2.1.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri	66
4.1.2.2. Dedetepe formasyonu	66
4.1.2.2.1. Tanım ve litoloji	66
4.1.2.2.2. Stratigrafi	67
4.1.2.2.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri	69
4.1.2.3. Salihler formasyonu	70
4.1.2.3.1. Tanım ve litoloji	70
4.1.2.3.2. Stratigrafi	70
4.1.2.3.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri	71
4.1.2.4. YB/DS metabazit dilimi	71
4.1.2.4.1. Tanım ve litoloji	71
4.1.2.4.2. Stratigrafi	73
4.1.2.4.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri	74
4.1.3. Ezine Grubu	76
4.1.3.1. Geyikli formasyonu	76
4.1.3.1.1. Tanım ve litoloji	76
4.1.3.1.2. Stratigrafi	77

4.1.3.1.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri	77
4.1.3.1.4. Fosil topluluğu ve yaş	77
4.1.3.2. Karadağ formasyonu	77
4.1.3.2.1. Tanım ve litoloji	77
4.1.3.2.2. Stratigrafi	77
4.1.3.2.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri	78
4.1.3.2.4. Fosil topluluğu ve yaş	79
4.1.3.2.5. Oluşum ortamı	79
4.1.3.3. Çanköy formasyonu	79
4.1.3.3.1. Tanım ve litoloji	79
4.1.3.3.2. Stratigrafi	80
4.1.3.3.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri	80
4.1.3.3.4. Fosil topluluğu ve yaş	81
4.1.4. Örenli metamorfileri	81
4.1.4.1. Tanım ve litoloji	81
4.1.4.2. Stratigrafi	81
4.1.4.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri	82
4.1.5. Kazdağ Grubu	85
4.1.5.1. Fındıklı Formasyonu	86
4.1.5.1.1. Tanım ve litoloji	86
4.1.5.1.2. Stratigrafi	89
4.1.5.1.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri	94
4.1.5.2. Tozlu Formasyonu	95
4.1.5.2.1. Tanım ve litoloji	95
4.1.5.2.2. Stratigrafi	96
4.1.5.2.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri	98
4.1.5.3. Sarıkız mermeri	100
4.1.5.3.1. Tanım ve litoloji	100
4.1.5.3.2. Stratigrafi	100
4.1.5.3.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri	102
4.1.5.4. Sütüven Formasyonu	102
4.1.5.4.1. Tanım ve litoloji	102
4.1.5.4.2. Stratigrafi	103
4.1.5.4.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri	104

4.1.6. Denizgören Ofiyoliti	105
4.1.6.1. Tanım ve litoloji	105
4.1.6.2. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri	106
4.1.7. Karabiga Plütону	108
4.1.8. Evciler Plütону	108
4.1.9. Neojen yaşlı volkanik ve sedimanter kayalar	108
4.2. Kaya Birimlerinin Petrografisi ve Metamorfizması	109
4.2.1. Kemer metamorfizmaları	109
4.2.1.1. Muskovit-kuvars şist	109
4.2.1.2. Klorit-muskovit-kuvars şist	111
4.2.1.3. Albit-epidot-klorit şist	112
4.2.1.4. Granat-mika şist	115
4.2.1.5. Metabazitler	116
4.2.1.6. Mermerler ve kalkşistler	118
4.2.1.7. Kemer metamorfizmalarının metamorfizması	119
4.2.2. Çamlıca Grubu	121
4.2.2.1. Andıktaş formasyonu	122
4.2.2.2. Dedetepe formasyonu	123
4.2.2.3. Salihler formasyonu	133
4.2.2.4. Çamlıca Grubu'nun metamorfizması	135
4.2.3. Ezine Grubu	137
4.2.3.1. Geyikli formasyonu	137
4.2.3.2. Karadağ formasyonu	138
4.2.3.3. Çamköy formasyonu	138
4.2.3.4. Ezine Grubu'nun metamorfizması	140
4.2.4. Denizgören Ofiyoliti	140
4.2.4.1. Denizgören Ofiyolitinin ve metamorfik taban kayalarının petrografisi	140
4.2.4.2. Denizgören Ofiyolitinin ve metamorfik taban kayalarının metamorfizması	143
4.2.5. Yüksek basınç/düşük sıcaklık metabazik kayaları	144
4.2.5.1. Çamlıca Grubu içerisindeki YB (yüksek basınç) tektonik dilimi ..	144
4.2.5.2. Çetmi Grubu ile dokanaktaki YB (yüksek basınç) kayaları	152

4.2.5.3. Yüksek basınç/düşük sıcaklık metabazik kayalarının metamorfizması	158
4.2.6. Örenli metamorfitleleri	161
4.2.6.1. Örenli metamorfitlelerinin metamorfizması	164
4.2.7. Kazdağ Grubu	164
4.2.7.1. Fındıklı formasyonu	164
4.2.7.1.1. Babadağ mermeri	173
4.2.7.2. Tozlu formasyonu	174
4.2.7.3. Sarıkız Mermeri	177
4.2.7.4. Sütüven formasyonu	179
4.2.7.8. Kazdağ Grubu'nun metamorfizması	186
4.3. Kaya Birimlerinin Jeokimyası	192
4.3.1. Çamlıca Grubu	192
4.3.1.1. Metapelitlerin jeokimyası	193
4.3.1.1.1. Ana ve iz elementler	195
4.3.1.1.2. Nadir toprak elementleri	198
4.3.1.1.3. Kimyasal ve kaya sınıflaması	200
4.3.1.1.4. Tektonik ayırım	201
4.3.1.2. Metavolkaniklerin jeokimyası	202
4.3.1.2.1. Ana ve iz elementler	203
4.3.1.2.2. Nadir toprak elementleri	205
4.3.1.2.3. Kimyasal ve kaya sınıflaması	207
4.3.1.2.4. Tektonik ayırım	208
4.3.2. YB (yüksek basınç) metabazitlerinin jeokimyasal özellikleri	210
4.3.2.1. Ana elementler	212
4.3.2.2. Köken ve kimyasal sınıflama	213
4.3.2.3. İz ve nadir toprak elementleri	215
4.3.2.4. Tektonik ayırım	218
4.3.3. Kazdağ Grubu	218
4.3.3.1. Ana elementler	218
4.3.3.2. İz ve nadir toprak elementler	220
4.3.3.3. Köken ve tektonik ayırım	221
4.4. Kaya Birimlerinin Jeokronolojisi	223
4.4.1. Önceki yaşlandırma çalışmaları	223

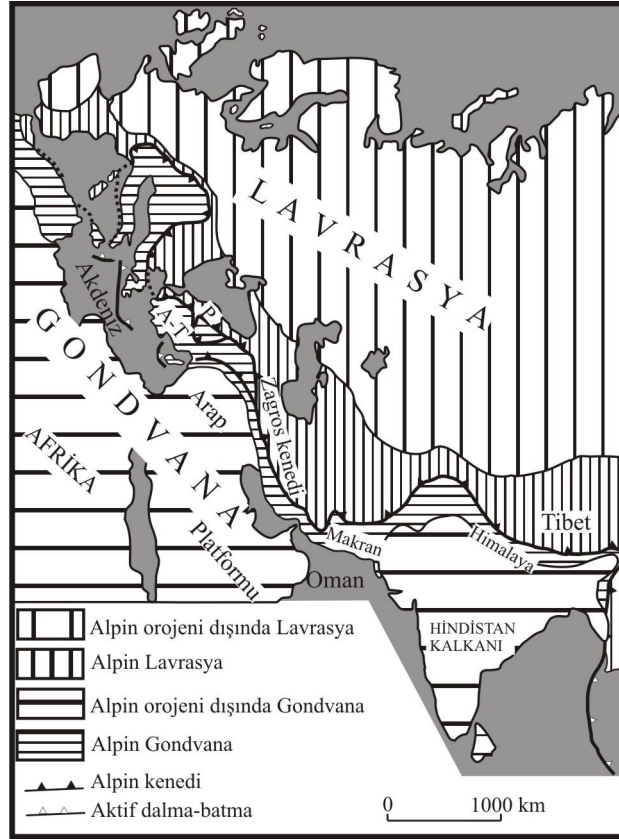
4.4.2. Metavolkanik kayaların jeokronolojisi	228
4.4.2.1. Örneklerin hazırlanması ve analitik işlemler	228
4.4.2.2. Örneklerin tanımlanması	228
4.4.2.3. Sonuçlar	230
4.4.3. YB metabazik kayalarının jeokronolojisi	232
4.4.3.1. Örneklerin hazırlanması ve analitik işlemler	232
4.4.3.2. Örneklerin tanımlanması	233
4.4.3.3. Sonuçlar	233
4.5. Kaya Birimlerinin Yapısal Özellikleri	237
4.5.1. Foliasyon-lineasyon	237
4.5.2. Kıvrımlar	242
4.5.3. Faylar	246
4.5.4. Makaslama hareket yönü verileri	249
4.6. Tartışma	255
BÖLÜM 5 – SONUÇLAR VE ÖNERİLER	267
KAYNAKLAR	270
Çizelgeler	I
Şekiller	III
Özgeçmiş	XIX

BÖLÜM 1

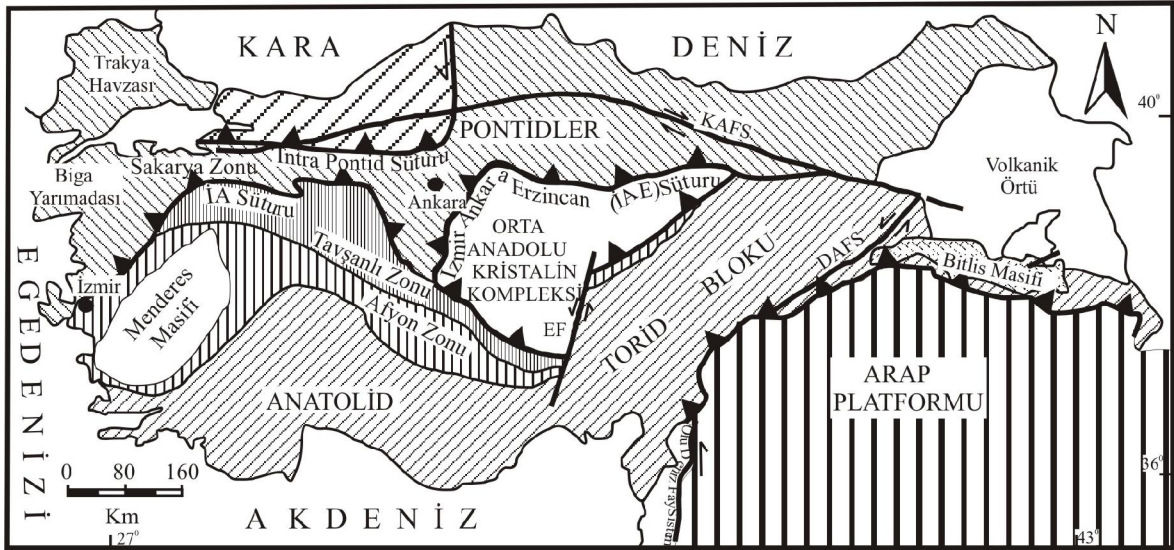
GİRİŞ

1.1. Giriş

Türkiye, Tetis okyanusal havzaların kapanması sonucunda Geç Mesozoyik-Erken Tersiyer zaman aralığında bir araya gelmiş ve Alpin orojenezile şekillenmiş farklı kıtasal ve okyanusal parçalardan oluşmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1989, 2008). Türkiye, Alp-Himalaya dağ kuşağının içerisinde yer almakta ve bu kuşağın yaklaşık 2000 kilometrelik bir kısmını oluşturmaktadır (Şekil 1.1.1; Okay, 1989). Alp-Himalaya dağ kuşağının kuzeyinde Lavrasya güneyinde ise Gondvana yer almaktadır. Jeolojik olarak Türkiye yaklaşık doğu-batı gidişli kuşaklar halinde uzanan Pontidler, Anatolid-Toridler ve Arap Platformu olmak üzere üç ana tektonik birimden oluşmaktadır (Şekil 1.1.2; Ketin, 1966). Bu tektonik birimler günümüzde önceki okyanusları işaret eden süturlar ile ayrılmaktadır. Pontidler Lavrasya'nın güney kenarına, diğer bölgeler ise Gondvana'nın kuzey kenarına karşılık gelmektedir.



Şekil 1.1.1. Alp-Himalaya orojenik kuşağı içindeki Türkiye'nin yeri (Şengör, 1987'den alınmıştır). A-T: Anatolid-Toridler, P: Pontidler.



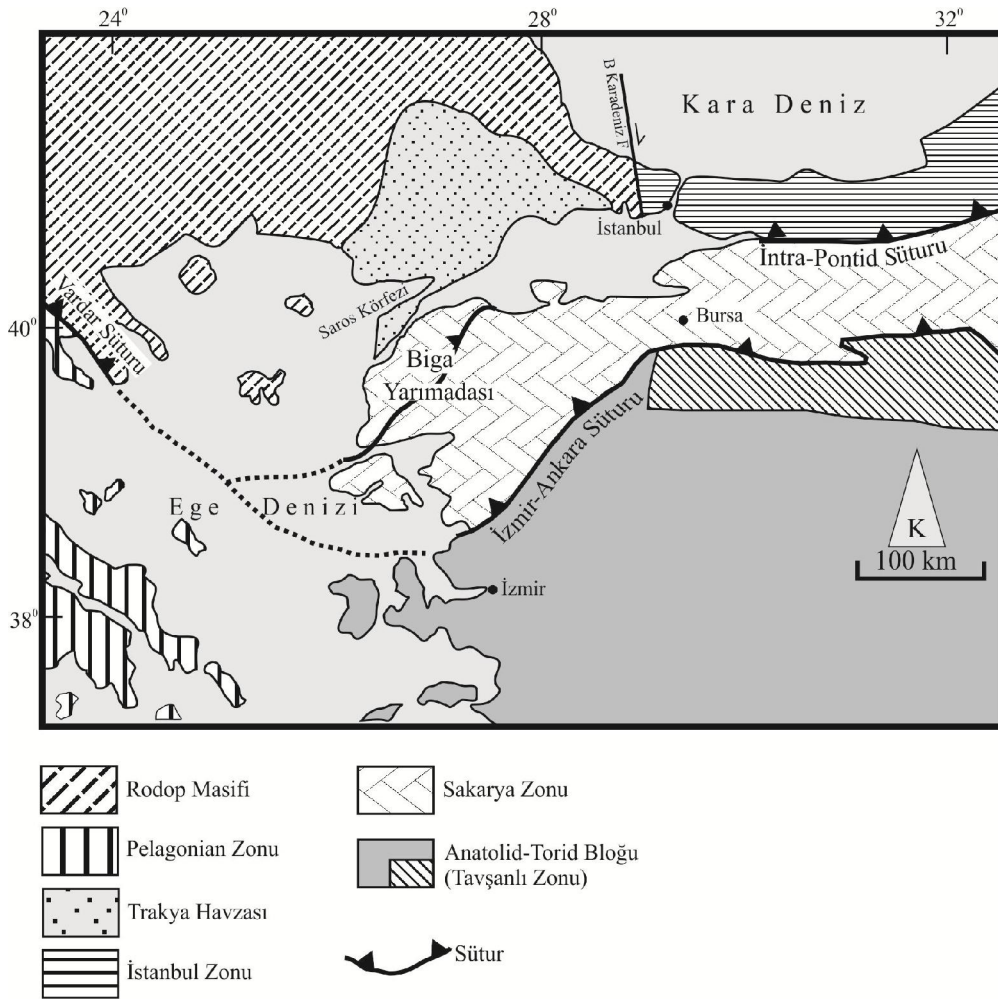
Şekil 1.1.2. Türkiye'nin ana tektonik kuşaklarını, suture-kenet sınırlarını gösteren tektonik harita. İA: İzmir-Ankara Kenedi, KAFS: Kuzey Anadolu Fay Sistemi, DAFS: Doğu Anadolu Fay Sistemi, EF: Ecemiş Fayı (Okay, 1986; Okay ve Tüysüz, 1999'den düzenlenmiştir).

Kuzeybatı Anadolu'da Kretase zaman aralığında Neo-Tetis Okyanusunun kuzey kolu kuzeye, Sakarya kıtası altına doğru dalmaya başlamıştır. Bunun sonucunda Geç Kretase-Erken Tersiyer aralığında güneydeki Torid-Anatolid platformu ile kuzeydeki Sakarya kıtası arasında çarpışma meydana gelmiş ve bu iki kıta arasında tüm kuzey Türkiye'yi kat eden İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu kuşağın kuzeyindeki Sakarya Zonu'nun en batı ucunda bulunan Biga Yarımadası jeolojik açıdan kuzeyden güneye doğru sırasıyla Rodop Masifi, Trakya Havzası, Sakarya Kıtası ve İzmir-Ankara ofiyolit kuşağı ile sınırlanmakta; coğrafik olarak ise kuzeyinde Marmara Denizi, batısında Ege Denizi ve güneyinde ise Edremit Körfezi bulunmaktadır (Şekil 1.1.3). Bir doktora tezi olarak hazırlanan bu çalışmada Biga Yarımadası'nda Alpin öncesi oluşmuş metamorfik kayaların stratigrafisi, petrolojisi ve yapısal özellikleri çalışılmış ve Biga Yarımadası'nın jeolojik ve tektonik evriminin daha iyi anlaşılmasına katkıda bulunulmuştur.

1.2. Çalışma Alanı

Çalışma alanı Kuzeybatı Anadolu'da Biga Yarımadası'nda yer almaktadır. Biga Yarımadası'nda geniş alanlarda yüzlek veren metamorfik kayalar beş farklı bölgede çalışılmıştır (Şekil 1.2.1). Bunlar; (i) Biga Yarımadası'nın kuzeyinde Çanakkale iline bağlı

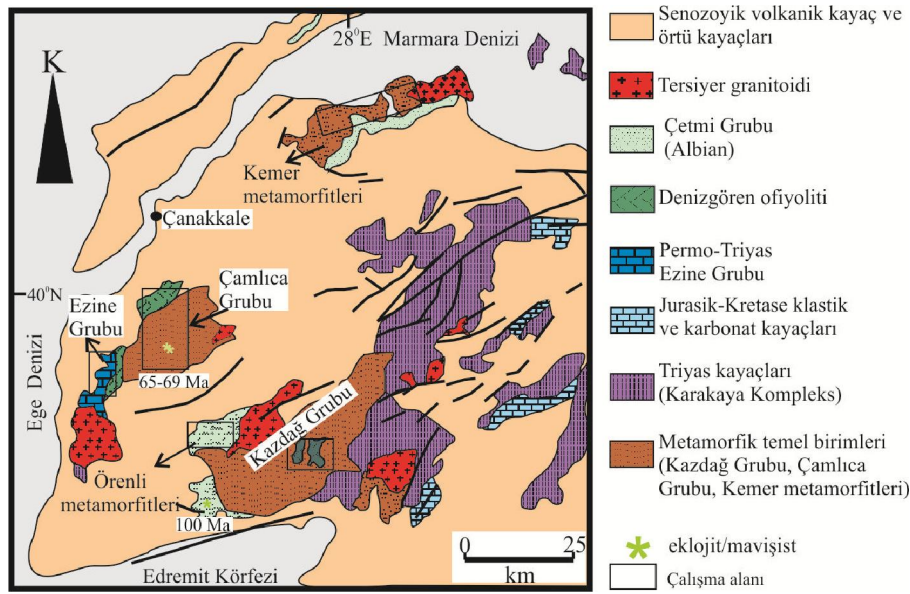
Karabiga ilçesinin batı kesiminde 1/25000 ölçekli Bandırma H 18 a1, a2, a3, a4, b1 paftalarını, (ii) Biga Yarımadası'nın batısında Ezine ilçesinin kuzey kesiminde 1/25000 ölçekli Çanakkale H16 c3, H17 d4 paftalarının güney yarısı, Çanakkale H16 a3, Ayvalık İ16 b2, İ17 a1 paftalarını, (iii) Biga Yarımadası'nın güneyinde Küçükkuyu'nun kuzeyinde 1/25000 ölçekli Ayvalık İ17 d1 paftasının kuzey yarısı, (iv) Biga Yarımadası'nın güneyinde Balıkesir iline bağlı Edremit ilçesinin kuzey kesiminde 1/25000 ölçekli Ayvalık İ17 c1 ve c2 paftalarının kuzey yarısı ve v) Ezine ilçesinin kuzey kesiminde 1/25000 ölçekli Çanakkale İ17 b1, b2 paftasıdır. Bu metamorfik alanların birbirleriyle olan ilişkilerini ortaya çıkarmak, içyapılarını, jeolojik ve petrolojik özelliklerini belirlemek amacıyla 2007 yılında başlayan arazi çalışmaları beş yaz dönemi olmak üzere toplam 9 ay sürmüş 2010 yılında sona ermiştir. Daha sonra önemli alanları kontrol etmek ve örnek almak amacıyla kısa süreli arazi çalışmaları yapılmıştır.



Şekil 1.1.3. Kuzey Ege'de yer alan Biga Yarımadası'nın yerini gösteren tektonik harita (Okay ve Satır, 2000a; Bozkurt ve Mittwede, 2001'den değiştirilmiştir).

1.3. Problemler

Kuzeybatı Anadolu'da yer alan Biga Yarımadası kayaç çeşitliliği açısından son derece zengin bir bölge olup jeolojik, petrolojik ve yapısal çalışmalar için doğal bir laboratuvar oluşturur. Bu yüzden çok uzun yıllardan beri Biga Yarımadası çok sayıda araştırmacı tarafından çalışılmıştır. Buna rağmen günümüzde çözümü beklenen ve hala üzerinde tartışmaların olduğu problemler vardır. Bu problemlerin çözümüne yönelik olarak yapılan çalışmalar doktora tezi kapsamında Kazdağ Masifi, Çamlıca metamorfileri ve Kemer mika şistlerinde gerçekleştirilmiştir (Şekil 1.2.1). Bu alanlar ile ilgili problemler aşağıda ayrıntılı olarak verilmektedir.



Şekil 1.2.1. Biga Yarımadası'nda yüzlek veren metamorfik kayaları ve çalışma alanlarını gösteren geliştirilmiş jeoloji haritası (Siyako ve ark., 1989'dan düzenlenmiştir).

1) *Metaofiyolitlerin kökeni, oluşum ve metamorfizma yaşı ile çevre birimlerle olan dokunak ilişkisi:* Biga Yarımadası'nın güneyinde bulunan Kazdağ Masifi bölgenin görülür temelini oluşturmaktadır. Kazdağ Masifi yaklaşık 55 km uzunluğunda, 20 km genişliğinde KD-GB yönelimli yapısal bir yükselim şeklindedir. Kazdağ Masifi yükseliminin çekirdeğinde yüksek dereceli metamorfizmaya uğramış metaofiyolitik kayalar ile gnays ve mermerler yer almaktadır. Kazdağ Masifi üzerine çeşitli ayrıntıda çalışmalar yapılmış olmasına karşın bu metamorfik topluluğun özellikle çekirdekte bulunan metaofiyolitlerin yapısal ve petrolojik nitelikleri hakkında farklı görüşler ve çeşitli çelişkiler bulunmaktadır. Kazdağ Masifi kayaları Duru ve ark. (2004) tarafından ayrıntılı olarak haritalanmış ve as

bölgelere ayrılmıştır. Buna göre Kazdağ Masifi; görülür temelde mermer ve amfibol gnayslarla temsil edilen Fındıklı formasyonu ile başlamakta ve bunun üzerine Tozlu metaofiyoliti gelmektedir. Metaofiyolit topluluğu kayaların üzerinde ise mermer, gnays ve migmatitlerden oluşan ve Sütüven formasyonu olarak adlandırılan bir istif yer almaktadır. Masifin kuzey kesimlerinde ise bir ortognays topluluğu mostra verir. Daha önce bu ayrıntıda haritalanmamış olan Kazdağ Masifi'nin çekirdek kayaları içinde, Tozlu metaofiyolitinin altında ve üstünde mostra veren ileri dereceli metamorfik Fındıklı ve Sütüven formasyonlarının gnays ve mermerlerinin birbirleriyle olan ilişkileri ve genetik anlamları üzerinde yeterli bir bilgi yoktur. Şayet bu iki topluluk Kazdağ Masifi boyunca D-B uzanan bir fayla bir araya gelen ve birbirinden tamamen farklı iki ayrı birim ise bu kez de bu fayın bölgesel gelişim içindeki anlamı son derece önemli olmalıdır. Öte yandan Duru ve ark. (2004) tarafından Tozlu formasyonu olarak adlandırılan metaofiyolitlerin önceki çalışmalarda Triyas yaşlı olduğu öngörülmüş ise de bu konuda da yeterli ve tatmin edici veriler bulunmamaktadır. Buna karşın Yaltırak ve Okay (2004), Kazdağları'nın ana yapısını oluşturan amfibolit-granulit fasiyesindeki metamorfik birimleri Kazdağ Grubu olarak anlatmaktadır. Kazdağ Grubu, bir sıyrıma fayı ile yeşilist fasiyesinde metamorfik birimlerden oluşan Karakaya Kompleksinden ayrılmaktadır. Araştırmacılar amfibolit-granulit fasiyesindeki metamorfik birimleri kendi içerisinde dört stratigrafik birime ayırmışlardır. Alttan üste doğru; (i) Metadünit, metagabro, metapiroksenit ve amfibolitten oluşan Babadağ Formasyonu; Kazdağ'ın zirvesinde bulunan bu birim yapısal olarak en altta bulunmaktadır. (ii) Beyaz-pembe renkli mermerlerden oluşan Sarıkız Formasyonu, (iii) Mermer mercekleri içeren amfibolitlerden oluşan Kavurmacılar Formasyonu, (iv) Mermer mercekli gnayslardan oluşan Altınoluk Formasyonu bulunmaktadır. Erdoğan ve ark. (2009) tarafından stratigrafik olarak Kazdağ metamorfik istifinin altında okyanusal kabuğa ait olan, içyapısı düzenli metaultramafikler ve bantlı gabroların bulunduğunu ve bu metagabroların jeokimyasal olarak okyanusal kabuk kökenli olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılara göre bu metaofiyolitler bir platform istifi ile uyumsuz olarak örtülmektedir. Bu platform istifi taban çakıltaşı ile başlamakta ve üste doğru kalın beyaz mermerlere geçmekte ve en üstte metakırıntılı kayalarla devam etmektedir. Şimdiye kadar yapılan çalışmaların daha çok metaofiyolitlerin jeolojisine, stratigrafisine ve petrolojisine yönelik olmasına karşın metaofiyolitlerin dokunak ilişkileri ve masif içerisindeki konumu üzerine henüz bir görüş birliği yoktur. Buna karşın şimdiye kadar yapılan çalışmalarda metaofiyolitlerin oluşum ve metamorfizma yaşlarından söz edilmemektedir.

2) *Denizgören ofiyolitinin kökeni ve oluşum yaşı*: Biga Yarımadası'nın batısında Ezine (Çanakkale)'nin kuzeyinde yer alan Denizgören ofiyoliti büyük çoğunluğu serpantinitleşmiş harzburjitten oluşmuştur (Okay ve ark., 1990). Denizgören ofiyolitinin altında amfibolit ve metabazitten oluşan metamorfik bir taban vardır. Bu metamorfik tabandaki amfibolitten ^{40}Ar - ^{39}Ar metoduyla amfibolit fasiyesinin yaşı elde edilmiştir. ^{40}Ar - ^{39}Ar hornblend ve plajiolklas yaşları sırasıyla $117\pm 1,5$ – $118,3\pm 3,1$ My ve $109,6\pm 2,4$ My vermektedir. 117-118 My hornblend yaşları soğuma yaşı olarak yorumlanmakta ve Denizgören ofiyolitinin erken Kretase (Aptiyan)'de yerleştiğini göstermektedir (Okay ve ark., 1996). Ayrıca, Beccaletto (2004) tarafından ^{40}Ar - ^{39}Ar hornblend yaşı 125 ± 2 My vermekte ve bu yaş aynı zamanda amfibolit fasiyesi metamorfizmasının yaşıdır. Bu yaş sırt kenarında ya da sırtta meydana gelen bindirmenin başlangıç yaşı olarak yorumlanmaktadır (Beccaletto, 2004; Beccaletto ve Jenny, 2004). Bununla birlikte Kazdağ Masifi'nde yer alan metaofiyolitler (Tozlu metaofiyoliti) ile Denizgören ofiyolitinin ilişkisi ise şimdiye kadar bilinmemektedir. Aynı zamanda Denizgören ofiyolitinin tabanındaki amfibolitlerin ofiyolite mi ait yoksa ofiyolit yerleşimi sırasında mı oluştuğu üzerine henüz net bir çalışma yoktur.

3) *Çamlıca metamorfikleri içerisindeki eklojit/mavişistlerin kökeni, yaşı ve yerleşim mekanizması*: Biga Yarımadası'nın batı kesiminde yer alan Çamlıca metamorfikleri alttan üste doğru düşük dereceli orta-basınç koşullarında başkalaşıma uğramış metalav ve metatüfden yapıları Andıktaş formasyonu, granat-mika şist, albit-epidot-klorit şist, kalkışist ve mermer aralanmasından oluşan Dedetepe formasyonu ve fillit - mermer aralanmasından yapıları Salihler formasyonu'ndan oluşmaktadır (Şengün ve Çalık, 2007). Çamlıca metamorfiklerinin Dedetepe formasyonu içerisinde ~ 2 km uzunluğunda ve 500 m genişliğinde eklojit/mavişist yüzlek vermektedir. Okay ve Satır (2000b)'in eklojitlerin çevresinde bulunan kuvars-mika şistlerden elde ettiği Rb-Sr fengit yaşları 65-69 My göstermektedir. Bu yaş metamorfizma yaşını ifade etmektedir. Buna karşın eklojit/mavişistlerden elde edilmiş herhangi bir yaş verisi bulunmamakla beraber bu kayaların kökeni ve oluşum yaşları da henüz bilinmemektedir. Aynı zamanda eklojitlerin Çamlıca metamorfikleri içerisinde tektonik blok mu yoksa Çamlıca metamorfiklerinin eklojit fasiyesi metamorfizmasına mı uğradığı tartışmalıdır. Okay ve Satır (2000b) eklojitlerin Geç Kretase'de Çamlıca metamorfikleri ile birlikte başlangıçta eklojit fasiyesi metamorfizmasına uğradığını ve daha sonra tüm birimlerin yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirdiklerini belirtmektedir. Araştırmacılar eklojitlerin kuzeybatı Anadolu'da eşleniklerinin olmadığını ifade ederek bunları Rodop Masifi'ndeki eklojitler ile

karşılaştırmaktadır. Buna göre de Çamlıca metamorfitlelerini Rodop Masifi'nin muhtemel bir parçası olarak görmektedirler.

4) *Çetmi Grubu içerisindeki eklojitlerin oluşum yaşı, kökeni ve metamorfizması:* Biga Yarımadası'nda Kazdağ Masifi'nin batısında yer alan Çetmi Grubu ise deforme olmuş ince taneli kumtaşı-şeyl matris içerisinde çeşitli yaşlarda ve boylarda kireçtaşı, radyolaryalı çört ve eklojit/mavişist bloklarından oluşmaktadır. Çetmi Grubu'nun içerisinde K-G uzanımlı iki tane eklojit/mavişist bloğu bulunmaktadır. Eklojit/mavişistler, granat-mika şistlerden oluşan matris içerisinde yer almaktadır. Rb-Sr metoduyla fengitlerden elde edilen yaşlar 100 My göstermektedir (Okay ve Satır 2000a). Aynı yaş Lips (1998) tarafından ^{40}Ar - ^{39}Ar metoduyla eklojit örneğindeki beyaz mikalardan elde edilmiş ve soğuma yaşı olarak yorumlanmıştır. Çetmi Grubu içerisinde yer alan eklojit/mavişistlerin kökeni, mineral kimyası, P-T-t evrimiyle ilgili bugüne kadar kapsamlı ve yeterli çalışmalar yapılmadığından bu doktora tezi kapsamında bu konulara yönelik çalışmalara ağırlık verilmiştir. Ayrıca bu eklojit/mavişistlerin blok ya da mercek olup olmadığı, hangi tür tektonik ortamda oluştuğu ise bilinmemektedir.

1.4. Çalışmanın Amacı

Kuzeybatı Anadolu'nun orojenik evriminde en fazla ve temelde tartışılan konulardan biri metamorfik masiflerin yaşı, metamorfizma koşulları, yükselme yaşı ve mekanizması ile bu masiflerle mekansal ortaklık içinde yer alan ofiyolitik kayaların anlam ve önemidir. Bu yüzden Biga Yarımadası'nda yüzlek veren metamorfik kayalar bölgenin jeolojik evrimin anlaşılmasında oldukça önemli bir yer tutmaktadır. Yaklaşık dört arazi sezonu boyunca çalışılmış ve bu çalışma kapsamında varılmak istenen hedefler ana hatlarıyla aşağıda verilmiştir.

- (i) Çamlıca metamorfitleleri ve Çetmi Grubu içerisinde yer alan eklojit/mavişistlerin kökeni, oluşum ve metamorfizma yaşlarıyla birlikte bu yüksek basınç kayalarının metamorfizması, petrolojisi, yerleşim mekanizması ve çevre birimlerle olan ilişkisinin ortaya çıkarılması,
- (ii) Çamlıca metamorfitlelerinin tabanında yer alan metavolkanik kayaların kökeni, yaşı ve bu kayaların bölgesel olarak karşılaştırılması,
- (iii) Metamorfik kayalarda hareket yönünün belirlenmesi,
- (iv) Denizgören ofiyolitinin kökeni ve metamorfizmasının ortaya çıkarılması,
- (v) Edremit körfezinin kuzeyinde yer alan Kazdağ Masifi'nin çekirdeğinde metaofiyolitler bulunmakta ve bu kayalar bir mermer zarf tarafından

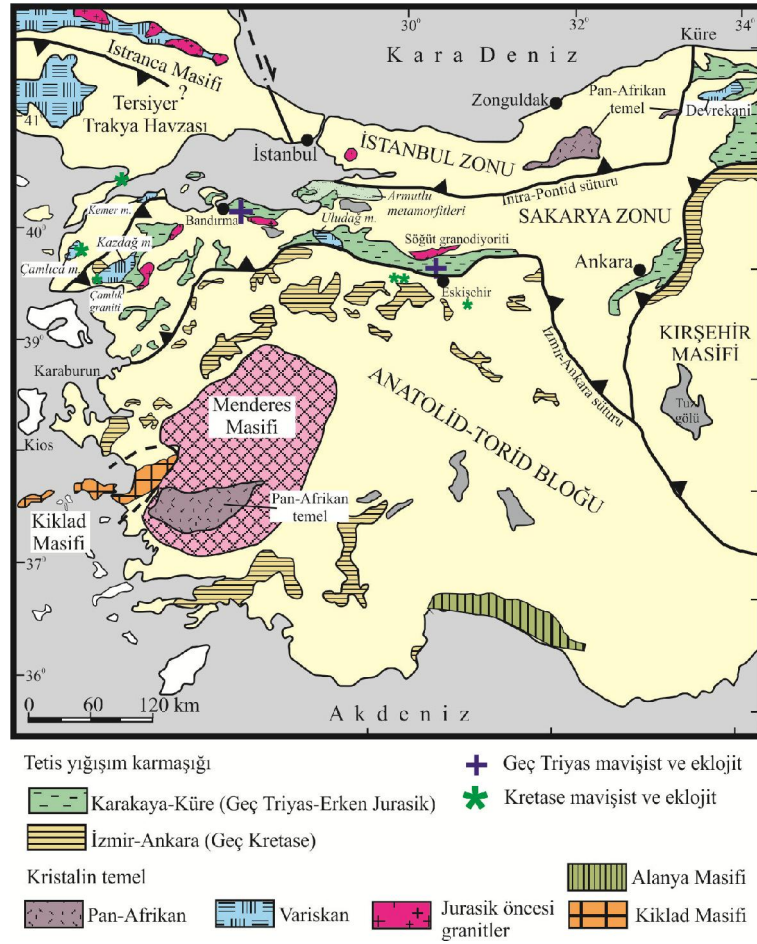
- çevrenmektedir. Metaofiyolitlerin alt ve üst dokanak ilişkilerinin ve çevre birimlerle olan genetik ilişkilerinin jeolojik anlamının ortaya çıkarılması,
- (vi) Tozlu metaofiyolitinin (Duru ve ark., 2004) kökeni ve metamorfizmasının belirlenmesi amaçlanmaktadır.

1.5. Kuzeybatı Anadolu’da Bir arada Bulunan Farklı Tektono-Metamorfik Birimler

Kuzeybatı Anadolu, Erken Tersiyer’de Alpin orojenezi sırasında meydana gelen kıta-kıta çarpışmasıyla bir araya gelmiş farklı stratigrafik, yapısal ve metamorfizma özelliklerine sahip birkaç kıtasal parçadan meydana gelmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999; Şekil 1.5.1). Bu kıtasal parçalar günümüzde kenetlerle ayrılmakta ve bu kenetler önceki okyanusları işaret etmektedir. İzmir-Ankara-Erzincan kenedi Türkiye’yi Pontidler ve Anatolid-Torid platformu olmak üzere iki ana tektonik birime ayırmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve ark., 1996). Erken Eosen (Şengör ve ark., 1984) sırasında Neotetis’in kuzey kolunun kapanması sonucunda oluşan İzmir-Ankara-Erzincan kenedi Türkiye’nin Alpin yapısını ifade etmektedir.

1.5.1. Pontidler

İzmir-Ankara-Erzincan kenedinin kuzeyinde yer alan Pontidler farklı jeolojik evrime sahip üç bölgeden oluşmuştur (Okay, 2008; Şekil 1.5.1). Bunlar; Sakarya, İstanbul, Istranca zonlarıdır. Bütün zonlar Lavrasya kıtasına aittir ve Alpin orojenezinden etkilenmiştir. Ayrıca bu zonlar Variskan (Karbonifer) ve Kimmerid (Triyas) orojenezleriyle ilişkili olarak metamorfik ve magmatik olaylara ait izler içermektedir. Pontidler Kretase ve Tersiyer’de Alpin orojenezi sırasında kıvrımlanma ve bindirme fayları ile kısalmış fakat metamorfizma gelişmemiştir (Okay ve ark., 2008b).



Şekil 1.5.1. Batı ve Kuzeybatı Anadolu'da yayılım sunan farklı metamorfik temellerin dağılımını gösteren tektonik harita (Okay ve ark., 2006'dan değiştirilmiştir).

1.5.1.1. İstanbul zonu

Karadeniz'in güneybatısında yer alan ve küçük bir kıtasal parça olan İstanbul zonu (Okay, 1989) 400 km uzunluğunda ve 55 km genişliğindedir (Okay, 2008; Okay ve ark., 2008b). İstanbul zonu'nun Proterozoyik metamorfik temeli gnays, amfibolit, metavolkanik kayalar, metaofiyolit ve Geç Prekambriyen granitoidlerle karakterize olmaktadır (Chen ve ark., 2002; Yiğitbaş ve ark., 2004; Ustaömer ve ark., 2005; Bozkurt ve ark., 2008). Bu metamorfik temel, yaşları Alt Ordovisiyen ile Alt Karbonifer arasında değişen kesiksiz ve iyi gelişmiş sedimanter istif tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Görür ve ark., 1997; Dean ve ark., 2000; Şekil 1.5.2). İstanbul Zonu'nun doğu ve batı kesimleri arasında stratigrafik farklılıklar bulunmaktadır. Batı kesiminde erken Karbonifer kumtaşı-şeyl istifinden oluşan derin deniz turbiditleriyle temsil edilmektedir. Doğu kesiminde, Zonguldak civarında ise erken Karbonifer kömürlü seviyelere geçiş gösteren sığ denizel karbonatlardan oluşmaktadır.

İstanbul zonu'nun kristalin temeli genel olarak dört birime ayrılmaktadır (Yiğitbaş ve ark., 1995; 2004; Okay ve ark., 2008). Bunlar; i) Kuvarso-feldspatik gnays ve amfibolitçe baskın orta-yüksek dereceli metamorfik istif, ii) Parçalanmış metaofiyolit, iii) Yitimle ilişkili tektonik ortamla uyumlu jeokimyaya sahip düşük dereceli metavolkanik ve metasedimanter kayaçlar, iv) Büyük hacimli intruzif granitoidler.

Paleozoik kayaçları Karbonifer zamanında kıvrımlanma ve bindirme faylarıyla deformasyona uğramış ve Triyas yaşlı sedimanter bir istif tarafından uyumsuz olarak üzerlenmiştir. Triyas sedimanter istifi İstanbul zonu'nun doğu kesiminde gözlenmekte olup bazaltik lav akıntılı kırmızı kumtaşları ile başlamakta, üste doğru sığ denizel daha sonra derin denizel kireçtaşlarıyla devam etmekte ve Üst Triyas derin denizel kumtaşı ve şeyllerle son bulmaktadır (Okay, 2008; Şekil 1.5.2). İstanbul Zonu'nun batı kesiminde ise Jurasik ve Alt Kretase istifleri bulunmamaktadır. Paleozoik ve Triyas kayaçları Üst Kretase-Paleosen kırıntılı, karbonat ve andezitik volkanik kayaçlarla uyumsuz olarak üzerlenmektedir.

İstanbul Zonuna ait kayaların eşdeğerleri doğudan batıya Ovacık doğusunda, Sünnice dağında, Almacık dağında ve Armutlu yarımadasının en batı kesimlerinde gözlenmiş ve haritalanmıştır (Yiğitbaş ve ark., 1999; 2004; Elmas ve Yiğitbaş, 2001; 2005).

İstanbul zonu'nun temeli yaş, litoloji ve jeokimyasal özellikler bakımından Gondvana kenarının Pan-Afrikan temeline benzerdir (Yiğitbaş ve ark., 2004; Okay ve ark., 2008b; Bozkurt ve ark., 2008) ve Gondvana'dan türemiş kıtasal bir parça olarak ifade edilmektedir (Stampfli, 2000). İstanbul Zonu'nun Sakarya Zonu'ndan Batı Pontid fayı ile (Elmas ve Yiğitbaş, 2001) veya "Intra-Pontid okyanusuyla" ayrılmakta olduğu şeklinde farklı görüşler vardır. Karbonifer sırasında "Intra-Pontid okyanusu" Reik okyanusunun doğu uzantısını oluşturduğu belirtilmektedir (Okay ve ark., 2006; 2008b).

1.5.1.2. Sakarya Zonu

Sakarya zonu, batıda Biga Yarımadası'ndan başlayan doğuda Gürcistan sınırına kadar devam eden D-B uzanımlı kıtasal bir parçadır. İstanbul zonu'nun aksine sedimanter istif Alt Jurasik kumtaşlarıyla başlamaktadır. Sakarya zonu'nun kristalin temeli geniş bir şekilde üç kısma ayrılmaktadır (Yılmaz ve ark., 1996; Okay, 2008): i) Gnays, amfibolit, mermer ve nadiren metaperidotitten oluşan yüksek dereceli Variskan metamorfik istifi. Yüksek dereceli metamorfizma Pulus, Kazdağ ve Gümüşhane Masifleri'nden elde edilen zirkon ve monazit yaşları ile Karbonifer (330-310 My) olarak saptanmıştır (Topuz ve ark., 2004; 2007; Okay ve ark., 2006), ii) Devoniyen, Karbonifer ve Permiyen kristalizasyon

yaşlı Paleozoyik granitoidler (Delaloye ve Bingöl, 2000; Okay ve Satır, 2000b; Okay ve ark., 2002; 2006; Topuz ve ark., 2007), iii) Permo-Triyas yaşlı metabazit, fillit ve mermerce baskın düşük dereceli metamorfik karmaşık (Alt Karakaya Kompleksi, Okay ve Göncüoğlu, 2004). Alt Karakaya Kompleksi olarak adlanan ve Geç Triyas yaşlı mavişist ve eklojit içeren bu birim Permo-Triyas yitim-yığışım karmaşığını ifade etmektedir (Okay ve Monie, 1997; Okay ve ark., 2002).

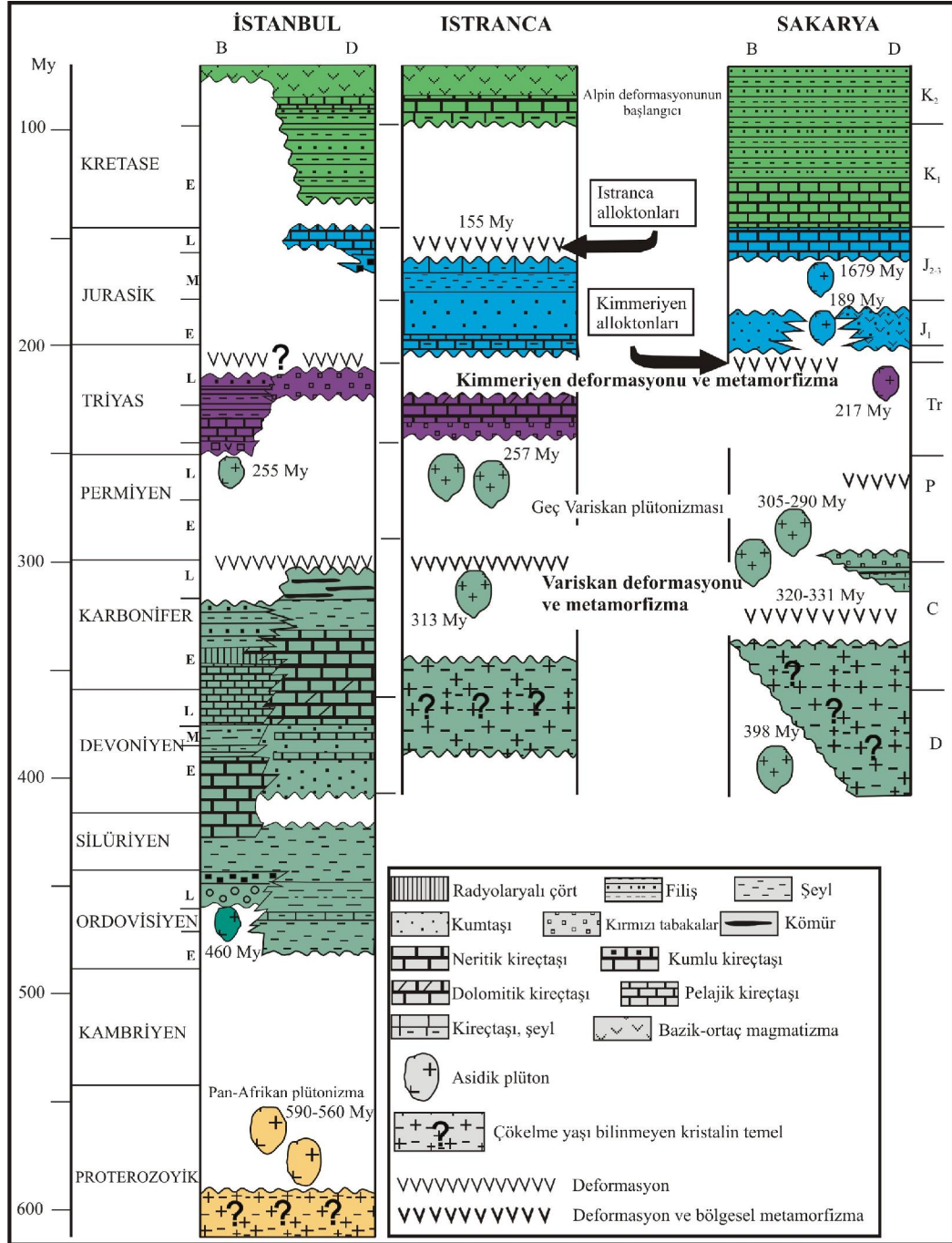
Bu karmaşık temel Erken Jurasik'te sedimanter ve volkanik istif tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Erken Jurasik flüvyal, sığ denizel kumtaşı, şeyl ve konglomerayla temsil edilmektedir (Yılmaz ve ark., 1996; Okay ve ark., 1990; Şekil 1.5.2).

1.5.1.2.1. Kazdağ Grubu

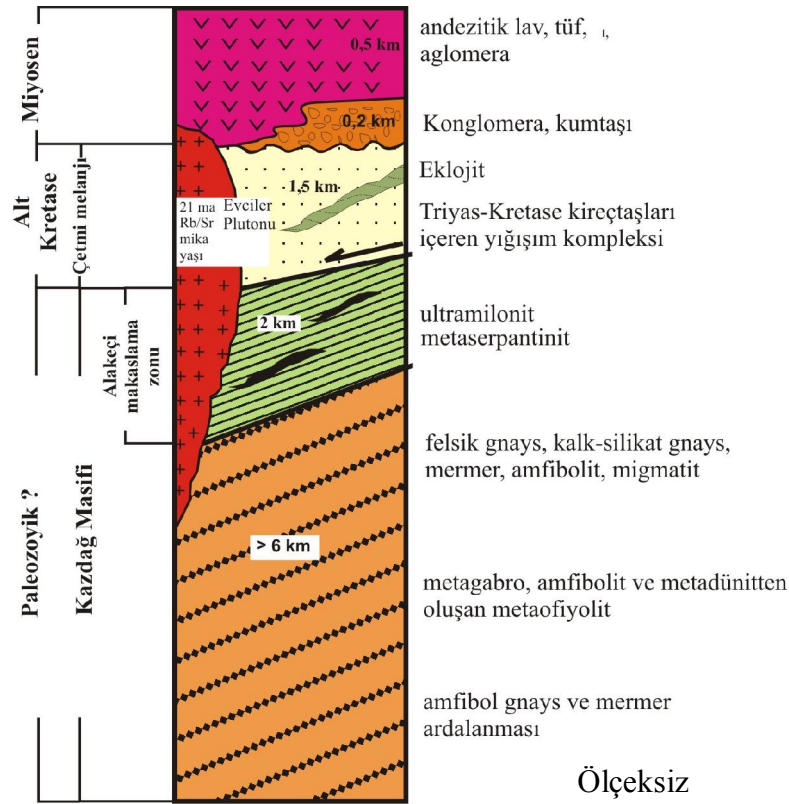
Biga Yarımadası'nda Edremit Körfezi'nin kuzeyinde yer alan yüksek dereceli metamorfik kayaçların yüzlek verdiği Kazdağ Grubu (Şekil 1.5.1), güneyden aktif bir fayla biçilmiş, yaklaşık 55 km uzunluğunda 20 km genişliğinde KD yönelimli bir yapısal yükselim şeklindedir. Biga yarımadasının morfolojik olarak en yüksek kesimlerini oluşturan Kazdağ yükseliminin çekirdeğinde yüksek dereceli metamorfizmaya uğramış, mafik - ultramafik kayalar ile mermer ve gnayslar yer almaktadır (Okay ve ark., 1990; Duru ve ark., 2004). Bu yapının kanatlarında ise metamorfizma derecesi daha düşük, metabazit ve metasedimanter kayalardan oluşan "Karakaya Karmaşığı" birimleri (Okay ve ark., 1996) ve metamorfizma geçirmemiş kireçtaşı blokları içeren filiş, radyolaritli çört ve çamurtaşından oluşan Çetmi melanji bulunmaktadır (Beccaletto ve ark., 2005; Şekil 1.5.3).

Kazdağ Masifi'ne ait metamorfik kayalar doğuda Permo-Triyas yaşlı Karakaya Kompleksine ait şiddetli deforme olmuş bazik volkanik ve kırıntılı kayaçlarla tektonik dokanıklıdır. Karakaya kompleksine ait kayaçların alt bölümleri yeşilşist fasiyesinde bölgesel metamorfizmaya uğramıştır (Bingöl ve ark., 1975; Okay ve ark., 1990; Okay ve Satır, 2000b; Duru ve ark., 2004; Göncüoğlu ve ark., 2004; Okay ve Göncüoğlu, 2004; Okay ve Altın, 2004; Picket ve Robertson, 2004; Yaltırak ve Okay, 2004). Batıda Kazdağ Masifi'nin yüksek dereceli metamorfik kayaları ve kuzeyde Kazdağ Masifi'nin milonitleşmiş kayaçları (Alakeçi Milonit Zonu) Geç Oligosen yaşlı düşük açılı sıyrılma fayı boyunca Çetmi melanji tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Okay ve ark., 1990; Okay ve Satır, 2000b; Beccaletto ve Steiner, 2005). Alt Kretase yaşlı Çetmi melanjına ait kayaçlar metamorfizma geçirmemiştir (Beccaletto 2004; Beccaletto ve ark., 2005). Erken Miyosen yaşlı Küçükkuşu Formasyonu'nun (İnci, 1984) sedimanter kayaçları Çetmi melanjinin üzerinde tektonik dokanakla yer almaktadır (Beccaletto ve

Steiner, 2005). Bütün bu kayalar Pliyo-Kuvaterner yaşlı Bayramiç Formasyonu'nun flüvyal sedimentleri tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Siyako ve ark., 1989). Kazdağ Masifi, milonit zonu ve Çetmi melanji Geç Oligosen yaşlı Evciler plutonu intruzif olarak kesilmişlerdir (Şekil 1.5.3).



Kazdağ Masifi kayaları Duru ve ark., (2004) tarafından ayrıntılı olarak haritalanmış ve as bölümlere ayrılmıştır. Buna göre Kazdağ Masifi görülür temelde mermer ve amfibol gnayslarla temsil edilen Fındıklı formasyonu ile başlamakta ve bunun üzerine Tozlu metaofiyoliti gelmektedir. Metaofiyolit topluluğu kayaların üzerinde ise mermer, gnays ve migmatitlerden oluşan bir dizi yer almaktadır (Sütüven formasyonu, Şekil 1.5.4).



Şekil 1.5.3. Kazdağ Masifi ve çevre birimlerinin ilişkisini gösteren genelleştirilmiş kaya istifi (Okay ve Satır, 2000b'dan alınmıştır).

Metamorfik kayaçlardan Pb evaporasyon yöntemiyle elde edilen 308 ± 16 My kalıntı zirkon yaşları Karbonifer yaşını vermektedir (Okay ve ark., 1996). Bu yaşın Variskan metamorfik olayını yansıttığı, bunun da geç Alpin metamorfizması tarafından üzerlendiği düşünülmektedir (Okay ve Satır, 2000b). Kazdağ Masifi, ~ 24 My da ~ 14 km derinlikte yüksek sıcaklık bölgesel metamorfizmasına uğramıştır. Masifin yüzeylemesi 20-10 My (erken-orta Miyosen) arasında birbirine zıt iki sıyırılma fayı boyunca meydana gelmiştir (Cavazza ve ark., 2009). Kazdağ Masifi'nde iki evreli bir yüzeyleme evrimi geçirmiştir. Birinci evrede; geç Oligosen-erken Miyosen düşük açılı sıyırılma faylanması ve erken Miyosen yaşlı epiklastik, volkanoklastik ve volkanik kayaçlarla (Küçükuyu Formasyonu)

dolu küçük grabenler gelişmiştir. Bu evrede masifin hızlı termal evriminin çoğu gerçekleşmiştir. Yaklaşık 21 My yaşlı granitoidik kayalar da bunu göstermekte ve genç füzyon iz yaşları da masifin kenarları boyunca sıralanmaktadır. İkinci evrede ise masifin yüzeye ulaşması Pliyosen-Kuvaterner (5 My sonra) zamanında Kuzey Anadolu Fay zonuunun kırılğan fayları boyunca gerçekleşmiştir (Okay ve Satır, 2000b; Cavazza ve ark., 2009).

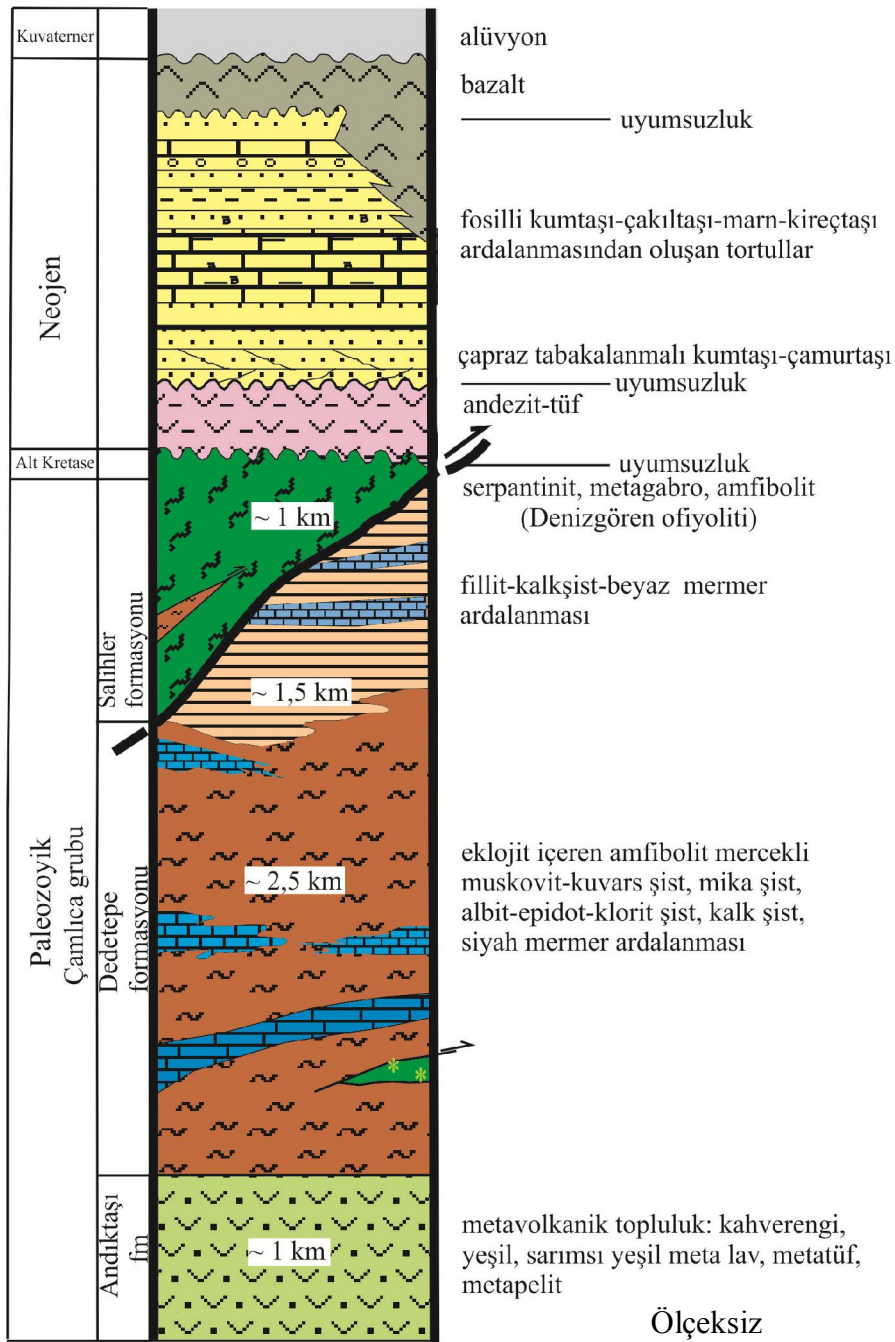
Formasyon	Üye	Litoloji	Açıklama
Sütüven			ortognays sillimanit içeren paragnays, migmatit amfibolit ve mermer mercekleri
	Sarkız Mermeri		çört nodüllü mermer gnays
Tozlu			amfibolit ve metadünitten oluşan metaofiyolit
Fındıklı	Babadağ Mermeri		iri kristalli mermer
	Altınoluk Mermeri		gözlü gnays amfibol gnays, mermer ve kalk-silikat gnays ardalanması

Ölçeksiz

Şekil 1.5.4. Kazdağ Metamorfik Kayaları (KMK)'nın genelleştirilmiş kaya istifi (Duru ve ark., 2004).

1.5.1.2.2. Çamlıca Grubu

Biga Yarımadası'nın kuzeybatı bölümünde yer alan Çamlıca metamorfik topluluğu (Şekil 1.5.1) alttan üste doğru düşük dereceli orta-basınç koşullarında başkalaşıma uğramış metalav ve metatüfden yapıları Andıktaş formasyonu, granat-mika şist, albit-epidot-klorit şist, kalkışist ve mermer ardalanmasından oluşan Dedetepe formasyonu ve fillit - mermer ardalanmasından yapıları Salihler formasyonundan oluşmaktadır (Şengün ve Çalık, 2007; Şekil 1.5.5).



Şekil 1.5.5. Çamlıca metamorfiklerinin genelleştirilmiş kaya istifi (Şengün ve Çalık, 2007).

Çamlıca metamorfitlelerinin tümünün Maastrichtiyen zamanında eklojit fasiyesinde metamorfizma geçirdiği (65-69 My Rb-Sr fengit yaşları; Okay ve Satır, 2000a) ve daha sonra tüm metamorfik birimlerin yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış oldukları ifade edilmiştir. Granat ve omfasit arasındaki Fe-Mg dağılımı ve omfasitlerdeki maksimum jadeit oranına bağlı olarak eklojit fasiyesi metamorfizması sırasındaki sıcaklığın 510 ± 50 °C, minimum basıncın ise 11 kbar olduğu belirtilmiştir (Okay ve Satır, 2000a).

1.5.1.2.3. Kemer Mikaşistleri

Biga Yarımadası'nın kuzeyinde bulunan Kemer mikaşistlerinin (Şekil 1.5.1) orta dereceli metamorfik istifi şist, fillit, kalkşist ve nadiren kuvarsit ve metabazit araldanmasından oluşmaktadır. Kemer mikaşistleri güney kesiminde Çetmi melanji ile tektonik dokanaktadır. Batı kesiminde ise Karabiga granitoidi tarafından intruzif olarak kesilmektedir (Beccaletto ve ark., 2007). Kemer mikaşistlerini uyumsuz olarak üzerleyen en yaşlı kayaçlar Alt Eosen yaşlı flüvyal-deltayik sedimentlerden oluşan Fıçitepe Formasyonu ve Paleosen-Eosen yaşlı volkanik kayaçlardır (Siyako ve ark., 1989).

1.5.1.2.4. Uludağ Masifi

Uludağ Masifi yüksek dereceli gnays, amfibolit araldanması ve bu araldanmayı örten kalın mermer ve çörtlü mermerlerden oluşmaktadır (Ketin, 1983; Yılmaz ve ark., 1996). Bu metamorfik kayalar Oligosen yaşlı granitoidler tarafından intruzif olarak kesilmişlerdir (Bingöl ve ark., 1982). Uludağ Masifi en geç Kretase ve erken Paleosen zamanında amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Bu metamorfizma sırasında 670 ± 40 °C ve 7 ± 1 kbar basınç değerleri saptanmıştır (Okay ve ark., 2008a).

Kuzeybatı Türkiye'de bulunan Uludağ Masifi (Şekil 1.5.1), Oligosen yaşlı sünümlü doğrultu atımlı makaslama zonunun yüzeylemiş parçasını temsil etmektedir. Bu makaslama zonu 225 km den daha fazla uzunluğa ve yaklaşık 100 km lik bir yer değiştirmeye sahiptir. Sünümlü sağ yanal makaslama zonu en geç Eosen ve Oligosen (38-27 My) zamanında aktiftir. 20-21 My apatit füzyon iz yaşları erken Miyosen sırasında hızlı bir yüzeylemeyi göstermekte ve bu da Uludağ makaslama zonunun yüzeylemesinin erken Miyosen sırasında olduğunu işaret etmektedir (Okay ve ark., 2008a).

1.5.1.2.5. Armutlu Metamorfitleleri

Armutlu Yarımadası'nda yüzeyleyen Armutlu Metamorfitleleri (Şekil 1.5.1) birkaç tektonik birime ayrılmaktadır. Bunlar; i) yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış

metabazit ve rekristalize kireçtaşı mercekleri içeren Triyas öncesi mika ve grafit şistten oluşan metamorfik temel (Pamukova Metamorfitleri, Göncüoğlu ve Erendil, 1990), ii) bazik volkanik ve volkanoklastik içeren Triyas yaşlı düşük dereceli metamorfitler (İzник Metamorfitleri, Göncüoğlu ve Erendil, 1990), şeyl ve kumtaşı matriksi içerisinde dolomit ve rekristalize kireçtaşı blokları (Karakaya Formasyonu, Bingöl ve ark., 1973), iii) Kretase yaşlı metamorfik olistostrom, rekristalize kireçtaşı, ofiyolit ve şeyl bloklarından oluşan kaotik topluluktur.

İzник metamorfik topluluğu bölgesel olarak yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Bu bölgedeki istif Geç Kretase'yi de içeren Paleozoyik – Mesozoyik yaşlı fillit, mermer, şist ve metavolkaniklerin bulunduğu kalın bir kaya topluluğundan oluşur. Metamorfizma derecesi alttan üste doğru azalmaktadır (Yılmaz ve ark., 1995). Bu topluluğun üzerine uyumsuz bir dokanakla Kampaniyen – Maestrichtiyen yaşlı sedimanter kayalar gelmektedir. Tüm birim Geyve metaofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Yılmaz ve ark., 1995).

1.5.1.2.6. Karakaya Kompleksi

Karakaya Kompleksi şiddetlice deforme olmuş, kısmen metamorfizma geçirmiş Permian ve Triyas yaşta klastik ve volkanik serilerden yapılmıştır. Karakaya Kompleksi genellikle iki bölüme ayrılır: yapısal ve muhtemelen stratigrafik olarak altta yer alan Alt Karakaya Kompleksi, Paleozoyik sonu veya Triyas'ta yeşilşist ve mavişist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş mafik lav, mafik piroklastik kaya, şeyl ve kireçtaşı aralanmasından oluşmuştur (Okay ve Göncüoğlu, 2004). Alt Karakaya Kompleksi genel olarak yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş fakat bazı bölgelerde albit-epidot amfibolit, mavişist ve eklojit fasiyesine ulaşmıştır. Bandırma doğusunda eklojit merceği yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metabazitlerin içerisinde yer almakta ve bu kayalardan elde edilen Ar-Ar fengit ve amfibol yaşları Geç Triyas'ı vermektedir (Okay ve Monie, 1997). Kazdağ ve Uludağ Masif'lerinde Alt Karakaya Kompleksi Karbonifer yaşlı gnaysların üzerinde tektonik olarak bulunmaktadır. Kazdağ Masifi'nde bu tektonik dokanak Oligosen yaşlı sıyrıma fayı şeklindedir (Yaltırak, 2003). Alt Karakaya Kompleksi'nin üzerinde Üst Karakaya Kompleksine ait kırıntılı kayalar bulunmaktadır. Dokanak en iyi şekilde Kozak bölgesinde ve Uludağ güneyinde gözlenmekte olup dokanağın niteliği muhtemelen makaslanmış uyumsuzluktur (Akyürek ve Soysal, 1983; Okay ve Siyako, 1993).

Üst Karakaya Kompleksi ise kuvvetlice deforme olmuş Permiyen veya Triyas yaşta klastik, volkanoklastik ve volkanik kayalardan oluşur. Kuzeybatı Anadolu'da Üst Karakaya Kompleksi baskın olarak kalın arkozik kumtaşı istifinden oluşmaktadır. Edremit'in kuzeyinde Devoniyen yaşlı Çamlık granodiyoritinin üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır (Gümüş, 1964; Okay ve ark., 1991).

Karakaya Kompleksi'nin çökelme ortamını ve tektonik gelişimini açıklayan iki model bulunmaktadır. Rift modelinde, Karakaya Kompleksi kayaları Geç Permiyen yaşında bir riftte oluşmuş, bu rift daha sonra bir kenar denize dönüşmüş ve en Geç Triyas'ta kapanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve ark., 1996). Dalma-batma eklenme modeline göre ise Karakaya Kompleksi, Paleo-Tetis'in Triyas'ta kuzeye Lavrasya aktif kıta kenarı boyunca dalma-batması ile oluşmuş bir eklenir prizmayı temsil eder (Okay ve Göncüoğlu, 2004).

1.5.1.3. Istranca Masifi

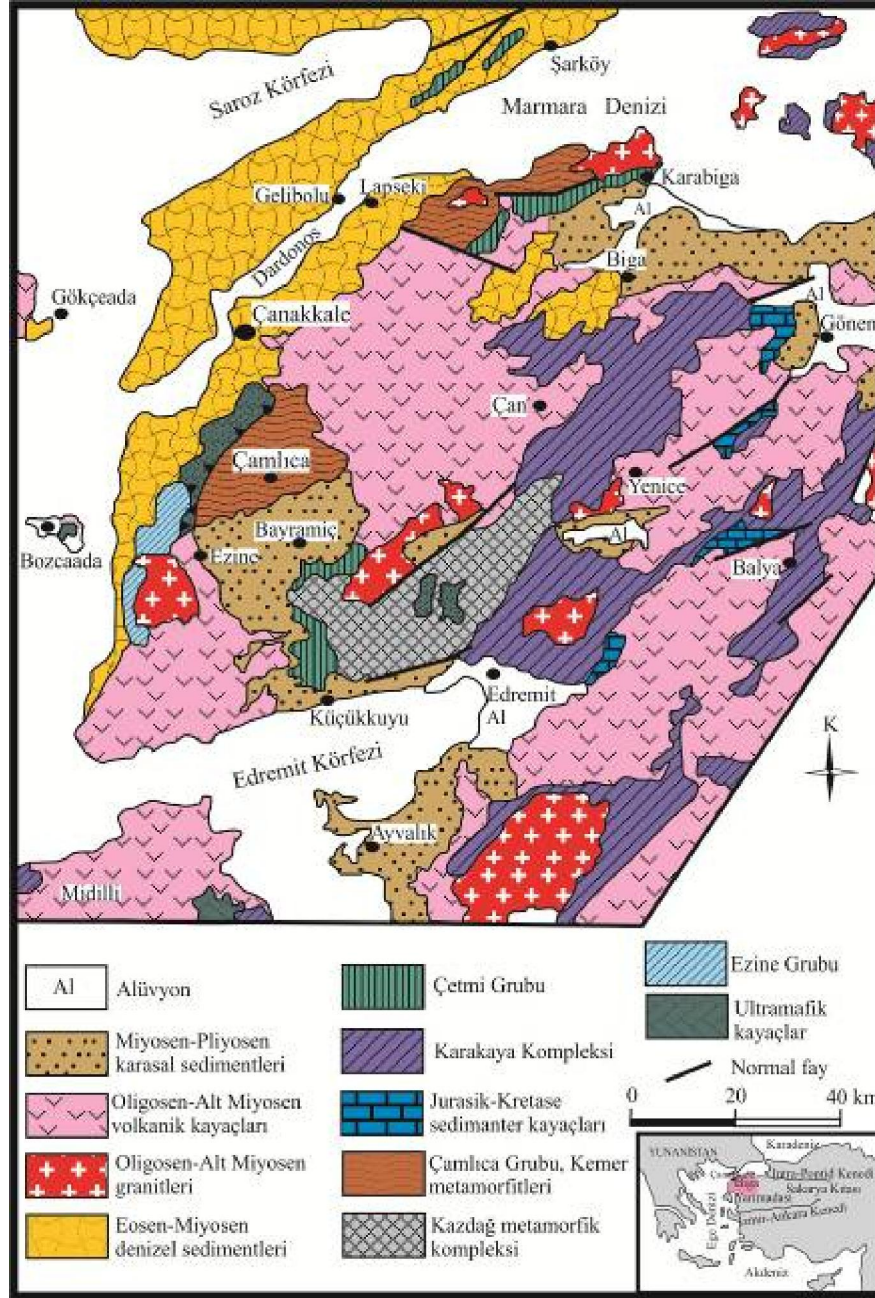
Balkanların güneyinde yer alan Istranca Masifi, Rodop Masifi'nin doğu uzantısını oluşturmaktadır (Şekil 1.5.1). Stratigrafik olarak Istranca Masifi, Triyas-Jurasik yaşlı kıtasal-sığ denizel sedimanter istif tarafından üzerlenen Variskan kristalin temelden oluşmuştur (Okay ve ark., 2001). Bu temel Geç Karbonifer ve Erken Permiyen (257±6) granitoidleri tarafından kesilmiş, amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış Kuvarso-feldspatik gnayslardan oluşmaktadır (Okay ve ark., 2001; Sunal ve ark., 2006; Şekil 1.5.2). Doğu Istranca Masifi'nde amfibolit fasiyesi temel gnaysları ve şistleri ile üzerinde bulunan yeşilşist fasiyesi örtü metasedimentleri arasındaki sınır makaslama zonu ile ayrılmaktadır (Doğu Istranca Makaslama Zonu, Elmas ve ark., 2011). Bu makaslama zonu genişlemeli sıyrılma fayı olarak yorumlanmaktadır. Istranca Masifi'nin, Geç Jurasik-Erken Kretase yaşlı metamorfik çekirdek kompleksi olduğu belirtilmektedir (Elmas ve ark., 2011).

Triyas ve Jurasik yaşlı sedimanter istif Variskan temelin üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır (Chatalov, 1988). Jurasik-Kretase sınırında Istranca Masifi K-KD yönelimli bindirmenin eşlik ettiği ikinci bir deformasyon ve metamorfizmaya uğramıştır (Okay ve ark., 2001).

1.6. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi

Biga Yarımadası farklı kökende ve yaşta tektonik birimlerden oluşan tektonik bir mozaiktir. Biga Yarımadası, Neojen zamanında önemli bir kıtasal incelmeye ve yüzeylemeye neden olan Ege genişlemeli tektonizmanın ve Kuzey Anadolu fay sistemiyle

ilişkili doğrultu-atımlı faylanmanın birlikte geliştiği bir yerdir. Sakarya zonunun en batı ucunu oluşturan Biga Yarımadası kuzeyde sırasıyla Rodop Masifi, Istranca Masifi ve Trakya Havzası ile sınırlanmaktadır. Güneyde ise Sakarya zonunu Anatolid-Torid bloğundan ayıran İzmir-Ankara-Erzincan sutureuyla sınır yapmaktadır (Şekil 1.6.1).



Şekil 1.6.1. Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş jeolojik haritası (Okay ve Satır, 2000a dan değiştirilmiştir; eklojit/mavişistlerin izotopik yaşları Lips, 1998; Okay ve Satır, 2000a, b; Topuz ve ark., 2008 den alınmıştır).

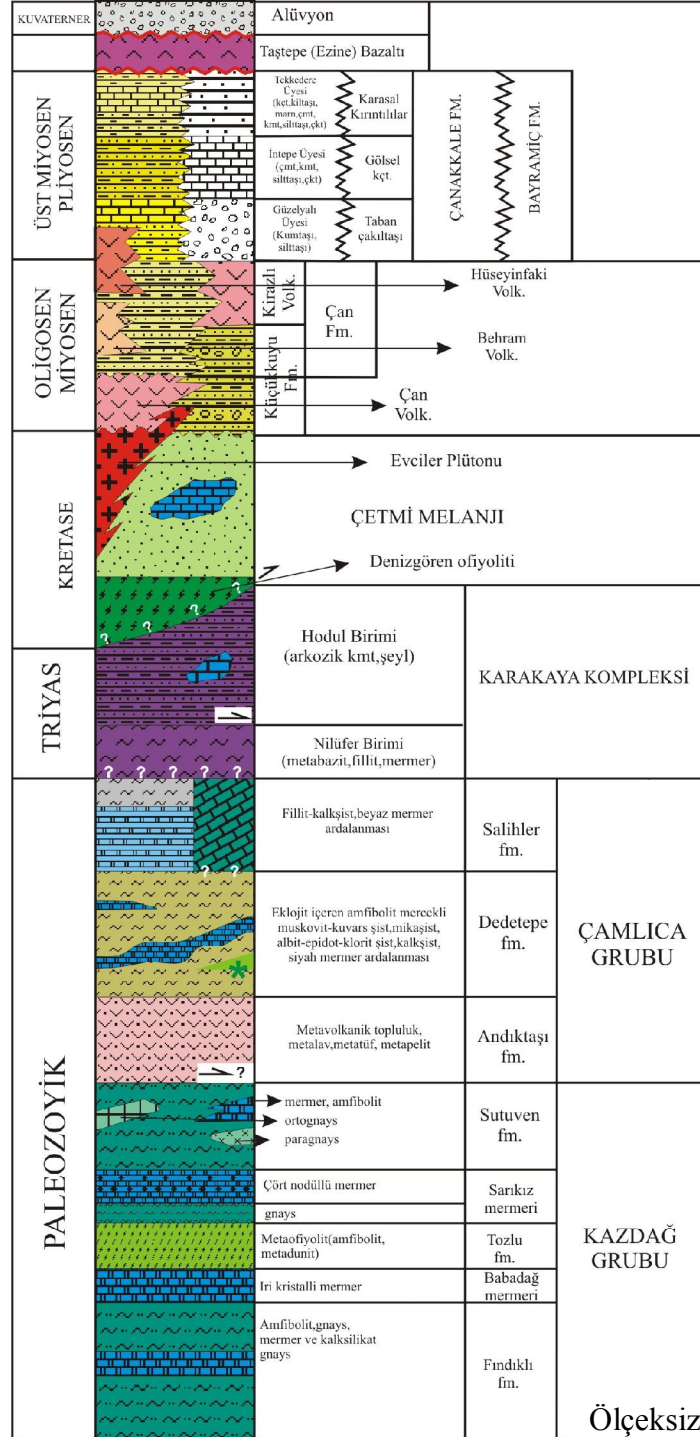
1.6.1. Stratigrafi

Biga Yarımadası genel olarak Variskan granitik ve metamorfik kayalardan oluşan bir temelden ve Permo-Triyas yaşlı Karakaya Kompleksinin yaygın yüzleklerinden oluşmaktadır (Bingöl ve ark., 1975). Karakaya Kompleksi, yaşları Jurasik ile Paleosen arasında değişen çeşitli sedimanter ve volkano-sedimanter kayalar tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Altınar ve ark., 1991; Rojay ve Altınar, 1998). Erken Eosen ve Pliyosen-Kuvaterner sedimanter ve volkanik kayaları en genç örtü istifini oluşturmaktadır (Siyako ve ark., 1989). Geç Eosen-Miyosen volkanik aktivitesine çoğunlukla Geç Oligosen-Miyosen yaşlı granitik intrüzyonlar eşlik etmiştir (Ercan ve ark., 1995; Delaloye ve Bingöl, 2000; Okay ve Satır, 2000b). Biga Yarımadası'nın Geç Paleozoyik-Mezozoyik birimleri Rodop Masifi'ndeki benzer birimlerle karşılaştırılmıştır (Beccaletto ve Jenny, 2004; Beccaletto ve ark., 2005; Bonev ve Beccaletto, 2007; Şengün ve ark., 2009). Ege Bölgesi'nin en kuzey bölgesinde yer alan Kretase-Tersiyer metamorfik alanların büyük ölçekte karşılaştırması; Serbo-Makedonya, Rodop ve Istranca Masifleriyle Biga Yarımadası'nın metamorfik temeli arasında bir devamlılık olduğunu düşündürmektedir.

Biga Yarımadası'nda yüzlek veren kayalar beş tektono-stratigrafik birime ayrılmıştır (Şekil 1.6.1). Bunlar; i) Kazdağ Masifi, Çamlıca metamorfikleri ve Kemer mikaşistlerini içeren orta-yüksek dereceli temel kayaları, ii) Biga Yarımadası'nın doğu sınırı boyunca yüzlek veren Karakaya Kompleksinin çeşitli birimleri, iii) yığışım ile ilişkili Kretase yaşlı Çetmi melanji, iv) Permo-Triyas yaşlı sedimanter Ezine Grubu ve bu birimi tektonik olarak üzerleyen Erken Kretase yaşlı Denizgören ofiyoliti (Ezine Zonu), v) yaygın Tersiyer volkanik, sedimanter örtü birimleri ve plütonik kayalardır (Şekil 1.6.2). Bu farklı birimler tektonik olarak düşük eğimli milonitik makaslama zonları, genişlemeli sıyrılma fayları ve Kuzey Anadolu Fay sistemine ait faylarla sınırlanmaktadır (Okay ve ark., 1991; Okay ve Satır, 2000a, b; Beccaletto ve Steiner, 2005).

Kazdağ Masifi'nin yüksek dereceli temeli gnays, mermer, amfibolit aralanması ve masifin taban kesimlerinde bulunan metaofiyolitten oluşmaktadır (Okay ve ark., 1990; Duru ve ark., 2004). Okyanus içi yay ve yay önü birimler (Okay ve ark., 1996) içeren Permo-Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi Kazdağ Masifi metamorfik kayalarını tektonik olarak üzerlemektedir. Biga Yarımadası'nın batı kesiminde bulunan Çamlıca metamorfikleri (Okay ve ark., 1990) alttan üste doğru Andıktaş formasyonu, Dedetepe formasyonu ve Salihler formasyonundan oluşmaktadır (Şengün ve Çalık, 2007). Çamlıca metamorfikleri, Ezine Zonu'nun sedimanter Ezine Grubu ile tektonik dokanaklıdır. Biga Yarımadası'nın kuzeyinde Çamlıca metamorfiklerine benzer düşük dereceli

metasedimanter bir istif bulunmaktadır. Erken Paleojen genişlemesiyle ilişkili olan bu metasedimanter istif Kemer mikaşistleri olarak adlandırılmaktadır (Beccalotto ve ark., 2007).



Şekil 1.6.2. Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş tektono-stratigrafik sütun kesiti (Siyako ve ark., 1989; Okay ve ark., 1990; Duru ve ark., 2004; Şengün ve Çalık, 2007'den sadeleştirilmiştir).

Ezine Zonu (Okay ve ark., 1990), Permo-Triyas yaşlı, metamorfizma derecesi zayıf riftleşmeyle yaşıt sedimanter Ezine Grubu'ndan oluşmaktadır (Beccaletto ve Jenny, 2004). Ezine Grubu tektonik olarak Denizgören ofiyoliti tarafından üzerlenmektedir. Bu ofiyolitin amfibolitleşmiş tabanından elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblend yaşları 125-117 My vermektedir (Okay ve ark., 1996; Beccaletto ve Jenny, 2004).

Çetmi melanjı (Okay ve ark., 1990; Beccaletto ve ark., 2005), Kazdağ Masifi ve Kemer mikaşistleriyle tektonik dokanaklıdır. Genel olarak metamorfizmaya uğramamış Çetmi melanjı çökel bir matriks (grovak-şeyl) içerisinde bulunan mafik lav ve piroklastik bloklardan, Triyas yaşlı sığ ve derin denizel karbonatlardan, Jurasik-Kretase yaşlı radyolarit, eklojit ve ultramafik kayalardan oluşmaktadır.

Tersiyer örtü serileri Paleosen-Alt Eosen flüvyal-deltayik kırıntılıları ve volkanik kayalarla başlar ve bu birimler Orta Miyosen-Oligosen yaşlı karbonat sedimentleri ve volkanikleri tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Siyako ve ark., 1989). Bütün bu sedimanter, volkano-sedimanter, volkanik ve bunlarla birlikte bulunan plütonik kayalar Senozoyik zamanında çarpışmalı tektonik rejimden genişlemeli tektonik rejime geçişle ilişkilidir (Ercan ve ark., 1995; Aldanmaz ve ark., 2000; Yılmaz ve ark., 2001).

1.6.2. Metamorfizma ve Jeokronoloji

Biga Yarımadası'nda yer alan metamorfik temel kayalarda yüksek-orta basınç metamorfizma olayları yaygın olarak gelişmiştir (Çizelge 1.5.1). Çamlıca metamorfileri içerisinde bulunan metabazit mercekleri 11 kbar basınç ve $510\pm 50^{\circ}\text{C}$ de eklojit fasiyesi metamorfizmasının izlerini taşımaktadır. Bu eklojit fasiyesi metamorfizmasının yaşı fengit minerallerinden Rb-Sr metoduyla 65-69 My olarak saptanmıştır (Okay ve Satır, 2000a). Bu kayalar daha sonra yeşilist fasiyesinde geri dönüşüm metamorfizmasına uğramışlardır. Bir başka YB-DS metamorfizması ise Çetmi melanjı içerisinde bulunan eklojitlerde belirlenmiştir. Eklojit merceklerinden elde edilen Rb-Sr mika yaşları yaklaşık 100 My vermekte ve eklojit fasiyesi metamorfizması 10 kbar ve $480\pm 50^{\circ}\text{C}$ de gerçekleşmiştir (Okay ve Satır, 2000b). Aynı yaş Lips (1998) tarafından eklojitik şistten $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ metoduyla beyaz mikadan elde edilmiştir. 100 My beyaz mika yaşı eklojit fasiyesi metamorfizmasından sonra meydana gelmiş soğuma yaşı olarak yorumlanmaktadır (Lips, 1998).

5 kbar ve 650°C de Kazdağ Masifi'nin amfibolit fasiyesi metamorfizmasının en yüksek koşullarına 24 My civarında ulaşmıştır (Rb-Sr mika yaşları, Okay ve Satır, 2000b). Metamorfik kayalarda Pb evaporasyon metoduyla kalıntı zirkonlardan elde edilen yaşlar

308±16 My (Karbonifer) vermekte ve bu da Variskan metamorfik olayını yansıtmaktadır (Okay ve ark., 1996). Tüm bu kayalar daha sonra geç Alpin metamorfizmasına uğramıştır (Okay ve Satır, 2000b). Buna karşın Bingöl (1969) Kazdağ Masifi gnayslarından aldığı örneklerden 233±24 My metamorfizma yaşı ve 25±3 My Alpin metamorfizmasına karşılık gelen yaşlar saptamıştır. Kazdağ Grubu'nda istifin en üst seviyelerinde bulunan metakırıntılılardan, migmatitlerden ve migmatitlerden türemiş metagranitlerden alınan zirkonlardan U-Pb yöntemiyle elde edilen yaşlar 27.6±6.8 My olarak, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yöntemiyle ise 28.2±4.1 My ve 26±5.6 My yaşları elde edilmiştir. Metakırıntılılar, migmatitler ve metagranitler Alpin migmatitleşmesinden şiddetli bir şekilde etkilenmişlerdir (Akay ve ark., 2009; Erdoğan ve ark., 2009).

Denizgören ofiyolitinin tabanında yer alan amfibolitlerden $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ metoduyla hornblend ve plajyoklas yaşları sırasıyla 117±1.5 – 118.3±3.1 My ve 109.6±2.4 My olarak saptanmıştır. Bu yaşlar ofiyolitinin Erken Kretase'de (Apsiyen) yerleşme yaşını vermektedir (Okay ve ark., 1996). Benzer yaş Beccalotto ve Jenny (2004) tarafından $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ metoduyla hornblend mineralinden 125±2 My elde edilmiş ve bu yaş bindirmenin başlangıç yaşı olarak yorumlanmıştır.

Kazdağ Masifi gnayslarından, Evciler granodiyoritinden ve Kazdağ Masifi'nin güneyinde yer alan milonitik zondan alınan örneklerden elde edilen yaşlar yaklaşık 20-25 My arasında beyaz mika ve biyotit soğuma yaşlarıdır. Bu soğuma yaşları granodiyorit yerleşiminden sonra meydana gelen soğuma veya yüzeylemeyle ilişkilidir (Lips, 1998). Kazdağ Masifi'nin kuzeyinde yer alan yeşilşist fasiyesinde Alakeçi milonit zonundaki karbonat milonitlerden $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ metoduyla alınan beyaz mika yaşları yaklaşık 50-55 My arasında değişmektedir. 50-55 My beyaz mika yaşları milonitin oluşum yaşını ya da milonitik dokunun oluşumundan sonra meydana gelen soğumayı göstermektedir (Lips, 1998). Cavazza ve ark. (2009) Kazdağ Masifi'ne ait gnays, migmatit, milonit ve mermerlerden apatit füzyon iz yöntemiyle 17-14 My yaş elde etmişlerdir.

1.6.3. Magmatizma

Tersiyer granitoidleri Biga Yarımadası'nın tüm birimlerine intrüzif olarak sokulum yapmıştır ve bu kayaçların K-Ar, Rb-Sr, ya da U-Pb yaşları 53 ile 21 My arasında değişmektedir (Bingöl ve ark., 1973; Fytikas ve ark., 1976; Birkle ve Satır, 1995; Delaloye ve Bingöl, 2000; Okay ve Satır, 2000b; Beccalotto ve Steiner, 2005; Beccalotto ve ark., 2007; Altunkaynak ve Genç, 2008; Karacık ve ark., 2008; Çizelge 1.6.2).

Çizelge 1.6.1. Biga Yarımadası'nda yüzlek veren metamorfik kayalardan elde edilen jeokronolojik veriler

Lokasyon	Litoloji	Metod ve mineraller	Yaş (My)	Açıklama	Referans
Çamlık Metagraniti	Metagranit	Tek zirkon Pb evaporasyon	399 ± 13	Kristalizasyon yaşı	Okay ve ark., 1996
Kazdağ Masifi	Gnays	Tek zirkon Pb evaporasyon	308 ± 16	Hersiniyen yüksek dereceli metamorfizma ve migmatizasyon	Okay ve ark., 1996
Kazdağ Masifi	Gnays	K-Ar mika	26 ± 3 ve 27 ± 3	En son metamorfizma	Bingöl, 1969
Kazdağ Masifi	Gnays	Rb-Sr mika	20 – 18 ve 24 – 20	En son metamorfizma	Okay ve Satır, 2000b
Kazdağ Masifi	Gnays	Rb-Sr mika	233 ± 24	Karakaya Kompleksinin yerleşimiyle birlikte gelişen düşük dereceli bölgesel metamorfizma	Bingöl, 1969
Elliyak eklojiti	Eklojit	Rb-Sr fengit	100.3 ± 2.8 ve 99 ± 6.1	YB/DS eklojit fasiyesi metamorfizması	Okay ve Satır, 2000b
Elliyak eklojiti	Eklojit	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar beyaz mika	~ 100	YB/DS eklojit fasiyesi metamorfizması	Lips, 1998
Çamlıca metamorfizmaları	Kuvars-mika şist	Rb-Sr fengit	65-69	YB/DS eklojit fasiyesi metamorfizması	Okay ve Satır, 2000a
Denizgören ofiyoliti	Amfibolit	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar hornblend ve plajyoklas ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar hornblend	117 ± 1.5 – 118.3 ± 3.1 ve 109.6 ± 2.4 125 ± 2	Erken Kretase (Aptiyan) yerleşme yaşı Bindirme işlevinin başlangıç yaşı	Okay ve ark., 1996 Beccalotto ve Jenny, 2004

Çizelge 1.6.1. Devamı

Lokasyon	Litoloji	Metod ve mineraller	Yaş (My)	Açıklama	Referans
Kazdağ Masifi	Gnays, milonit, migmatit, mermer	Apatit füzyon iz	17-14	erken-orta Miyosen zamanında çekirdek kompleksin sığ kıtasal seviyelere yüzeylemesi	Cavazza ve ark., 2009
Alakeçi milonit zonu	Milonitik mermer	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ beyaz mika ve biyotit	26.7 ± 2.7	Evciler granitinin yerleşiminden sonra meydana gelen soğuma yaşları	Lips, 1998
Kazdağ Masifi	Metagranitler	U-Pb zirkon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zirkon	27.6 ± 6.8 28.2 ± 4.1 , 26 ± 5.6	Alpin migmatitleşme izlerini içeren kalıntı yaşlar	Akay ve ark., 2009
Kazdağ Masifi	Metakırıntılılar, migmatitler	U-Pb zirkon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zirkon	421.9 ± 4.1 , 409.4 ± 6.2 , 301.4 ± 2.8 , 274.9 ± 3.1 , 169.3 ± 3.5	Alpin migmatitleşme izlerini içeren kalıntı yaşlar	Akay ve ark., 2009

Kuzeybatı Türkiye’de yaygın magmatik aktivite Sakarya kıtasının altında Neo-Tetis okyanusunun kuzeye eğimli yitimi sırasında ve bu yitimi izleyen dönemde meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Çarpışma ile ilişkili yakınlaşma ve bunun sonucunda meydana gelen yükselme Paleosen’den Erken Miyosen’e kadar devam etmiştir (Haris ve ark., 1994; Yılmaz ve ark., 1995; Okay ve ark., 2001). En geç Erken Eosen çarpışma sonrası genişlemenin başlangıç zamanı olarak verilmektedir (Yılmaz ve ark., 1995; Genç ve Yılmaz, 1997). Bu durum da ortaç-felsik volkanizmayla karakterize olan yeni bir volkanizma evresine ve Biga Yarımadası’nın doğu kesiminde Eosen yaşlı granitlerin sığ kıtasal seviyelere yerleşimine yol açmıştır (Karacık ve ark., 2008).

Bölgedeki magmatizma önceki yıllarda birçok araştırmacı tarafından incelenmiş ve genel olarak “Genç volkanikler – Tersiyer volkanikleri” adı altında tüm Batı Anadolu genelinde topluca değerlendirilmiştir (Karacık ve Yılmaz, 1998). Biga Yarımadası’nda çeşitli evrelerde etkin olan asidik magmatizmanın ürünleri çoğunlukla granit, granodiyorit ve diyorit bileşimlidir. Önceki yıllarda bölgede çalışan araştırmacılar (Öngen, 1978a, b; Dayal, 1984; Birkle ve Satır, 1995; Genç ve Yılmaz, 1995; Genç, 1998) Kestanbol, Evciler, Karaköy ve Etili plütonlarını Tersiyer magmatizmasının ürünü ve Biga Yarımadası’nda Alt Miyosen volkanizmasına bağlı oluşan sığ sokulumlar olarak tanımlamışlardır. Plütonlar KD-GB uzun eksenli eliptik magmatik kütlelerdir ve bunlar ince taneli, benzer bileşimli volkanik kayalarla çevrelenmiştir (Karacık, 1995; Yılmaz ve ark., 1997). Bu sokulum kayaları dışında Erken – Orta Miyosen’de büyük miktarlarda andezit, dasit, riylit ve asidik tüfler Biga Yarımadası’nda geniş alanlar kaplamıştır (Ercan, 1979). Bu volkanik kayalar arasında yersel olarak linyit içeren gölsel çökeller bulunur. Geç Miyosen’de volkanizma durulmuş, sığ denizel ve flüvyal klastikler Gelibolu ve Biga Yarımadası kuzeyinde çökelmiştir. Pliyosen ve Kuvaterner de yerel nehir ve göl sedimentasyonu ve az miktarda alkali bazaltik volkanizma meydana gelmiştir (Okay ve ark., 1990).

Biga Yarımadası’nda çarpışma sonrası magmatik aktivite Orta Eosen’de (45.3 ± 0.9 My) başlamış ve Geç Miyosen’e (8.32 ± 0.19 My) kadar devam etmiştir. Bunun sonucunda da yaygın volkano-plütonik kompleksler oluşturmuştur. Bu magmatik birlikler kalkalkalen, şaşonitik, kısmen alkalın ve alkalın serileriyle karakterize olmaktadır (Altunkaynak ve Genç, 2008). Magmatik kayaların jeokimyasal özellikleri Biga Yarımadası’nda Eosen-Erken Miyosen volkanizmasının evrimi sırasında iki aşamalı zenginleşme evresini göstermektedir. Birinci evrede önceki yitim olaylarının bir sonucu olarak kıtasal litosferik

manto içerisinde metasomatizma meydana gelmiştir. İkinci evrede ise magmanın yüzeye ulaşması sırasında Sakarya'nın kıtasal temelinden türemiş magma ve metasomatizmaya uğramış manto kökenli eriyikler arasında etkileşimden kaynaklanan kıtasal kirlenme meydana gelmiştir (Altunkaynak ve Genç, 2008). Astenosferik yükselmeye neden olan dilim kopması Sakarya kıtasının altındaki metasomatize olmuş manto litosferinin ergimesine neden olmuştur ve bu da Orta Eosen kalkalkalen lavları oluşturmuştur. Kıtasal katkı Erken Miyosen volkanizması sırasında maksimum seviyeye ulaşmıştır ve bu olay Kazdağ Masifi'nin hızlı yükselmesi ve yüzeylemesiyle çakışmaktadır. (Okay ve Satır, 2000b; Yaltırak ve Okay, 2004; Altunkaynak ve Genç, 2008; Cavazza ve ark., 2009).

Marmara'nın güneyinde yer alan yaşlı granitoidler (Kapıdağ, Avşa, Karabiga, Şevketiye) temel kayaların içerisine yerleşmiş ve hornblend-piroksen-hornfels fasiyesine ulaşan kontak metamorfizmanın oluşmasına yol açmıştır (Karacık ve ark., 2008).

Çizelge 1.6.2. Biga Yarımadası'nda yer alan granitlerin jeokronolojik verileri

İntrüzyon	Metod	Yaş (My)	Referans
Evciler graniti	Rb/Sr biyotit	20,7 ± 0,2; 25 ± 0,3	Okay ve Satır, 2000b Birkle ve Satır, 1995
Kestanbol graniti	Rb/Sr biyotit	21 ± 1,6	Birkle ve Satır, 1995
Yenice	K-Ar biyotit	21,4 ± 0,6	Karacık ve ark., 2008
Şevketiye	K-Ar muskovit	71,9 ± 1,8	Delaloye ve Bingöl, 2000
Karabiga	K-Ar biyotit	36,1 ± 0,8; 45,3 ± 0,9	Delaloye ve Bingöl, 2000
	U-Pb xenotim	52,7 ± 1,9	Beccaletto ve ark., 2007

1.6.4. Deformasyon

Biga Yarımadası'ndaki temel kayalar Miyosen genişlemeli tektoniğinden, horst-graben gelişiminden ve Miyosen sonrası doğrultu atımlı tektonikten, özellikle Kuzey Anadolu Fay sisteminin gelişiminden etkilenmiştir (Seyitoğlu ve Scott, 1996). Kuzey

Anadolu Fay sisteminin bir kolu Biga Yarımadası'nda KD-GB boyunca uzanır ve Edremit körfezinde D-B yönünde devam eder.

Kazdağ Masifi'nin yapısal karakteristikleri temelin K-G yönlü gerilme sırasında sınırlı koşullarda şiddetli deforme olduğunu göstermektedir (Walcott ve Lips, 1996; Walcott, 1998). Sınırlı-yarı sınırlı makaslama hareket yönü verilerinden masifteki tektonik taşınma yönünün kuzeyde KKB' ya ve güneyde G' e doğru olduğu saptanmıştır (Lips, 1998). Kazdağ gnayslarının kenar kesimlerinde bulunan düşük açılı gerilme yapıları yüksek açılı normal faylarla kesilmektedir. Bu fayların Kuzey Anadolu Fay sisteminin D-B uzanımlı kolu ve KD-GB koluyla ilişkilendirilmektedir (Zanchi ve Angelier, 1993). K-G yönlü gerilmenin 50-55 My yaşlı yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş milonit zonu gelişimi sırasında veya öncesinde başlamış olabileceği belirtilmektedir (Lips, 1998). Evciler granodiyoritinin etrafında bulunan deforme yapılar masifin sınırlı gerilmesinin Erken Miyosen zamanına kadar devam ettiğini göstermektedir. Kinematik veriler Kazdağ Masifi'nde KKD-GGB yönlü uzama lineasyonlarının KKD-GGB yönlü genişlemeyle ilişkili olduğunu göstermektedir (Walcott ve White, 1998; Okay ve Satır, 2000b).

Kazdağ Masifi'nin kuzeyinde Kazdağ Masifi ile Çetmi melanji arasında 2 km kalınlığında şiddetli milonitleşmiş gnays ve serpantinitten oluşan Alakeçi milonit zonu tanımlanmıştır (Okay ve ark., 1990). Bu bölgede makaslama hareket yönü verileri GB' ya doğru (Beccaletto ve Steiner, 2005) ve K' e doğru hareket yönünü göstermektedir (Walcott ve White, 1998; Okay ve Satır, 2000b). Milonitler K12⁰D gidişli mineral lineasyonuna ve KB ya doğru eğimli foliasyona sahiptir. Milonitler ve altında bulunan Kazdağ gnaysları arasındaki geçiş daha genç, K ye eğimli Bıçkıdere normal fayı ile kesilmektedir. Bu bölgede Oligosen zamanında (27-24 My) yapısal ve kinematik veriler deformasyon-metamorfizma ilişkileri, P-T koşulları ve soğuma evrimiyle birlikte değerlendirildiğinde Alakeçi milonit zonu azalan metamorfizma derecesinde (amfibolit fasiyesinden yeşilist fasiyesine doğru) normal genişlemeli yer değiştirmeyi belirtmektedir. Ayrıca Kazdağ Masifi'nin yüzeylemesine yardım etmiştir (Bonev ve ark., 2009). Kazdağ Masifi'ni Çetmi melanjından ayıran bir diğer düşük açılı makaslama zonu Beccaletto (2004), Beccaletto ve Steiner (2005) tarafından Şelale sıyrılma fayı olarak tanımlanmıştır. Bu sıyrılma fayı Kazdağ Masifi'nin güneybatı kenarı boyunca 10 km izlenebilmekte ve G ye 15-20⁰ eğimlidir. Şelale sıyrılma fayı boyunca makaslama deformasyonu yeşilist fasiyesinde meydana gelmiş ve bundan dolayı Kazdağ amfibolit fasiyesi metamorfik kayaçlarının geri dönüşümüne neden olmuştur.

Kazdağ Masifi'nin güneyinde yer alan Küçükkuş Formasyonu K-G yönlü sıkışma evresi sırasında oluştuğu belirtilmektedir (Yılmaz ve Karacık, 2001). Bununla birlikte Küçükkuş Formasyonunun palinoloji ile saptanan erken Miyosen yaşı (İnci, 1984) ve tüflerden elde edilen 16.8 ± 2.6 My apatit füzyon iz yaşları (Cavazza ve ark., 2009) Kazdağ Masifi'nin yüzeyleme yaşıyla örtüşmektedir. Bu da Küçükkuş sedimentlerinin sıkışmadan çok K-G yönlü genişleme periyodu sırasında çökelmiş olduğunu göstermektedir.

Kazdağ Masifi güneyden aktif Edremit fayı ile sınırlanmaktadır. Baskın olarak sağ yanal doğrultu atımlı bileşene sahip normal bir faydır ve bu fayın başlangıç yaşı muhtemelen Geç Miyosen'den öncedir (Boztepe-Güney ve ark., 2001; Yılmaz ve Karacık, 2001).

Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yer alan Kemer mikaşistlerindeki makaslama hareket yönü verileri KD tektonik taşınma yönünü vermektedir ve bu da uzama lineasyonlarıyla uyumludur (Bonev ve Beccaletto, 2007). Bu kayalar Biga Yarımadası'nın batısında bulunan Çamlıca metamorfitlelerinin eşleniği ve devamı olarak kabul edilmektedir (Okay ve ark., 1990; Beccaletto ve ark., 2007). Orta dereceli Kemer mikaşistleri Paleojen sırasında sünümlü, kırılğan-sünümlü makaslama ile ilişkili KD yönelimli genişlemenin izlerini taşımaktadır. Bu kayaların yüzeylemesi için alt limit Çamlıca metamorfitlelerindeki YB-DS metamorfizma yaşı olan Geç Kretase olarak verilmektedir. Üst limit ise Karabiga granitoidinin Erken Eosen intrüzyon yaşıdır (Beccaletto ve ark., 2007). Ayrıca Kemer mikaşistlerinin Tersiyer'in başlangıcında kuzey Ege bölgesinde sin-orojenik genişlemeye uğrayan yeni bir bölge olduğu belirtilmektedir. U-Pb yaşları genişlemeli deformasyonun Erken Eosen zamanında sonlandığını göstermektedir. Kemer mikaşistlerinin yüzeylemeyle ilişkili genişlemeli makaslama deformasyonunun yaşı Paleosen-en erken Eosendir (Beccaletto ve ark., 2007).

BÖLÜM 2 ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Biga Yarımadasında, Türkiye'nin 1/500000 ölçekli jeoloji haritası yapılması amacıyla ilk modern bölgesel çalışmalar Aygen (1956), Kaaden (1959), Schuiling (1959) ve Kalafatçioğlu (1963) tarafından yürütülmüştür. Daha sonra Gümüş (1964), Aslaner (1965), Bingöl (1968) ve Blanc (1969) Biga Yarımadası'nın güneydoğu kesimlerinde doktora çalışmaları kapsamında detaylı araştırmalar yapmıştır.

Schuiling (1959), Kazdağ Masifi'nde Hersiniyen öncesine ait kıvrımlanma ile ilgili yaptığı çalışmasında Kazdağ çekirdeğinin K-G yönlü bir kıvrım olduğunu katazonal metamorfizma geçirdiğini belirtmektedir. Araştırmacı ilk defa Kazdağ gnayslarının K-G yönlü çizgisel yapılar sunduğunu, etrafında bulunan epimetamorfik seriyle metamorfizma ve deformasyon farkından dolayı aradaki dokanağın tektonik olabileceğini belirtmektedir. Ayrıca Hersiniyen öncesi deformasyon ile bölgedeki magmatizma arasında bir ilişkinin olabileceğini belirten ilk araştırmacıdır.

Kalafatçioğlu (1963), Ezine civarındaki en eski kayaçların Paleozoyik yaşlı mermerler, şistlerden oluştuğunu ve bu serinin üzerine fosilli Permian'ın geldiğini belirtir. Permian, başlıca çakıtaşı, kalker ve ofiyolitik katkılı filiş ile temsil edilmektedir. Bütün bu seri genç Variskan orojenezi ile kıvrımlanmıştır. Bundan sonra bölge Permian'de deniz istilasına uğramıştır. Bölge Permian sonuna doğru genç Variskan orojenezi ile tekrar su üstüne çıkmıştır. Ofiyolit ve asit sokulumlar bu devreye aittir. Bölgede Permian'ın üzerinde denizel Eosen'in görüldüğünü belirtir.

Gümüş (1964), Kalabak çevresinde yüzlek veren siyah renkli mermerli fillit ve şistleri Silüryen-Devoniyen, serpantinleşmiş spilitleri Üst Devoniyen, Tepeoba civarındaki mermerli fillitleri Karbonifer olarak yaşlandırmıştır. Eybek granodiyoritinin bu birimleri kesen Hersiniyen orojenezine bağlı sıkışma sonucu oluşan sin-tektonik bir granit olarak tanımlamıştır. Çamlık civarındaki metagranodiyorit yüzleğini ise Eybek granodiyoritinin deformasyona uğramı kısımları olarak belirtmiştir. Bu birimlerin üzerine uyumsuz olarak tanımladığı arkoz, şeyl ve kumtaşlarını Triyas-Orta Jurasik yaşlı uyumlu bir istif olarak belirten Gümüş (1964), Jurasik yaşlı kireçtaşı istifinin tabanında bulunan bir konglomera ile kırıntılı birimler arasında bir uyumsuzluğun olduğunu belirtmiştir.

Aslaner (1965), Kalabak köyünden batıya doğru Kazdağ-Zeytinli civarında yaptığı çalışmasında Karakaya Karmaşığında ait metamorfik birimlerin tümünü Kazdağ Masifi'ne

dâhil etmiş, gnays ve amfibolitleri istifin alt kesimlerine, yeşilist fasiyesinde ki mermer, spilit, fillit ve metakumtaşlarını ise üst kesimler koymuştur. Eybek granodiyoritini ve Çamlık metagranodiyoritini tek bir granit olarak tanımlamış ve Permiyen yaşlı, Hersiniyen sonrası sıkışmanın ürünü olarak bugün Kazdağ Masifi ve Karakaya Karmaşığı olarak adlandırılan birimleri kestiğini öne sürmüştür.

Bingöl (1969), Kazdağ Masifini anlatan çalışmasında kayaları iki grupta toplamıştır. Bunlardan birincisi genç volkanizmaya ait olan birimlerdir. Bunları kuvarslı bazaltlar, andezitik breşler, tüfler, riyolitler ve ignimbiritik kayalar olarak tanımlamıştır. İkinci grup ise metamorfik kayalardan oluşmaktadır. Bu kayaları da kendi içerisinde iki kısma ayıran Bingöl (1969) mermeri, gnays, amfibolit ve metaofiyolitleri kata-mezosomatik formasyonlar olarak ayırmıştır. Düşük dereceli metamorfik formasyonları da karbonatlı formasyonlar, siliko-alüminli formasyonlar ve mafik formasyonlar olarak tanımlamıştır. Araştırmacı spilitlerden aldığı örneklerden 304 ± 31 My yerleşme yaşı, Kazdağ Masifi gnayslarından aldığı örneklerden 233 ± 24 My metamorfizma yaşı, Karakaya birimlerinden aldığı örneklerden 174 ± 18 My diyajenez yaşı ve 25 ± 3 My Alpin metamorfizmasına karşılık gelen yaşlar saptamıştır.

Bingöl ve ark. (1973), Kazdağ Masifi'ni Permiyen öncesine ait amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış metamorfik birimler olarak tanımlamışlardır. Biga Yarımadası'nda yaptıkları gözlemlere göre Alt Triyas ve Permo-Karbonifer yaşlı rekristalize kireçtaşı blokları içeren, spilit ve grovakça baskın birim Karakaya Kompleksi adı altında ilk olarak Bingöl ve ark. (1975) tarafından adlandırılmıştır. İçerdiği Geç Permiyen kireçtaşı blokları ve üzerine uyumsuzlukla geldiği öne sürülen Orta Triyas kireçtaşlarından dolayı Karakaya Kompleksine Erken Triyas yaşı verilmiştir (Bingöl, 1968). Bingöl ve ark. (1975) Karakaya Kompleksinin Pontidler'de ki geniş yayılımına dikkat çekmiş ve kompleksin Biga Yarımadası'ndan Ankara'ya kadar uzandığını belirtmiştir. Bunun yanında Tekeli (1981) Karakaya Kompleksinin dağılımını Ankara'dan Doğu Pontidlerde yer alan Tokat Masifi'ne uzatmıştır ve Karakaya Kompleksini alt metamorfik istif ve üst bloklu seri olmak üzere ikiye ayırmıştır. Araştırmacı bu iki seriyi Kuzey Anadolu melanji olarak adlandırmıştır. Okay ve ark. (1990); Karakaya Kompleksi içinde birbirleriyle olan ilişkileri net olarak gözlenmemekle birlikte benzer yaşta fakat değişik havza koşulları ve tektonik ortamları yansıtan dört farklı birim ayırt etmişlerdir. Bu birimler alttan üste doğru Nilüfer birimi, Hodul birimi, Orhanlar grovakı ve Çal birimidir. Permo-Triyas yaşlı Karakaya kompleksinin deforme olmuş derin deniz sedimentleri ve

volkanik kayalardan oluşmuş düşük dereceli metamorfik bir topluluk olduğu belirtilmiştir (Picket ve ark., 1995). Daha önceki çalışmalarda Biga Yarımadası'ndaki Geç Paleozoyik – Erken Mesozoyik birimleri Paleotetis okyanus sisteminin bir parçası olarak yorumlanır (Robertson ve Dixon, 1984).

Şengör ve Yılmaz (1981), Şarköy'ün kuzeyinde yer alan ofiyolitik melanjin Intra-Pontid sutureunun yerini işaret ettiğini belirtmektedirler. Bununla birlikte ofiyolitik melanjlar oluştukları yerlerden daha uzak bölgelere taşınmışlardır. Kazdağ Masifi'nin batısı ve Karabiga'nın batısında bulunan ofiyolitik melanjlar Sakarya zonunun batısını işaret ederler (Okay ve Satır, 2000b; Beccaletto ve Jenny, 2004). Karakaya Kompleksi, Triyas uyumsuzluğu ve Jurasik-Tersiyer sedimanter istifler gibi Sakarya zonunun tipik tektono-stratigrafik özellikleri Biga Yarımadası'nın kuzeybatı bölümünde bulunmamaktadır. BU yüzden Intra-Pontid sutureunun Biga Yarımadası'nın ortasından geçip kuzeye Marmara adasına doğru devam ettiği belirtilmektedir (Okay ve ark., 2010). Bu suture Şarköy bölgesindeki ofiyolitik temelin güneyden türemiş olduğunu ve Mecidiye bölgesindeki düşük dereceli metamorfik kayaların üzerine geldiğini ifade etmektedir. Melanjin yaşı ve onları kesen Eosen granitoidleri melanjin kuzeye yerleşmesinin yaşını Paleosen olarak sınırlamaktadır (Okay ve ark., 2010). Aynı araştırmacılar tarafından yerleşmenin ya dikleşme ve bunun sonucunda yığışım kompleksinin geriye doğru bindirmesiyle ya da Sakarya zonu ile Rodop-Istranca Masifinin çarpışmasıyla ilişkili olduğu ifade edilmektedir. Sakarya zonu ve Rodop Masifi'ndeki (Konak, 2002) orta Eosen uyumsuzluğu çarpışmanın Geç Eosen'den önce olduğunu göstermektedir (Okay ve ark., 2010).

Siyako ve ark. (1989), Edremit Körfezi ve çevresini de kapsayan çalışmalarında bölgedeki Tersiyer istifinin Biga Yarımadası ölçeğinde karşılaştırmasını yapmıştır. Araştırmacılar Erken-Orta Miyosen döneminde bölgede kalkalkalen volkanizmanın baskın olduğunu belirtmiş ve bu volkanizmayla eş zamanlı olarak oluşan havzalarda bitümlü şeyllerin çökeldiğini ifade etmişlerdir. Kuzey Anadolu Fayı'nın yaşını Biga Yarımadası'nda Erken Miyosen olarak belirtmişlerdir. Kazdağlarının yükselme mekanizmasını da doğrultu atımlı faylara bağlı olarak basınç sırtı oluşumu ile açıklamaktadırlar. Ayrıca araştırmacılar Kazdağ grubu metamorfik kayalarının yaşının Triyas olduğunu belirtir.

Bölgedeki magmatizma önceki yıllarda birçok araştırmacı tarafından incelenmiş ve genel olarak “Genç volkanikler – Tersiyer volkanikleri” adı altında tüm Batı Anadolu genelinde topluca değerlendirilmiştir (Karacık ve Yılmaz, 1998). Biga Yarımadası'nda çeşitli evrelerde etkin olan asidik magmatizmanın ürünleri çoğunlukla granit, granodiyorit

ve diyorit bileşimlidir. Önceki yıllarda bölgede çalışan araştırmacılar (Öngen, 1978a, b; Dayal, 1984; Birkle ve Satır, 1995; Genç ve Yılmaz, 1995; Genç, 1998) Kestanbol, Evciler, Karaköy ve Etili plütonlarını Tersiyer magmatizmasının ürünü ve Biga Yarımadası'nda Alt Miyosen volkanizmasına bağlı oluşan sığ sokulumlar olarak tanımlamışlardır. Plütonlar KD-GB uzun eksenli eliptik magmatik kütlelerdir ve bunlar ince taneli, benzer bileşimli volkanik kayalarla çevrelenmiştir (Karacık, 1995; Yılmaz ve ark., 1997). Tersiyer'de gelişen magmatizmanın gelişim mekanizmasına yönelik değişik görüşler ileri sürülmüştür. Bu görüşler kısaca şunlardır: Fytikas ve ark. (1984) bölgedeki Tersiyer volkanizmasının dalma batma işlemleri ile geliştiğini ileri sürmektedir. Ercan (1979), Ercan ve Günay (1984), Ercan ve ark. (1995)'e göre Batı Anadolu'daki magmatizma dalma-batma işlemleri ile başlamış ve bunun ardından gelişen kıtasal çarpışma döneminde de devam etmiştir. Yılmaz (1989) ise tüm Batı Anadolu ölçeğinde volkanikler üzerinde yaptığı çalışmalarla Batı Anadolu'daki genç volkanizmanın Geç Miyosen başına kadar devam eden, A tipi dalma-batma ile uyumlu güçlü bir tektonik etki ile geliştiğini öne sürmüştür. Biga Yarımadası'nda Oligosen – Orta Miyosen döneminde yaygın olarak gelişen magmatizmanın Sakarya Kıtası ile Torid–Anatolid kıtası arasında meydana gelen çarpışma sonrasında oluştuğu Genç (1998), Yılmaz ve ark. (2001) tarafından belirtilmiştir. Bu evrenin magmatik kayaları K'lı kalkalkalen ve kısmi olarak şaşonitik karakterdedir. Bu magmatik intrüzyonlardan elde edilen jeokimyasal veriler magmatizmanın melez kökenli olduğunu göstermektedir (Yılmaz, 1989; Karacık, 1995). Bu sokulum kayaları dışında Erken – Orta Miyosen'de büyük miktarlarda andezit, dasit, riyolit ve asidik tüfler Biga Yarımadası'nda geniş alanlar kaplamıştır (Ercan, 1979). Bu volkanik kayalar arasında yersel olarak linyit içeren gölsel çökeller bulunur. Geç Miyosen'de volkanizma durulmuş, sığ denizel ve flüvyal klastikler Gelibolu ve Biga Yarımadası kuzeyinde çökelmiştir. Pliyosen ve Kuvaterner de yerel nehir ve göl sedimantasyonu ve az miktarda alkali bazaltik volkanizma meydana gelmiştir (Okay ve ark., 1990).

Karakaya Orojenezini diye nitelendirilen (Şengör ve ark., 1984; Okay, 1986) Triyas tektonik hareketlerine ait veriler Ezine kuzeyinde mevcuttur. Okay (1986), Okay ve ark. (1990) tarafından tanımlanan Sakarya kuşağı, kuzey ve kuzeybatı Anadolu'da geniş alanlar kaplamakta, Permo-Triyas yaşlı bir temelden ve bunları örten Mesozoyik-Tersiyer yaşlı volkano-sedimanter kayalardan oluşan topluluktur ve Doğu Karadeniz bölgesinden Kuzeybatı Anadolu'ya kadar uzanmaktadır.

Okay ve ark. (1990), Çamlıca metamorfizmasının çok monoton bir litolojisinin olduğunu ve bu istifin uzunluğu 30 km den fazla, eğimi batıya ve kuzeybatıya doğru 30° ile 80° arasında değişen Ovacık bindirmesi boyunca Karadağ birimi ve Denizgörendü ofiyolitinin altında tektonik dokanakla yer aldığını belirtmektedir.

Okay ve ark. (1990), 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 istifi Permo-Triyas'ta üzerlemiş bir ofiyolit olduğunu belirtirler.

Biga Yarımadası'nda geniş yayılım sunan, başlıca spilit, grovak, pelajik şeyl, serpantinit ve radyolaritlerden oluşan, karmaşık ve düzensiz bir içyapıya sahip olan Çetmi ofiyolitik melanji Geç Kretase'de yerleşmiştir. Rodop-Istranca masifi ile Ezine – Sakarya kuşağı arasında Geç Paleosen de meydana gelen çarpışmada Çetmi ofiyolit melanji güneye doğru itilmiş ve Ezine kuşağı ile Sakarya kuşağının bir kısmını tektonik olarak örtmüştür (Okay, 1987; Okay ve ark., 1990). Devam eden sıkışma sonucu bir zayıflık kuşağı oluşturan Geç Triyas yaşta Paleo-Tetis parçası bir bindirme şeklinde hareket etmiş ve bu bindirme hattı boyunca büyük bir bölümü kıtasal kökenli kayalardan oluşan Ezine zonu KD-GB yönünde uzanan üç birimden oluşmuştur: Karadağ birimi, Denizgörendü ofiyoliti, Çamlıca mikaşistleri (Okay ve ark., 1990). Serpantinit, fillit, diyorit, metadolerit, metaçört, glokofanşist, spilit, rekrystalize kireçtaşı kaya türlerinden oluşan Çetmi melanjinin en tipik özelliği klasik melanj tipinin aksine birimi oluşturan blokların bir matriksten yoksun olarak yan yana bulunmasıdır (Şentürk ve Okay, 1984). Blokların dokanaklarında tektonik özellikler göstermesi yitim kuşağında meydana gelmiş bir karmaşığa karşılık geldiğinin göstergesidir ve yerleşme yaşı Geç Kretase'dir (Şentürk ve Okay, 1984; Sümengen ve Terlemez, 1991). Okay (1987) ise özellikle Bayramiç güneyinde Çetmi ofiyolitik melanjına ait kayaların, Miyosen kayaları tarafından uyumsuzlukla örtülmesinden dolayı melanjin yerleşme yaşının Geç Kretase-Miyosen aralığında olabileceğini belirtmiştir.

Ercan ve ark. (1995), Biga Yarımadası'nda yayılım gösteren Oligosen – Erken/Orta Miyosen yaşlı volkanik kayaların jeokimyasal özellikleri ile Sr-Nd izotopsal değerleri bunların tümünün melez (hibrid) nitelikli olduklarını vurgulamaktadır. Orta Miyosen'den sonra bölgede yeni bir tektonik rejimin etkin olması ve K-G yönlü gerilme sisteminin gelişmesi sonucunda kabuk incelmeye meydana gelmiştir. Daha önce kıta kabuğundan kirlenmeye uğrayarak melez volkanikleri meydana getiren magma gerilme sistemi içinde

kıta kabuğu normal kalınlığına dönerken bu özelliğini kaybederek ince kabuk içinde daha temiz bir şekilde yeryüzüne ulaşmış ve Geç Miyosen yaşlı alkali nitelikli bazaltik lavları meydana getirmiştir. Aldanmaz ve ark. (2000) ise Batı Anadolu'da yaptığı çalışmada volkanik kayalar yaşlarına, ana – iz element ve izotopik karakteristiklerine göre iki ana gruba ayırmıştır. Bunlar; (1) Alt – Orta Miyosen kalk-alkalin ve şaşonitik kayalar (21.3 – 15.2 My), (2) Üst Miyosen alkali kayalar (11.4 – 8.3 My).

Biga Yarımadası, Sakarya Zonu'nun en batı ucunda Yunanistan da ki Rodop ve Serbo-Makedonya masifleri ile Trakya, Tersiyer havzasının güneyinde yer alır (Okay ve ark., 1990). Biga Yarımadası'nın en yaşlı kayalarını, metamorfik kayalardan ve granitoidlerden oluşan Paleozoyik yaşlı kıtasal bir temel oluşturur. Bingöl (1969) tarafından Kazdağ grubu olarak adlandırılan bu temel Permiyen öncesi metadümit, metaharzburjit, metagabro, piroksenit, amfibolit, gnays, şist, mermerlerden oluşmaktadır. Bu yüksek dereceli metamorfik kayalardan oluşan Kazdağ Masifi KD yönelimli yapısal bir kubbe oluşturur (Schuiling, 1959; Bingöl, 1969; Okay ve ark., 1990, 1991; Picket ve Robertson, 1996; Okay ve ark., 1996; Duru ve ark., 2004). Okay ve Satır (2000b) Kazdağ Masifi'nin doğuda 5 km den daha kalın, şiddetli deforme olmuş Permo-Triyas bazik volkanik ve kırıntılı kayalar tarafından tektonik olarak üzerlendiğini belirtirler. Buna karşın batı kesimde ise Geç Kretase-Paleosen yaşlı okyanusal melanj Kazdağ metamorfik kayalarının üzerinde bulunur. Ayrıca Kazdağ Masifi'nin Geç Oligosen plütonları tarafından sokuluma uğradığını belirtirler. Kazdağ grubu gnayslarından K/Ar metoduyla 23 ile 27 My, Rb/Sr metoduyla 29 ile 253 My ve Rb/Sr izokron yaşı ise 233 ± 24 My arasında değişmektedir (Bingöl, 1969). Araştırmacı elde edilen Tersiyer yaşların muhtemelen Oligo-Miyosen magmatizması ile meydana gelen gençleşme yaşları olduğunu belirtmektedirler. Okay ve ark. (1996) bu kıtasal temeldeki kayalarda bulunan zirkonlardan yaptıkları radyometrik yaş tayinleri sonucunda Edremit güneyinde yer alan Çaltı granodiyoritinin Alt Devoniyen (399 milyon yıl), gnaysların ise Orta Karbonifer (308 ± 16) metamorfizma yaşlı olduklarını saptamışlardır. Bu yaşlar Yunanistan'daki Rodop Masifi'nden elde edilen Hersiniyen zirkon ve monazit yaşlarıyla benzerdir (Dinter ve ark., 1995; Wewrzenitz ve Krohe, 1998).

Okay ve ark. (1996)'e göre Biga Yarımadası'ndaki metamorfik kayaların Karakaya kompleksinin temelini oluşturduğunu bildirmişler ve çalışma alanında yaygın olarak izlenen düşük dereceli metamorfik karbonat istifinin Geç Permiyen-Erken Triyas döneminde Gondvana'nın hemen kenarında gelişmiş olabileceğini vurgulamışlardır. Ayrıca Ezine çevresinde izlenen ofiyolitik kayaların tabanından alınan örneklerde Ar^{40} -

Ar³⁹ metoduyla yaptıkları yaş tayinlerinden ofiyolit yerleşiminin, Erken Kretase'de (118 My-Aptian) gerçekleştiğini bildirmişlerdir.

Burg ve ark. (1996)'ya göre Rodop Masifi Variskan kıtasal kabuktan, Mesozoyik metasedimentlerinden ve okyanusal kabuk kalıntılarından meydana gelmiştir. Masif, Kretase ve Tersiyer zamanında kıtasal kalınlaşmaya ve yükselme evrelerine maruz kalmıştır (Dinter, 1998; Kiliyas ve ark., 1999; Krohe ve Mposkos, 2002). Rodop Masifi baskın olarak kuvars-mika şist, gnays ile kalk-şist, mermer ve amfibolit düzeylerinden oluşmaktadır. Masif ilk olarak eklojit fasiyesi metamorfizmasına uğramış daha sonra amfibolit fasiyesi metamorfizması gelişmiş ve bu metamorfizmayı düşük basınç yeşilşist fasiyesi metamorfizması izlemiştir (Liati, 1986; Mposkos, 1989; Liati ve Mposkos, 1990; Barr ve ark., 1999).

Aydar (1998), Batı Anadolu'nun açılma tektoniğinden etkilenmiş olduğunu ve Erken Miyosen'den itibaren yaygın volkanik aktivitenin etkisi altında kaldığını belirtmektedir. Aynı zamanda riyolitik magmaların Batı Anadolu'da oluşan granitik intrüzyonlarla aynı zaman aralığında oluştuğunu ve bu volkanik aktivitenin Kuvaterner boyunca alkali bazaltlarla devam ettiğini vurgulamıştır.

Lips (1998), Pelagoniyen deformasyonunu da içine alan doktora tezinde Rodop, Kazdağ ve Menderes Masifleri'nin kinematik analizlerini yaparak bu masifler birbirleriyle karşılaştırmıştır. Kazdağ Masifi'nin batı kesiminde Lips (1998) Paleosen'de Kazdağ çekirdek kompleksinin milonitizasyonunun 50-55 My, granitizasyonun ise 20-25 My önce başladığını belirtmiştir. Lips (1998)'e göre Kazdağ'ı yükselten sıyrılmaya fayı Erken Miyosen yaşlıdır. Edremit grabeni ise bu olaylardan bağımsız Kuzey Anadolu Fayı denetiminde gelişmiştir.

Aldanmaz ve ark. (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 şaşonitik karakter gösterir. Geç Miyosen volkanizması (<11My) açılma zonları boyunca yüzeye çıkan alkali bazaltlar ve bazanitlerle karakterize olmaktadır.

Okay ve Satır (2000a), Çamlıca metamorfitlelerinde yer alan bazı metabazitlerde granat + omfasit + glokofan + rutil \pm paragonitten oluşan eklojit fasiyesi parajenezleri içermeleri ve metabazitlerle kuvars-mika şistlerin sık sık aralanmalı olarak bulunmaları nedeniyle Çamlıca metamorfitlelerinin eklojit fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini ifade ederler. Yine aynı araştırmacılar kuvars-mika şistlerden alınan örneklerden elde edilen fengit Rb-Sr izotopik yaşların 65-69 My arasında olduğunu ve eklojit fasiyesinde ki metamorfizmanın yaşının Maestrihtiyen'e karşılık geldiğini belirtirler. Sonuçta Çamlıca metamorfiklerinin benzer litolojik ve metamorfik özellikler gösteren Rodop metamorfik kompleksinin muhtemel bir parçası olduğunu işaret ederler.

Biga Yarımadası'nda Kretase – Paleosen ofiyolitli melanjların yerleşmesine bağlı olarak gelişen Alpin bindirmeler ilk olarak Okay ve ark. (1990) tarafından Biga Yarımadası'nda tanımlanmıştır. Pontid-içi okyanusunun kapanması (Orta Paleosen – Orta Eosen) ile oluşan bu Erken Tersiyer – Alpin bindirmeler Biga Yarımadası'nda kıta kabuğunun kalınlaşmasına neden olmakta, sonuçta Geç Tersiyer kısmi ergimesi ve yaygın Geç Oligosen – Erken Miyosen kalk-alkalen magmatizması gelişmiştir (Okay, 2000; Okay ve Satır, 2000b).

Noriyen'de gerçekleşen Karakaya orojenezini sonrasında Geç Triyas – Erken Liyas'da Biga Yarımadası yükselmiş, aşınmış ve Liyas'da molas tipi klastikler ile tanımlanan bir transgresyona uğramıştır. Geç Jurasik –Kretase döneminde Biga Yarımadası kuzeyde Pontid-içi okyanusuna, güneyde ise İzmir-Ankara okyanusuna bakan bir kıtasal şelf oluşturmuştur (Genç ve Yılmaz, 1995; Okay ve Satır, 2000b; Okay ve Göncüoğlu, 2004).

Okay ve ark. (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 ark. (2001), Biga Yarımadası'nda iki magmatik grup ayırt etmişlerdir. Oligosen – Erken Miyosen sırasında oluşan ortaç – felsik kalkalkalen 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 gerilme rejiminin başlamasıyla (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1982, Şengör ve ark., 1985;

Taymaz ve ark., 1991) volkanizmanın karakterinin değişmesi sonucu gelişmiş, manto kökenli alkalin bileşimli volkanizmanın ürünüdür (Ercan ve ark., 1995). Sınırlı alanlarda izlenen bu lavlar Edremit grabeninin açılmasını denetleyen D-B uzanımlı fay kuşaklarından çıkmıştır (Karacık ve Yılmaz, 1998).

Son yıllarda yapılan çalışmalarda Biga Yarımadasının Tersiyer evrimi, Orta Eosen neritik kireçtaşı ve bu kireçtaşı üzerine uyumlu olarak andezit ve andezitik tüf ara katkılı Üst Eosen türbiditleriyle başladığı ancak Biga batısında pelajik kireçtaşı, moloz akıntısı, grovak, bazalt ve çok sayıda iri kireçtaşı bloklarından oluşan ve Ballıkaya Formasyonu (Yıkılmaz ve ark., 2002) olarak adlanmış olan pelajik bir Paleosen istifinin de var olduğu belirtilmektedir. Biga Yarımadası'nda Erken Eosen – Geç Miyosen sonlarına kadar volkanizma etkili olmuştur.

Beccaletto ve Jenny (2004), tarafından serpantinleşmiş peridotitlerden yapılmış Denizgören ofiyoliti, arada metabazit tektonik dilimleri olmak üzere, Ezine grubunun üzerinde yer aldığı ve bu iki birim arasındaki metabazit tektonik dilimlerinin Denizgören ofiyolitinin kıtaya yerleşmesi sırasında oluşmuş ofiyolit tabanı metamorfite olarak yorumlanır. Metabazitleri oluşturan amfibolitlerden yapılmış Ar/Ar izotopik analizleri Barremiyen (125 My) yaşları verdiğini bildirmişlerdir. Denizgören ofiyoliti ve altındaki Ezine grubunun yaş, 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 Jurasik-Erken Kretase'de kuzeye doğru nap yerleşmesiyle tanımlanan Balkan orojenezinin bir parçasını oluşturduğunu belirtmektedirler.

Duru ve ark. (2004), Kazdağı oluşturan yüksek dereceli metamorfik kayaların Kuzeybatı Anadolu'da Karakaya Kompleksi altından bir tektonik pencere olarak yüzeyletiğini belirtmişlerdir. Araştırmacılar amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş Kazdağ Grubu metamorfitelerini alttan üste doğru Fındıklı ve Tozlu formasyonları, Sarıkız mermeri ve Sütüven formasyonu olarak ayırt etmişlerdir. Kazdağ metamorfiteleri çevrelerinde yüzlek veren Permiyen-Miyosen yaşta kayalarla tektonik dokanaklar oluşturmakta ve Oligo-Miyosen yaşlı granitler tarafından kesilmektedir. Kazdağ metamorfiteleri üzerinde stratigrafik dokanakla yer alan en yaşlı birim Pliyosen yaşta. Kazdağ Masifi, Miyosen sonrasında gelişen sıyrıma ve yanal atımlı faylarla, bir

metamorfik çekirdek kompleks olarak dom şeklinde yükselmiş ve bugünkü konumunu kazandığı belirtilmiştir (Okay ve Satır, 2000b; Duru ve ark., 2004).

Yaltırak ve Okay (2004), Kazdağlarının ana yapısını oluşturan amfibolit-granulit fasiyesinde ki metamorfik birimleri Kazdağ Grubu olarak anlatmaktadır. Kazdağ Grubu, bir sıyrılma fayı ile yeşilist fasiyesinde metamorfik birimlerden oluşan Karakaya Kompleksinden ayrılmaktadır. Araştırmacılar amfibolit-granulit fasiyesinde ki metamorfik birimleri kendi içerisinde dört stratigrafik birime ayırmışlardır. Altan üste doğru; (i) Metadünit, metagabro, metapiroksenit ve amfibolitten oluşan Babadağ Formasyonu; Kazdağ'ın zirvesinde bulunan bu birim yapısal olarak en altta bulunmaktadır. (ii) Beyaz-pembe renkli mermerlerden oluşan Sarıkız Formasyonu, (iii) Mermer mercekleri içeren amfibolitlerden oluşan Kavurmacılar Formasyonu, (iv) Mermer mercekli gnayslardan oluşan Altınoluk Formasyonu bulunmaktadır.

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 aralanmasından oluşmakta, (ii) Üst Karakaya Kompleksi ise şiddetli deforme olmuş Permian veya Triyas yaşta klastik, volkanoklastik ve volkanik kayalardan oluşmuştur. Karakaya Kompleksi'nin çökme ortamını ve tektonik gelişimini açıklayan iki model ileri sürmüşlerdir. Rift modelinde, Karakaya Kompleksi kayaları Geç Permian 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.

Beccalotto ve Steiner (2005), Çetmi melanjının içerisinde sıyrılma fayı çevresinde küçük eliptik granitoidlerin bulunduğunu ve stratigrafik ilişkilerin bu granitoid kütlelerinin (29.94 ± 0.37 My, U-Pb zirkon) sıyrılma öncesi geliştiğini ifade etmektedirler. Araştırmacılar Küçükkuşu formasyonunun üst üyesinde yer alan detritik tüflerdeki biyotit tanelerini yaşlandırmışlar ve 34.4 ± 1.2 My yaş elde etmişlerdir. Bu yaş Küçükkuşu Formasyonunun çökme yaşı olarak yorumlamamışlar fakat üst üte için detritik materyali sağlayan kaynağın yaşı şeklinde yorumlamışlardır. Geç Eosen-Erken Oligosen tüfleri Biga Yarımadası'nın kuzey bölümünde yaygın olarak bulunmaktadır. Bunların yanında Kazdağ Masifi'nin güney kesiminde bulunan Şelale sıyrılma fayı taban bloğunda bulunan Kazdağ metamorfik kayalarını tavan bloğundaki Çetmi melanjından ve sedimanter Küçükkuşu Formasyonundan ayırmaktadır. Şelale sıyrılma fayı düşük açılı ($<20^{\circ}$), güneye eğimli ve

sıyrılma yüzeyinde fay yapılarına sahiptir. Fay üzerindeki kinematik veriler GGB ya doğru kırılma hareket yönünü vermektedir. Küçükuyu Formasyonunun Alt Miyosen stratigrafik yaşı ve tavan bloğundaki sıyrılma fayını kesen granitoidlerin 29.94 ± 0.37 My U-Pb zirkon kristalizasyon yaşı Şelale sıyrılma fayının aktivitesinin başlangıç zamanı için en geç Oligosen alt yaş limitini vermektedir. Bu sıyrılma fayı Kazdağ Masifi'nin güney kenarı boyunca ilk yüzeylemesine katkıda bulunduğu şeklinde yorumlanmıştır.

Beccaletto ve ark. (2005), Çetmi melanjinin Biga Yarımadası'nın en kuzey kısmında, Biga ilinin kuzeyinde ve en güney kısmında, Küçükuyu 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 dokanakla Paleojen-Neojen yaşlı sedimanter ve volkanik kayaların geldiği belirtilmektedir. Küçükuyu ilçesinin kuzeyinde bulunan Çetmi melanji tektonik bir dokanakla Kazdağ metamorfik masifine ait yüksek dereceli metamorfik kayaların üzerinde yer almakta ve bu kayalar Neojen yaşlı çeşitli tipte sedimanter ve volkano-sedimanter kayalar tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Okay ve Satır, 2000b; Beccaletto, 2004). Araştırmacılara göre Çetmi melanjinin, Rodop Masifi'ndeki melanjlarla olan karşılaştırılması Biga Yarımadası'nın Ezine zonundan elde edilen sonuçlara göre yapılmıştır. Bu sonuçlara göre Pre-Senozoik Biga Yarımadası, Çetmi melanji ve Ezine zonundan oluşmakta ve bunlar Rodop Masifi'nin KB Anadolu'da ki parçasını temsil etmektedir.

Çetmi melanji Biga Yarımadası'nda Karabiga bölgesinde, Kazdağı'nın batısında ve Marmara Adası'nın kuzeyinde yüzlek vermektedir. Melanj içindeki kireçtaşı bloklarının yaşı Geç Triyas'dan Kretase'ye kadar değişmektedir. Genç bloklar Karabiga'nın batısında Senomaniyen-Turoniyen yaşındayken Kazdağ Masifi'nin batısında Turoniyen-Koniasiyen yaşındadır (Okay ve ark., 1991). Buna karşın Gelibolu Yarımadası'nda ise Çengelli Formasyonu içerisindeki pelajik kireçtaşı blokları Kampaniyen, Maestrihtiyen ve Paleosen yaşlıdır (Okay ve ark., 2010). Benzer yaşta kireçtaşı ve faziyesler Gelibolu Yarımadası'nın kuzeybatı kenarında yer alan Lört Formasyonu'ndan (Önal, 1986) tanımlanmıştır. Lört Formasyonundaki ve Çengelli Formasyonundaki blokların Çetmi melanjından türemiş oldukları belirtilmektedir. Bu verilerde yığışım kompleksinin oluşmasını sağlayan yitimin Geç Kretase (Santoniyen)'de devam ettiğini göstermektedir (Okay ve ark., 2010).

Bonev ve Beccaletto (2007), Alakeçi milonit zonunu ana genişlemeli sünümlü-kırılma zon olarak yorumlamakta ve Kazdağ Masifi'nin KB kesiminin yüzeylemesinden sorumlu olduğunu belirtmektedirler. Makaslama zonunun aktivite zamanı Okay ve Satır

(2000b)'a göre 24 My önce başlamıştır ya da Delaloye ve Bingöl (2000)'e göre ise Evciler granitoidinden elde ettiği 27 My'dan önce başlamıştır. Orta-güney Ege bölgesi genel olarak baskın K-G ve KD-GB yönlü genişlemeyle karakterize olmaktadır (Bonev ve Beccaletto, 2007). Kazdağ Masifi'ndeki kinematik veriler KKD-GGB yönlü uzama lineasyonlarının KKD-GGB yönlü genişlemeyle ilişkili olduğunu göstermektedir (Walcott ve White, 1998; Okay ve Satır, 2000b; Bonev ve Beccaletto, 2007). Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yer alan Kemer mikaşistlerindeki makaslama hareket yönü verileri KD tektonik taşınma yönünü vermektedir ve bu da uzama lineasyonlarıyla uyumludur (Bonev ve Beccaletto, 2007).

Orta dereceli Kemer mikaşistleri Paleojen sırasında sünümlü, kırılğan-sünümlü makaslama ile ilişkili KD yönelimli genişlemenin izlerini taşımaktadır. Bu kayaçların yüzeylemesi için alt limit Çamlıca metamorfizmasındaki YB-DS metamorfizma yaşı olan Geç Kretase olarak verilmektedir. Üst limit ise Karabiga granitoidinin Erken Eosen intrüzyon yaşıdır (Beccaletto ve ark., 2007). Ayrıca Kemer mikaşistlerinin Tersiyer'in başlangıcında kuzey Ege bölgesinde sin-orojenik genişlemeye uğrayan yeni bir bölge olduğu belirtilmektedir. U-Pb yaşları genişlemeli deformasyonun Erken Eosen zamanında sonlandığını göstermektedir. Kemer mikaşistlerinin yüzeylemeyle ilişkili genişlemeli makaslama deformasyonunun yaşı Paleosen-en erken Eosendir (Beccaletto ve ark., 2007).

Şengün ve Çalık (2007), Biga Yarımadası'nın batısında yer alan Çamlıca metamorfik topluluğun alttan üste doğru sırasıyla; metalav, metatüf ve metapelitten oluşan ve arazide kahverengi, yeşil, sarımsı yeşil renkte gözlenen Andıktaş formasyonu; muskovit-kuars şist, granat-mika şist, albit-epidot-klorit şist, kalkışist, siyah mermer, amfibolit ve eklojitten oluşan Dedetepe formasyonu ve en üstte ise fillit, mermer ve kalkışist aralanmasından oluşan Salihler formasyonundan oluştuğunu belirtmektedirler. Petrografik çalışmalar sonucunda üç formasyon da gözlenen albit-epidot-granat-klorit parajenezi Çamlıca metamorfik topluluğunun yeşilşist fasiyesinde metamorfizmayı temsil etmektedir. Ayrıca Çamlıca metamorfik topluluğunun içinde eklojit diliminin bulunduğunu ve eklojitlerde yüksek basınç metamorfizmasını gösteren yaygın granat + omfasit + glokofan + zoisit + amfibol ± sfen mineral topluluğu saptandığını ifade etmektedirler. Bu mineral topluluğu daha sonra gelişen amfibolit fasiyesinde ve en son olarak yeşilşist fasiyesinde retrograd bir metamorfizmaya uğramıştır. Bu metamorfik kayalar bölgesel olarak bakıldığında Çamlıca metamorfik topluluğu litolojik ve stratigrafik nitelikleri ile metamorfizma özellikleri bakımından Sakarya Zonu içerisinde yüzlek veren İznik metamorfik topluluğunun eşleniği olabilecek özellikler içermektedir.

Karacık ve ark. (2008) Marmara'nın güneyinde bulunan Geç Kretase ve Miyosen arasında değişen yaşlara sahip granitoidleri iki gruba ayırmışlardır. Kuzeydekiler Eosen yaşlı (Karabiga, Kapıdağ, Avşa, Marmara) ve güneydekiler ise Miyosen yaşlıdır (Eybek, Kozak, Ilıca, Çataldağ, Eğrigöz). Araştırmacılara göre Eosen ve Miyosen magmaları farklı magmatik evrime sahiptir. Bütün Eosen granitoidleri çarpışmayla yaşıt alana düşmektedir. Buna karşın Miyosen granitoidleri ise geç ve çarpışma sonrası granit alanına düşmektedir. Marmara'nın güneyinde yer alan granitoidlerin jeokimyası ve jeodinamik özellikleri bunların kıtasal çarpışmanın sonucu olarak oluştuğunu göstermektedir. Bu bölgenin altında bulunan manto litosferi jeokimyasal olarak önceki dalma-batma olayından dolayı değişmiştir.

Altunkaynak ve Genç (2008), Biga Yarımadası'nda çarpışma sonrası Senezoyik magmatik aktivitenin Orta Eosen'de (45.3 ± 0.9 My) başlayıp Geç Miyosen'de (8.32 ± 0.19 My) sona erdiğini belirtmektedir. Biga Yarımadası'ndaki Senezoyik volkanizma kalk-alkalen, yüksek K'lu kalk-alkalen, şoşonitik, kısmen alkalen-alkalen volkanik serilerle karakterize olmaktadır. Bu volkanizmanın yaşının Orta Eosen'den Geç Miyosen'e kadar değiştiğini ifade etmişlerdir. Genel olarak Orta Eosen-Alt Miyosen volkanik kayaları subalkalen kökenli olmasına karşın Orta-Üst Miyosen volkanikleri alkalen karakterlidir. Araştırmacılar sınırlı izotopik verileri jeolojik bilgilerle değerlendirdiğinde yüksek dereceli metamorfizmaya neden olan termal olayın muhtemelen kısmi kıtasal ergimeye neden olmuş olabileceğine bağlamaktadırlar. Kuzeybatı Anadolu'da çarpışma sonrası gerilmenin başlangıcı muhtemelen Geç Oligosen'den (~ 24 My) önce olmuştur ve bu da Kazdağ çekirdek kompleksinin yüzeylemesiyle çakışmaktadır (Okay ve Satır, 2000b; Yaltırak ve Okay, 2004). Bölgede kıta-kıta çarpışmasının sonucunda litosferin ısıyı iletcek kadar incilmesi veya kıta altı litosferik mantonun kısmen tabakalar şeklinde dizilmesinin bir sonucu olarak Kazdağ Masifi'nin yüzeylemesi ve yükselmesi Astenosferik mantonun yükselmesiyle olmuş olabileceği ifade edilmektedir. Kazdağ çekirdek kompleksinin altında bulunan astenosferin yükselmesi muhtemelen daha ince manto litosferinde ve kabukta jeotermal dereceyi arttırmıştır. Bu da ergimeye ve manto-kabuk eriyiklerinin karışmasına neden olmuştur. Sonuçta Erken Miyosen (24-18 My) lavların oluşumuna neden olmuştur. Kazdağ çekirdek kompleksinin altında devam eden astenosferik yükselme bölgedeki tektonik gerilme ve bazaltik volkanizmada etkin rol oynamıştır (Altunkaynak ve Genç, 2008).

Bonev ve ark. (2009) Kazdağ Masifi'nin kuzeybatısında yer alan Alakeçi milonit zonunun metamorfizması ve yaşı üzerine bir çalışma yapmışlardır. Alakeçi milonit

zonunun da bulunan milonitler taban bloğundaki Kazdağ metamorfik kayalarından ve Çetmi melanji litolojilerinde türemiştir. Bu zonda ki milonitik dokular KKD dalımlı uzama lineasyonlarına paralel, KKD ya doğru makaslama hareket yönüne ve KKB milonitik foliasyona sahiptir. Milonitik gnaysların şistlerin dengedeki mineral parajenezleri kuvars+feldspat+muskovit+biyotit+granat±staurolit ve biyotit-granat minerallerinden dönüşmüş kloritlerden oluşmaktadır. Araştırmacılar Alakeçi milonit zonunda ki kayalardan 6.9-5.7 kbar basınç ve 706-587 °C sıcaklık değerleri elde etmişlerdir. Bu değerler en yüksek metamorfizma koşullarını vermektedir. Milonitik kayalardan elde edilen ⁴⁰Ar/³⁹Ar mika yaşları 26.97 ve 24.19 My arasında değişmektedir. Bu yaşlar milonitlerin soğuma yaşı olarak yorumlanmaktadır.

Cavazza ve ark. (2009), apatit füzyon iz yaşlarının KB Anadolu'da Kazdağ Masifin yüzeylenmesinin 20-10 My arasında (erken-orta Miyosen) birbirine zıt yönde bulunan sıyrılma fayları boyunca geliştiğini belirtmektedirler. Düşük açılı makaslama zonları, yüksek açılı normal faylar, doğrultu atımlı fayların yapısal analizleri, sedimanter istiflerin stratigrafik analizleri ve önceki radyometrik yaşlarla birlikte değerlendirildiğinde masifin yapısal evriminin iki aşamada gerçekleştiğini belirtmektedirler. Birinci evrede geç Oligosen-erken Miyosen düşük açılı sıyrılma fayları ve bunlarla birlikte gelişen epiklastik, volkanoklastik ve volkanik kayalar içeren küçük grabenler (Küçükuyu Formasyonu) masifin hızlı termal evriminin gerçekleşmesinde etkili olmuşlardır. İkinci evre (Pliyo-Kuvaterner) ise Kuzey Anadolu Fay sisteminin batıya doğru hareketiyle ilgili doğrultu atımlı faylanma ve günümüzde ki genişlemeyle birlikte gelişen normal fayların etkin olduğu bir evredir. Araştırmacılar en genç füzyon iz yaşların, Alakeçi ve Şelale sıyrılma faylarının Kazdağ Masifi'nin kuzey ve güney kenarları boyunca ilerleyen bir yüzeylemeye neden olduklarını belirtirler. Kazdağ Masifi kayalarından elde edilen apatit füzyon yaşları 20.4±2.4 den 10.2±2.5 My kadar değişmektedir. Bu yaşlar geç erken-erken Orta Miyosen (geç Burdigaliyen-Langiyen) zamanında çekirdek kompleksin sığ kıtasal seviyeler yüzeylenmesinin gerçekleştiğini göstermektedir. Pliyo-Kuvaterner sırasında Kazdağ Masifi Kuzey Anadolu Fay sisteminin eşlik ettiği doğrultu atımlı tektonizmadan etkilenmiştir. Ayrıca Kazdağ Masifi'nin yüzeylenmesinin güneyde Menderes Masifi çekirdek kompleksinden daha yaşlı olduğu belirtilmektedir. Kazdağ Masifi'nin termokronolojik evrimi Ege genişlemeli tektonizmasının genel çatısına uyumludur ve yüzeylemeyi ifade eden yaşlar kuzeyden güneye doğru gençleşmektedir.

Akay ve ark. (2009) Kazdağ Masifi'nin petrolojisi ve tektonik evrimine yönelik yaptıkları çalışmada; Kazdağ Masifi metamorfik istifinin alt bölümlerinde düzenli bir

içyapı sunan metaultramafik kayalardan ve bantlı metagabrolardan oluştuğunu ve bunların üzerine taban çakıltası ile başlayan platform istifinin geldiğini belirtmektedirler. Platform mermerlerin üst kesimlerinde ve metakırıntılı istifin içerisinde farklı düzeylerde mafik metalav ve metatüf bulunmaktadır. Metagabroların ana, nadir toprak element ve iz element jeokimyası bu kayaların okyanusal kökenli olduğunu göstermektedir. Araştırmacılar Kazdağ Masifi'nde geniş yayılım sunan bu platform istifin ve altında bulunan metaofiyolitlerin birlikte yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğrayarak migmatitleştiğini ifade ederler. Metakırıntılı kayalardan ve migmatitlerden ve migmatitlerden oluşan metagranitlerden U-Pb ve $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yöntemleriyle zirkonlardan yaş elde edilmiştir. Bu yaşlar çok saçınık değerler vermekte (~28, ~421, ~327, ~290, ~169 My) ve bu yaşların şiddetli bir Alpin metamorfizmasından etkilenmiş olduğunu ifade ederler. Ayrıca bu platform istifinin Sakarya kıtasının Mesozoyik platform istifine benzetilmekte ve alttaki ultramafik kayaların ise Paleo-Tetis okyanusuna ait olduğu belirtilmektedir (Erdoğan ve ark., 2009). Tektonik evrim açısından bakıldığında Kazdağ metamorfik kayaları migmatitik metamorfizma sonrası (~ 29 My) güneye doğru itilmeyle dilimlenmişlerdir. Bunların üzerine Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi ve Kretase-Erken Tersiyer yaşlı Çetmi ofiyolitik melanjına iat naplar gelmiştir. Kazdağ Masifi ve üzerine gelen nap paketi deformasyon göstermeyen Oligo-Miyosen (~21 My) granitleri tarafından verev olarak keskin bir dokanakla kesilmiştir (Akay ve ark., 2009). Bunun yanında Kazdağ metamorfik kayalarının yüzeylemesi güneye doğru itilmeyle oluşmuş bindirmeler sonucu meydana gelmiş ve bu olay migmatitleşme ve buna eşlik eden sin-tektonik metagranitlerin yerleşiminden (~29 My) sonra ve genç granitlerin intrüzyonundan (~21 My) önce olduğu belirtilmektedir (Erdoğan ve ark., 2009).

Biga Yarımadası'nın kuzeyinde bulunan güney Trakya Havzası'nın temeli Rodop çevresi kuşağına ait düşük dereceli metasedimanter kayalardan oluşmaktadır (Okay ve ark., 2010). Buna karşın Ganos fayının güneyinde yer alan temel ise Geç Kretase yaşlı mavişist içeren ofiyolitik melanjdan oluşmaktadır (~ 86 My, Topuz ve ark., 2008). Bu mavişistlerin yaşı Santoniyen zamanında devam eden bir yitimi gösterdiği belirtilmektedir (Okay ve ark., 2010). Gerek melanj içindeki Üst Kretase sedimentlerinden oluşan blokların yapısının arazideki konumları, gerekse mavişistlerden elde edilen jeokronolojik yaşlar Santoniyen sırasında aktif bir yitimi göstermektedir (Topuz ve ark., 2008).

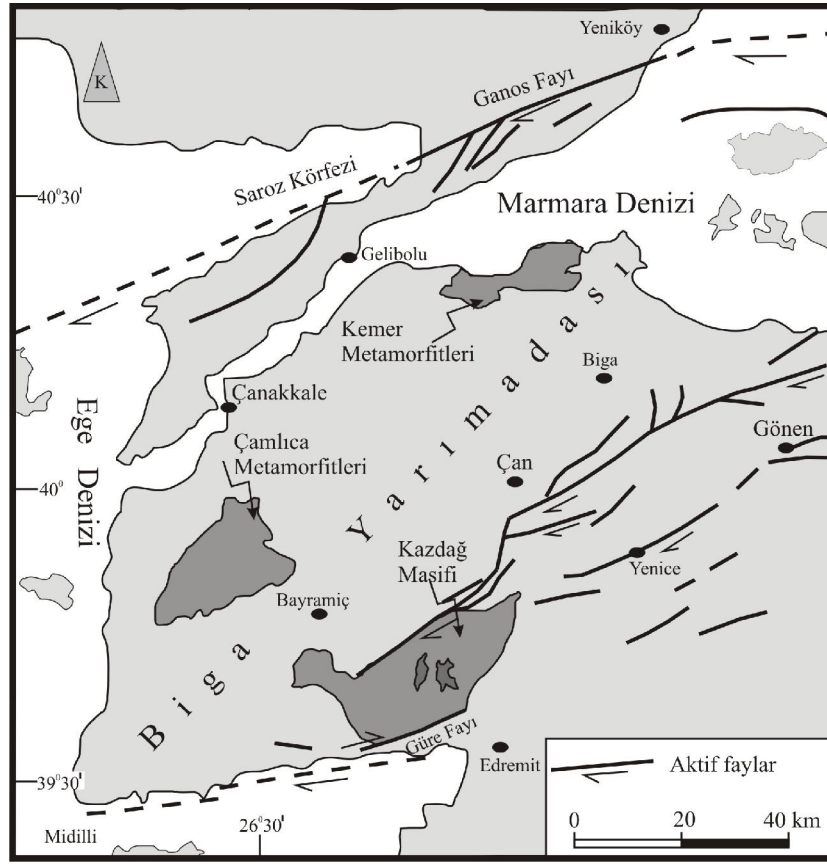
BÖLÜM 3

MATERYAL VE YÖNTEM

“Biga Yarımadası’ndaki (KB Anadolu) Alpin Öncesi Metamorfik Kayaçların Petrolojik ve Yapısal Özellikleri” konulu Doktora Tezinin hazırlanması amacıyla belirtilen problemlerin çözümüne yönelik yapılan bu çalışma, arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.1. Arazi Çalışmaları

Biga Yarımadası’nda yayılım sunan metamorfik kayaçlar ile ilgili bölgede daha önce yapılmış jeoloji haritaları (1/25000-1/100000) yardımıyla metamorfik kaya birimlerinin genel özellikleri gözden geçirilmiş ve bu birimlerin en iyi gözlemlendiği lokasyonlar bulunmuştur (Şekil 3.1.1). Gerekli görülen yerlerde 1/25000 ölçekli jeoloji haritası ve 1/25000 ölçekli topoğrafik haritalardan 1/10000 ölçeğine büyütülmüş haritalar üzerinde ayrıntılı jeolojik çalışmalar yapılmıştır. Özellikle Çamlıca metamorfitlerindeki eklojitlerin yerleşimi, Denizgören ofiyolitinin ve Kemer metamorfitlerinin çevre birimlerle olan dokanak ilişkisi ile ilgili olarak arazide ayrıntılı jeolojik çalışmalar yapılmıştır. Bu metamorfik alanların birbirleriyle olan ilişkilerini ortaya çıkarmak, içyapılarını, jeolojik ve petrolojik özelliklerini belirlemek amacıyla 2007 yılında başlayan arazi çalışmaları beş yaz dönemi olmak üzere toplam 9 ay sürmüş 2010 yılında sona ermiştir. Arazi çalışmaları sırasında Garmin E-map marka GPS kullanılmış ve bu cihaz ile örnek yerleri belirlenmiştir. Metamorfik kayaların kökenini, tektonik ortamını, metamorfizma özelliklerini saptamak için petrografik, jeokimyasal ve jeokronolojik amaçlı örnekler alınmıştır. Deformasyon özelliklerinin belirlenmesi amacıyla da kaya birimlerinden yeterli sayıda yapısal ölçümler (doğrultu, eğim, foliasyon, lineasyon, fay düzlemi) Brunton pusulası kullanılarak alınmış ve harita üzerine aktarılmıştır. Yapısal veriler Dips ve Stereonet paket programları kullanılarak yapı-kontur diyagramları çizdirilmiştir. Bu diyagramlarda foliasyonların, lineasyonların genel dağılımı ve gerilme eksenleri belirlenmiştir. Birimlerin en iyi gözlemlendiği yerlerde fotoğraflar çekilmiş, enine jeolojik kesitler çizilerek birimlerin genel yapısı ortaya konulmaya çalışılmıştır.



Şekil 3.1.1. Biga Yarımadası'nda yüzlek veren Alpin öncesi metamorfik yüzlekler ve aktif faylar (Okay ve Satır 2000b'den değiştirilmiştir).

3.2. Laboratuvar Çalışmaları

3.2.1. Mineralojik ve Petrografik Çalışmalar

Arazi çalışmaları sırasında yaklaşık 202 kaya örneğinin ince kesitleri yapılarak polarizen mikroskopta mineralojik, dokusal, mikrotektonik ve petrografik incelemeleri gerçekleştirilmiştir. Metamorfik birimlerin modal analizleri ile türleri belirlenmiştir. Bu çalışmalarla söz konusu kaya birimlerinin çoklu metamorfik ve deformasyon evrimleri açıklığa kavuşturulmaya çalışılmıştır. İnce kesit çalışmalarının ardından bütün ince kesitlerden dijital fotoğraf makinesi ile önemli doku ve mineral resimleri çekilmiştir. Ayrıca bu kayalarda bulunan indeks minerallere göre metamorfik fasiyesler ortaya çıkarılıp bu indeks minerallerin dağılımını gösteren haritalar oluşturulmuştur. Litolojik olarak ayırt edilen metamorfik kayaçların, petrografik olarak birbirleriyle metamorfizma derecesi bakımından karşılaştırılması yapılmıştır. Metamorfik birimler mineralojik ve petrografik olarak ayırt edildikten sonra jeokimyasal, jeokronolojik ve mineral analizleri için uygun örnekler seçilmiştir.

3.2.2. Jeokimyasal Çalışmalar

Arazi ve petrografik gözlemler sonucu belirlenen 34 kaya örneğinin majör oksit, iz element ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Majör oksit, iz element ve nadir toprak element analizleri ile metamorfik kaya birimlerinin kökeni ve tektonik ortamları belirlenmeye çalışılmıştır. Araziden alınan örnekler alterasyondan etkilenmemiş taze örneklerden seçilmiştir. Bu örnekler laboratuarda ceviz büyüklüğünde parçalara ayrılmış ve daha sonra bütün örnekler çeneli kırıcıdan geçirilmiştir. Bu işlem sırasında herhangi bir karışma olmaması için her bir örnekten sonra çeneli kırıcı saf su ile temizlenmiştir. Çeneli kırıcıda tane boyutuna indirilen örnekler büyük değirmende ince toz haline getirilmiştir. Bu işlem yapılırken büyük değirmenden geçirilen örnekler 0,256 mm çapındaki elekten elenmekte ve elek üstünde kalan malzeme tekrar büyük değirmene sokulmaktadır. Bu işlem elek üstünde malzeme kalmayana kadar devam etmektedir. Sonuçta öğütme işlemi tamamlandıktan sonra örnekler jeokimyasal analize hazır hale getirilmiştir.

Kimyasal analizler Kanada'nın ALS Chemex laboratuvarında yapılmıştır. Majör oksit, iz element ve nadir toprak element analizleri ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemi kullanılarak yapılmıştır. ICP-MS yöntemi 90 civarında elementi ppb düzeyinde çok hassas ölçebilmektedir (Rollison, 1993).

3.2.3. Jeokronolojik Çalışmalar

Bu doktora tezi kapsamında jeokronolojik çalışmalar üç başlık altında toplanmaktadır.

3.2.3.1. Örnek Hazırlama

Her biri 15-20 kg olan toz haline getirilmiş kaya örneklerinden zirkon mineralleri ayrılmıştır. Bu ayrılma işlemleri Dokuz Eylül Üniversitesi kaya ve mineral hazırlama laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Zirkon mineralinin ayrılması sırasında manyetik seperatör, ağır sıvılar ve en son binoküler mikroskop altında elle ayırma işlemleri yapılmıştır. Bütün zirkon mineralleri LA-ICP-MS ile tek nokta analizleri için seçildi. Zirkon kristalleri epoksi rezine içine yerleştirildi ve yaklaşık kalınlığının yarısına kadar parlatıldı. Hazırlanan zirkon örnekleri analiz için örnek yerine konulmadan önce etanol ve diyonize su ile yüzeylerindeki kurşunu atmak için temizlendi.

3.2.3.2. LA-ICP-MS U-Pb Analizi

Her bir zirkon tanesinin U-Pb zirkon yaş tayini Almanya'nın Dresden kentinde bulunan Jeoloji ve Mineraloji Müzesinde ve Çin'de Bilim ve Teknoloji Üniversitesinde bulunan LA-ICP-MS cihazıyla yapılmıştır. Yapılan her bir analizdeki nokta çapı 25-35 µm arasında değişmektedir. En yaygın Pb düzeltmesi analiz sırasında alınan ²⁰⁴Pb sinyaline ve Pb bileşimine bağlıdır (Stacey ve Kramer, 1975). Diskordan analizleri genellikle dikkatli bir şekilde yorumlanmaktadır. Cihazdan elde edilen veriler Pb/Th ve Pb/U'un yaygın Pb sinyaline, elementel ayrışmaya, enstrümantal kütle ayırımına dayanarak Axel Gerdes (Institute of Geosciences, Johann Wolfgang Goethe-University Frankfurt, Frankfurt am Main, Germany) tarafından geliştirilen Excel programıyla düzeltilmiştir. Konkordiya diyagramları (2σ error ellipses) ve konkordiya yaşları (%95 güvenilirlik) Isoplot/ex 2.49 programıyla oluşturulmuştur (Ludwig, 2001). Histogram ve sıklık diyagramları Age Display (Sircombe, 2004) programı kullanılarak yapılmıştır.

3.2.3.3. SEM Analizleri

Bütün zirkon örneklerinin iç yapısının ortaya çıkarılması amacıyla BSE (back scattered electron) ve CL (cathodoluminescence) fotoğrafları çekildi. Bu fotoğrafların çekiminde Dresden'de bulunan ZEISS xEVO 50 elektron mikroskobu kullanıldı.

3.3. Büro Çalışmaları

Arazi çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen 1/25000 ve 1/10000 ölçekli jeoloji haritaları, enine kesitler Corel Draw 14 programı kullanılarak bilgisayar ortamında çizilmiştir. Jeolojik harita ve enine kesitler hazırlandıktan sonra bölgenin stratigrafisi ortaya konulmuştur. Yapılan arazi çalışmaları ile elde edilen foliasyon, lineasyon ölçümleri Dips Stereonet 3.02 paket programı ile genel hareket, kıvrım ve gerilme eksenleri bulunmuştur. Ayrıca kimyasal analiz sonucu elde edilen veriler Minpet, Newpet ve Ms Excel programları kullanılarak gerekli diyagramlar oluşturulmuştur. Bu diyagramlarla birlikte diğer veriler birlikte değerlendirildiğinde bölgenin jeolojik evrimine katkıda bulunacak sonuçlara ulaşılmıştır.

BÖLÜM 4**ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA**

Bu doktora tezi kapsamında araştırma bulguları ve tartışma bölümü, altı ana başlık altında toplanmıştır. Bunlar; sırasıyla i) kaya birimlerinin jeolojisi ve stratigrafisi, ii) kaya birimlerinin petrografisi ve metamorfizması, iii) kaya birimlerinin jeokimyası, iv) kaya birimlerinin jeokronolojisi, v) kaya birimlerinin yapısal özellikleri ve vi) tartışma alt bölümleridir.

4.1. Kaya Birimlerinin Jeolojisi ve Stratigrafisi

Biga Yarımadası'nda yüzlek veren metamorfik birimler kuzeyden güneye doğru beş farklı alanda yer almaktadır. Bunlar; i) Kemer metamorfikleri, ii) Çamlıca metamorfikleri, iii) Ezine Grubu, iv) Örenli metamorfikleri ve v) Kazdağ Grubu dur. Bu metamorfik temellerin üzerine tektonik bir dokanakla vi) Denizgören ofiyoliti gelmektedir. Kemer metamorfikleri ve Kazdağ Masifi, sırasıyla vii) Karabiga plutonu ve viii) Evciler plutonu tarafından kesilmektedir. Tüm birimler ix) Neojen yaşlı volkanik ve sedimanter kayalar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Bu bölümde birbirinden farklı bu metamorfik birimlerin ve bu birimlerin üzerinde yer alan metamorfik olmayan birimlerin jeolojisi ve stratigrafisi anlatılacaktır.

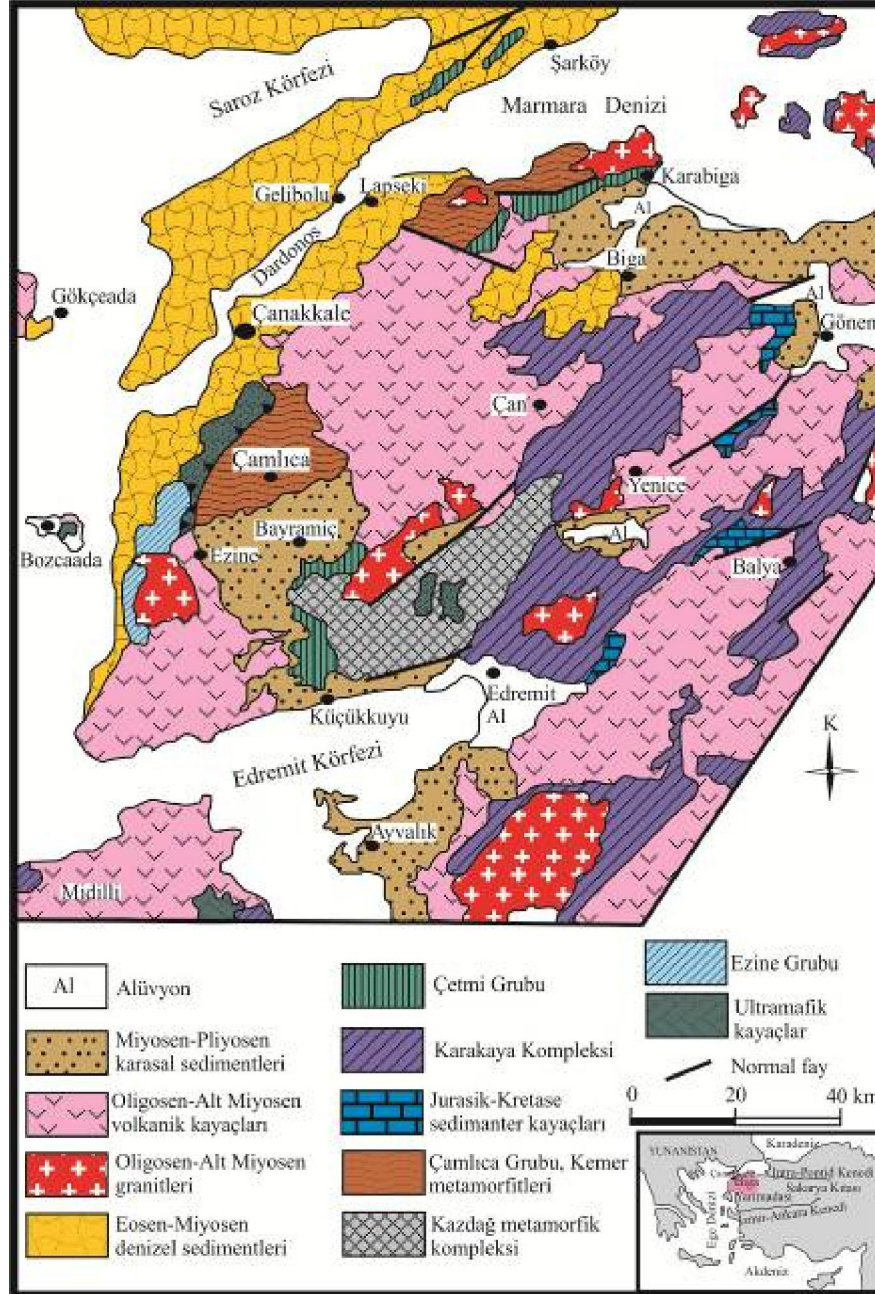
4.1.1. Kemer metamorfikleri

Çalışma alanı Kuzeybatı Anadolu'da Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yer alan Karabiga'nın batı kesiminde ve Lapseki ilçesinin güneydoğu kesiminde yer almaktadır (Şekil 4.1.1). Bu bölge 1/25000 ölçekli Bandırma H 18 a₁ – a₄, Bandırma H 18 b₁ ve Çanakkale H17 b₂ – b₃ paftalarını kapsamaktadır.

4.1.1.1. Tanım ve litoloji

Önceki çalışmalarda bu bölgedeki metamorfik kayalar Çamlıca metamorfikleri olarak adlandırılmıştır (Okay, 1987). Daha sonra Beccaletto ve ark. (2007) tarafından Kemer metamorfikleri olarak adlandırılmıştır. Bu bölgelerde gözlenen metamorfik kayalar Çamlıca metamorfikleri ile litolojik olarak farklılıklar sunmaktadır. Bu nedenle bu çalışmada Beccaletto ve ark. (2007) tarafından önerilen Kemer metamorfikleri adı kullanılmıştır.

Karabiga ilçesinin batısında ve Lapseki ilçesinin güneydoğusunda metamorfik kayaların büyük bir kesimi baskın olarak kahverengi, yeşil, grimsi beyaz renkli şistlerden oluşmaktadır. Şistler makroskobik olarak ve arazi gözlemlerine göre granat-mika şist, klorit şist ve muskovit-kuvars şist bileşimindedir. Metabazitler yeşil renkli olup Aytdere köyü batısında şistlerle ardanma göstermektedir. Mermerler ise şistlerin içerisinde değişik kalınlıkta mercek ve bloklar şeklinde gözlenmektedir.



Şekil 4.1.1. Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş jeoloji haritasında Kemer metamorfilerinin yeri (Okay ve Satır, 2000a).

Şist

Çalışma alanında şistler arazinin büyük bir kesimini oluşturmakta ve özellikle Ayıtdere, Bekirli, Kemer, Değirmencik, Dumanlı ve Nusretiye köyleri çevresinde yayılım sunmaktadır (Şekil 4.1.2; Şekil 4.1.3). Gri ve kahverenginin değişik tonlarında gözlenen şistler belirgin foliasyon göstermektedir. Şistlerin içerisinde yaygın olarak kuvars sigmatoidleri gözlenmektedir. Şistlerde gözlenen foliasyon düzlemleri genellikle KB-GD doğrultulu olup eğim açıları 25-30° arasında değişmektedir. Bunların yanı sıra şistlerin içerisinde büyük ölçekli kuvars damarları, mermerler, fillitler ve kalkıştiller de gözlenmektedir. Çalışma alanında oldukça kalın bir seri oluşturan şist birimi arazi gözlemlerine dayanarak genel anlamda; muskovit-kuvars şist, klorit şist ve granat-mika şist olmak üzere üç alt gruba ayrılmaktadır.

Muskovit-Kuvars Şist

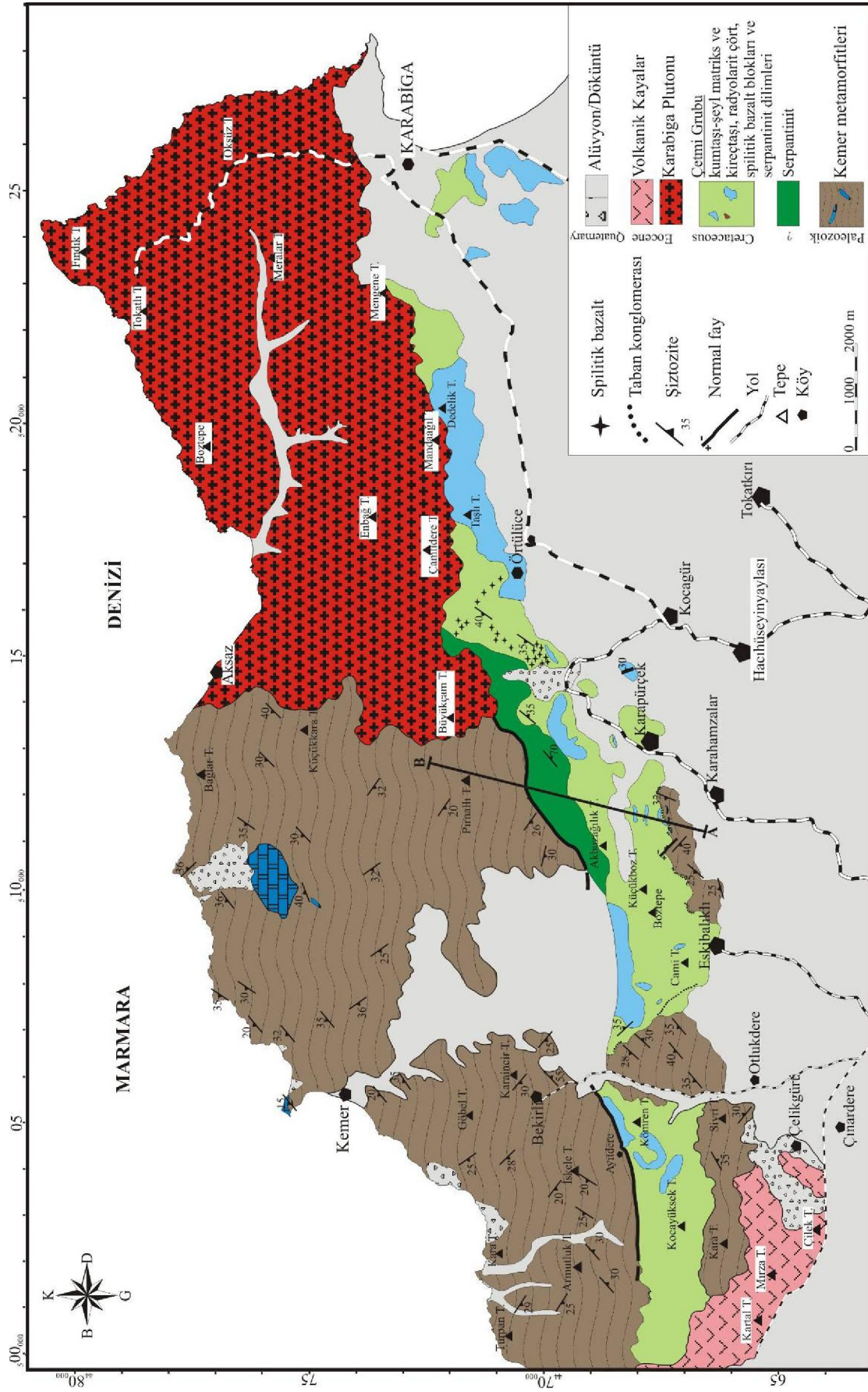
Çalışma alanı içerisinde özellikle Ayıtdere köyünün batısında ve Kemer köyünün doğusunda ve Dumanlı köyünün kuzeyinde yüzlek vermektedir. Makroskobik olarak arazide gri, sarımsı beyaz renklerde olan bu tür kayaçlar kuvvetli foliasyon göstermektedir (Şekil 4.1.4). Bileşiminde mika miktarının azalmasına bağlı olarak bazı yerlerde kuvarsite geçmektedir. Muskovit-kuvars şistler dayanımlı ve kırılğan olduklarından genellikle arazide sert morfoloji sunarlar.

Klorit Şist

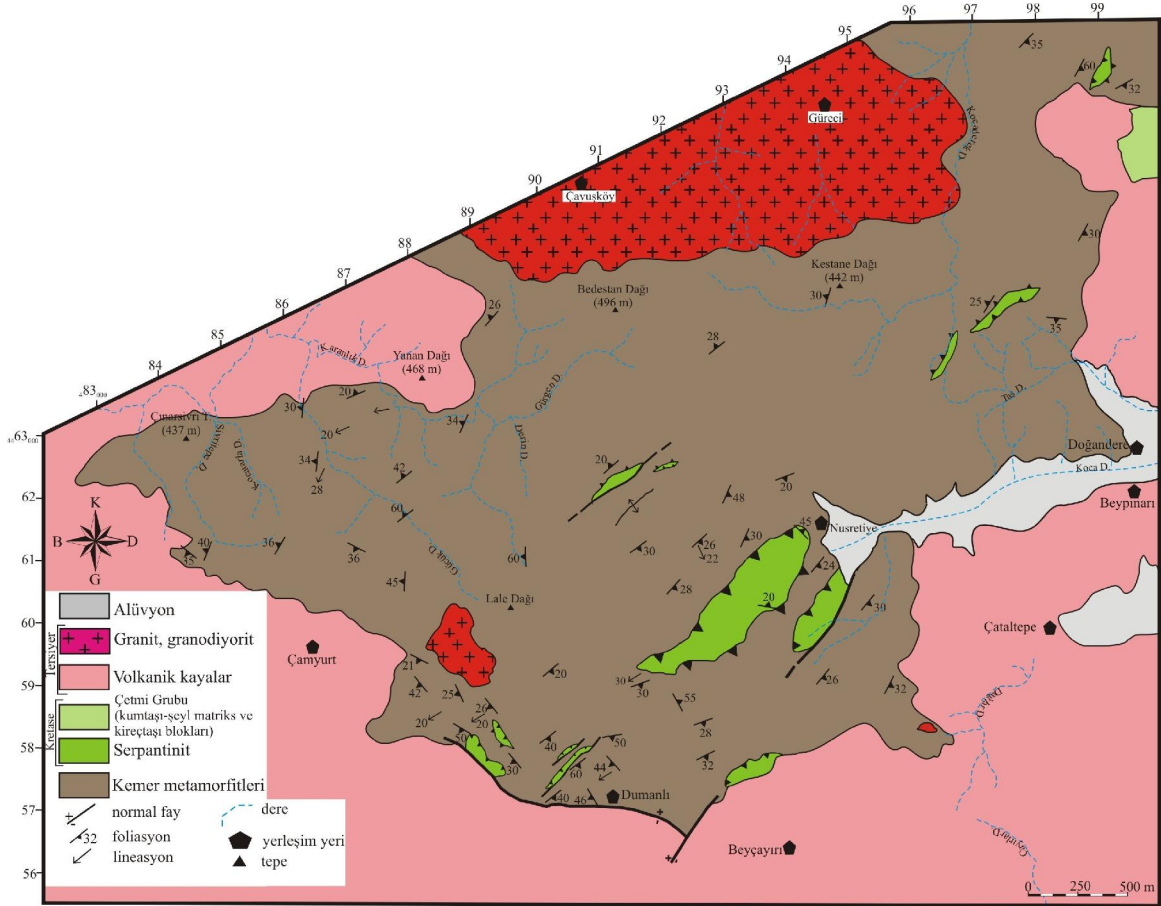
Çalışma alanında özellikle Kemer köyü çevresinde geniş yayılım sunmaktadır. Arazide yeşilin tonlarında, foliasyonu iyi gelişmiş ve sert yapılarıyla kolaylıkla tanınmaktadır (Şekil 4.1.5). Klorit şistlerin içerisinde küçük ölçekli çok sayıda kıvrım gelişmiştir. Bu küçük ölçekli kıvrımların eksenleri KB ya dalımlı ve lineasyona paralel olarak gelişmiştir (Şekil 4.1.6). Ayrıca klorit şistlerin içerisinde yaygın olarak 1-2 m kalınlığında kuvars damarları bulunmaktadır.

Granat-mika Şist

Çalışma alanında oldukça geniş bir yayılım sunan granat-mika şistler genellikle Bekirli köyü batısında, Ayıtdere köyü, Nusretiye köyü batısında ve Değirmencik köyleri çevresinde yüzlek vermekte ve muskovit-kuvars şist, klorit şist ve kalkıştillerle ardalanmalı olarak gözlenmektedir. Arazi gözlemlerinde gri, kahverengi granat-mika şistlerde, muskovit ve biyotitten oluşan mikalar ve granat kristalleri gözle ayırt edilebilmektedir. Granatlar 2-5 mm boyutunda olup kayaç içerisinde porfiroblastları oluşturmaktadır. Arazide yumuşak morfolojileri ve kuvvetli şiztozitelereyle kolaylıkla tanınabilmektedir (Şekil 4.1.7).



Şekil 4.1.2. Karabıga batısında yüzlek veren Kemer metamorfittlerinin ayrıntılı jeolojisi haritası.



Şekil 4.1.3. Lapseki güneydoğusunda yüzlek veren Kemer metamorfiteilerinin ayrıntılı jeoloji haritası.

Kemer metamorfiteileri içerisinde yer alan serpantinitler tektonik dilimler şeklinde bulunmaktadır. Bu iç ekaylanmalı yapı özellikle Lapseki ilçesinin güneydoğusunda yüzlek veren Kemer metamorfiteileri içerisinde yaygın olarak gözlenmektedir.

Bu bölgede oldukça kıvrımlı bir yapıya sahip olan granat-mika şistlerin foliasyon düzlemleri genellikle KB-GD yönelimlidir. Kıvrım düzlemleri ise foliasyona paralel olarak gelişmiştir. Granat-mika şistlerin içerisinde foliasyona paralel kıvrımlanmış kuvars budinleri gözlenmektedir (Şekil 4.1.8).



Şekil 4.1.4. Arazide grimsi siyah renkli, belirgin foliasyonlu muskovit-kuvars şistlerin genel görünümü (4475457-0506084, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).



Şekil 4.1.5. Arazide yeşilimsi beyaz renkli ve iyi foliasyonlu olarak gözlenen klorit şistlerin genel görünümünü gösteren fotoğraf (4475984-0506810, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).



Şekil 4.1.6. Klorit şistlerin içerisinde gözlenen küçük ölçekli senklinal. Bu tür şistlerde yaygın olarak kuvars budinleri gözlenmektedir (4475455-0506328, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).



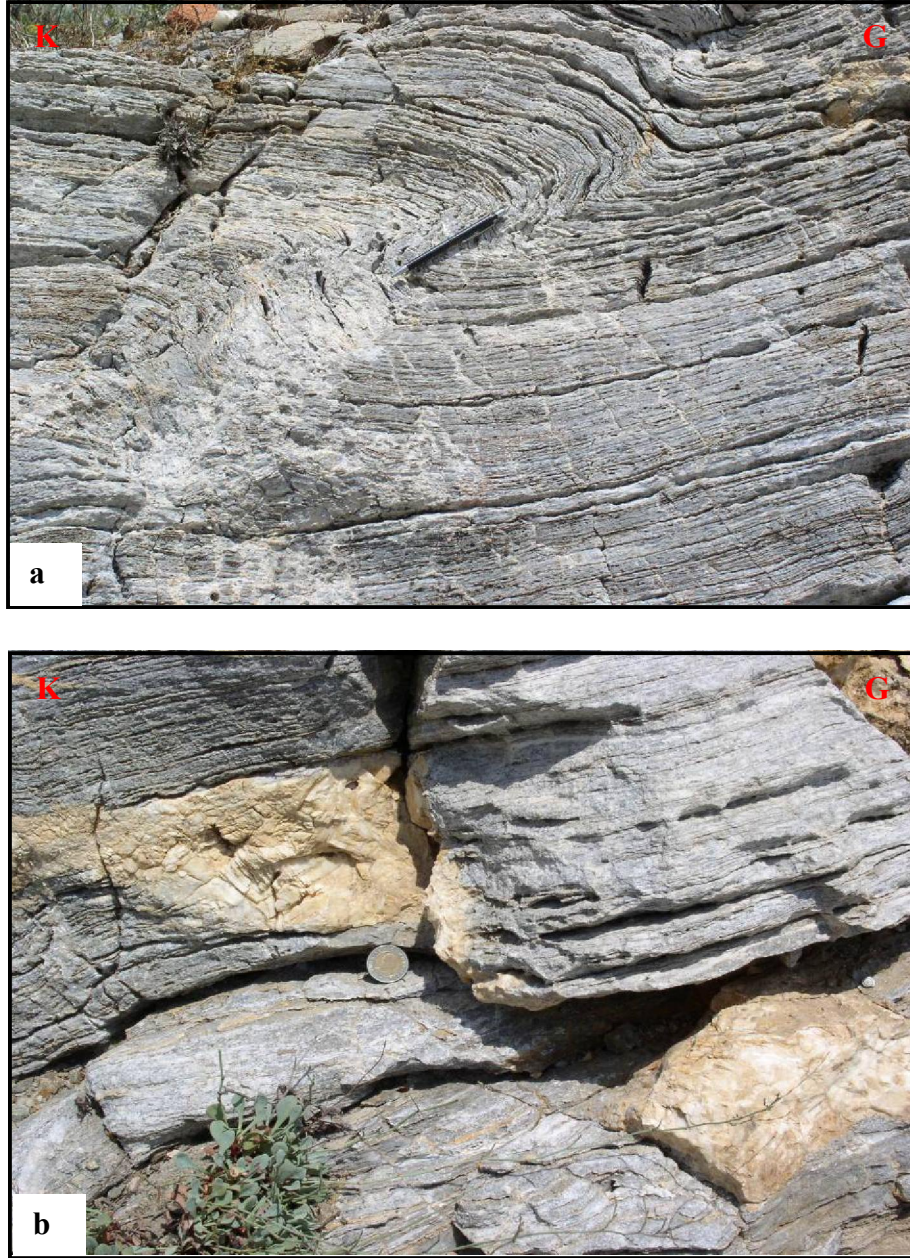
Şekil 4.1.7. Gri, kahverenkli, belirgin foliasyonlu ve ince-orta taneli olarak gözlenen granat-mika şistlerin arazideki genel görünümü (4476182-0509166, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).



Şekil 4.1.8. Granat-mika şistlerin içerisinde foliasyona paralel olarak gelişmiş ve sıkışma nedeniyle kıvrılmış kuvars budinleri (4469867-0505889, fotoğraftaki paranın çapı 2 cm dir).

Mermer ve Kalkşistler

Mermerler çalışma alanında şistlerin içerisinde boyutları birkaç km ye varan bloklar ve mercekler şeklinde gözlenmektedir. Mermerler makroskobik olarak gri, beyaz renkte olup arazide diğer birimlerden kolaylıkla ayrılmaktadır. Arazide gri, beyaz renkteki bu tür mermerler ince kristallidir. Kalkşistler ise şistlerin içerisinde mercekler şeklinde gözlenmektedir. Makroskobik olarak grinin tonlarında renklere sahip olan kalkşistlerin foliasyon düzlemleri şistlerin foliasyon düzlemleriyle uyumluluk göstermektedir. Kendi içerisinde küçük ölçekli asimetrik kıvrımlanmaya sahip kalkşistlerde ikincil olarak gelişmiş yaygın kalsit damarları bulunmaktadır (Şekil 4.1.9).

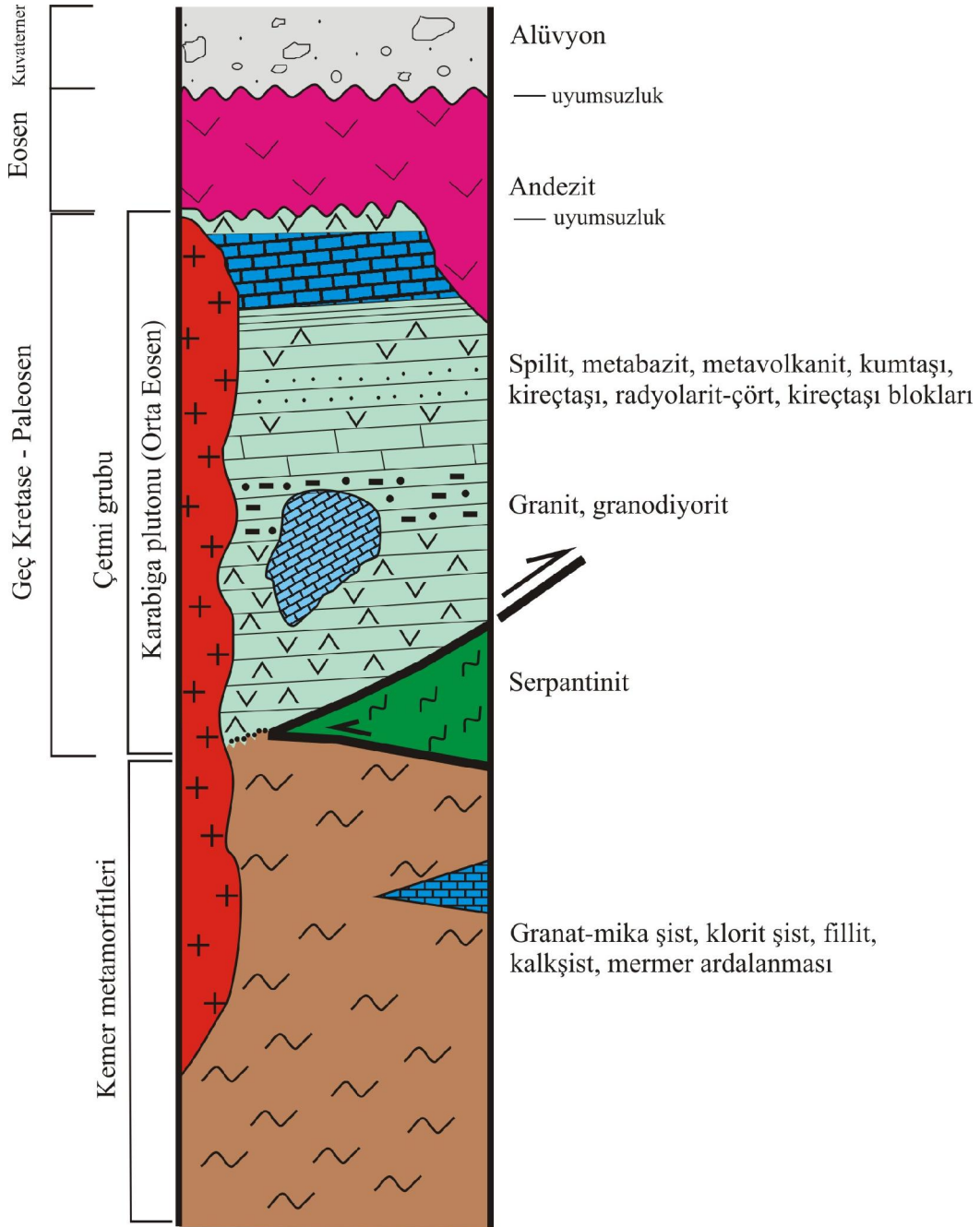


Şekil 4.1.9. a) Kalkışistlerde gözlenen asimetric kıvrımlanma (fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir), b) ikincil olarak gelişmiş kalsit damarları (4477910-0510408, fotoğraftaki paranın çapı 2 cm dir).

4.1.1.2. Stratigrafi

Karabiga'nın batısında ve Lapseki'nin güneydoğusunda yer alan Kemer metamorfiteeri arazi gözlemlerine dayanarak dört lito-stratigrafik birime ayrılmıştır. Bunlar: alttan üste doğru, (i) Kemer metamorfiteeri, (ii) bu birimi uyumsuz olarak üzerleyen Çetmi grubu, (iii) Kemer metamorfiteerini ve Çetmi grubunu intrüzif olarak

kesen Erken Eosen yaşlı Karabiga granitoyidi ve (iv) tüm birimleri uyumsuz olarak üzerleyen volkanik kayalardır (Şekil 4.1.10).



Şekil 4.1.10. Kemer metamorfitlerinin genelleştirilmiş sütun kesiti (Ölçeksiz).

Kemer metamorfitleri olarak adlandırılan (Beccaletto ve ark., 2007) bu metamorfik kayalar baskın olarak kahverengi, yeşil, grimsi beyaz renkli şistlerden oluşmaktadır. Şistler makroskobik ve arazi gözlemlerine göre granat-mika şist, klorit şist ve muskovit-kuars şist bileşimindedir. Mermerler ise şistlerin içerisinde değişik kalınlıkta mercek ve

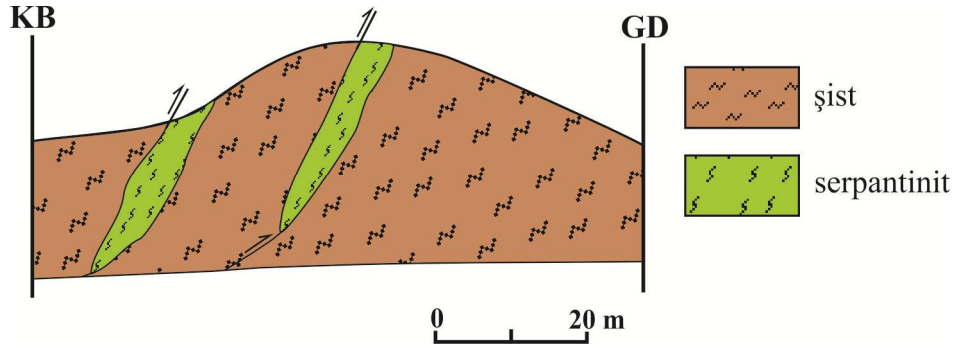
bloklar şeklinde gözlenmektedir. Kemer mikaşistleri ileri derecede deformasyona uğramasına karşın Çetmi Grubu ise metamorfizmaya uğramamıştır. Oldukça kalın ve karmaşık bir litolojiye sahip Çetmi Grubu kumtaşı-şeyl matriksi ve bu matriks içerisinde spilit, kireçtaşı, radyolarit-çört bloklarından meydana gelmektedir. Spilitler baskın litolojiyi oluşturmakta ve genellikle ilksel özellikleri korunmuş olarak gözlenmektedir. Kırmızı renkli radyolarit-çörtler Otlukdere-Aytdere köyü yolu üzerinde spilitlere geçiş gösterdiği net olarak izlenebilmektedir. Kireçtaşları beyazımsı gri renkte, kalın tabakalı ve bloklar şeklinde kumtaşı-şeyl matriksi içerisinde yayılım sunmaktadır. Bunların dışında Çetmi Grubunun içerisinde orta-kalın tabakalı, kırmızı renkli pelajik kireçtaşları gözlenmektedir. Çetmi Grubunun üst kısımlarına doğru ise özellikle Boztepe çevresinde daha yaygın olarak kumtaşı-şeyl aralanmasına geçilmektedir. Kemer metamorfileri içerisinde ve Çetmi Grubu ile olan dokanağında serpantinit tektonik dilimleri bulunmaktadır. Erken Eosen yaşlı Karabiga plutonu (Delaloye ve Bingöl, 2000; Beccalotto ve ark., 2007) bu iki birimi intrüzif olarak kesmektedir. Çalışma alanındaki tüm birimler Eosen yaşlı volkanik ve sedimanter kayaçlar tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir.

4.1.1.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri

Çalışma alanının temelini oluşturan metamorfik kayaçlar Aytdere, Bekirli, Kemer, Değirmencik, Nusretiye ve Dumanlı köyleri çevresinde geniş bir alanda yüzlek vermektedir. Kemer metamorfileri genel olarak şist, fillit, metabazit, mermer aralanmasından oluşmaktadır. Bu metamorfik temel ileri derecede ve polifaz deforme olmuştur ve Karahamzalar köyü çevresinde ileri derecede deformasyon şist ve mermer aralanmasında net olarak gözlenmektedir (Şekil 4.1.11). Şistlerin içerisinde mercerler şeklinde gözlenen mermerler en yaygın yüzleklerini Değirmencik köyü çevresinde vermektedir. Metabazitler ise Aytdere köyü çevresinde yayılım sunmaktadır. Fillitler grimsi siyah renkli olup Aytdere köyü batısında şistlerle aralanma göstermektedir. Nusretiye köyünün güneyinde Asarlık tepe civarında ve Dumanlı köyünün kuzeybatısında şistlerin içerisinde serpantinit dilimleri bulunmaktadır (Şekil 4.1.12). Serpantinitler ile şistler arasındaki dokanak tektoniktir.

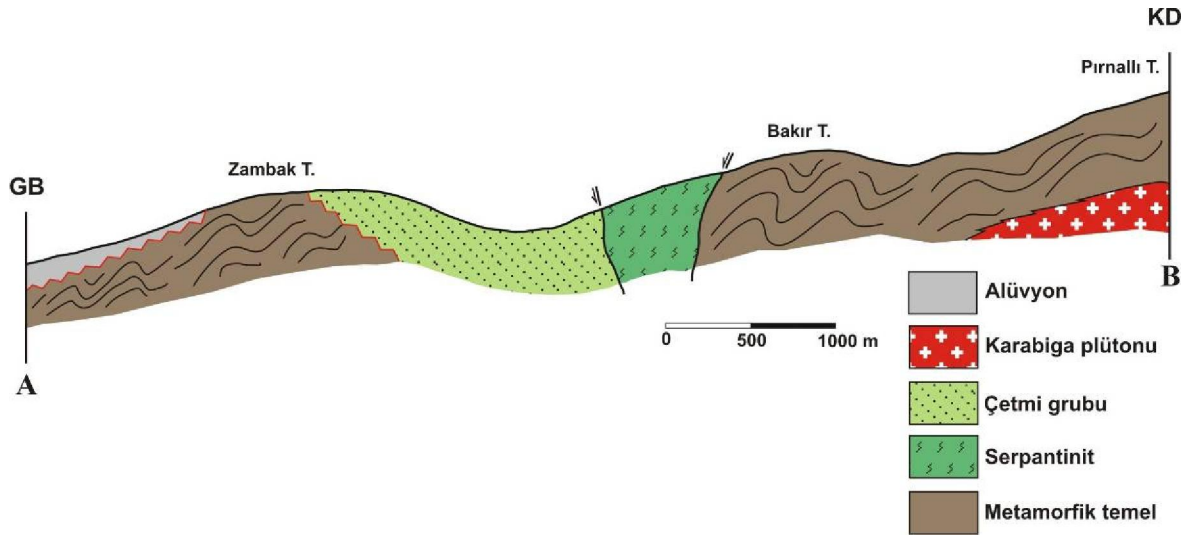


Şekil 4.1.11. İleri derecede deformasyona uğramış metamorfik temel içerisindeki şist ve mermerler (4467420-0511620, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).

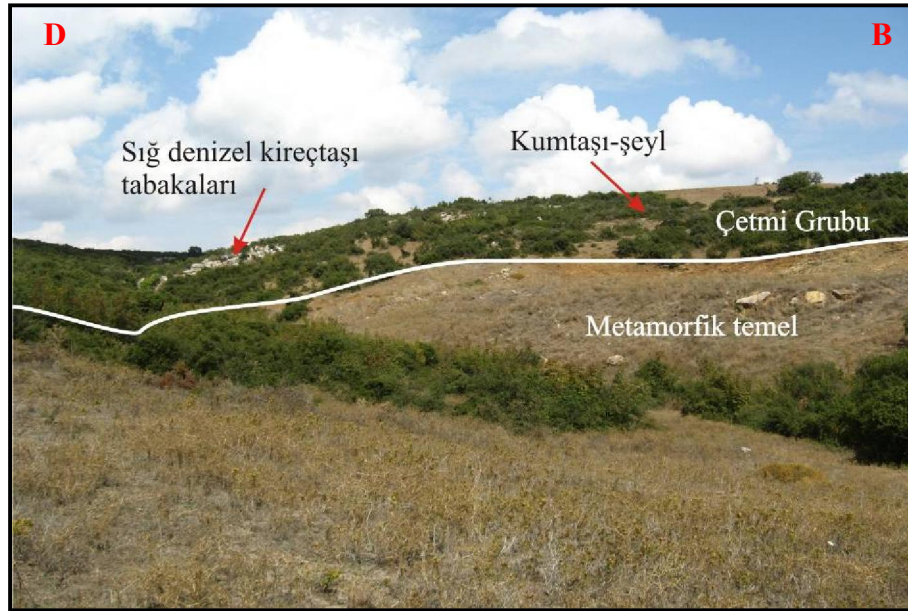


Şekil 4.1.12. Nusretiye köyünün güneyinde yüzlek veren şistler içerisindeki serpantin dilimlerini gösteren kesit.

Kemer metamorfileri üzerine uyumsuz stratigrafik bir dokanakla gelen Çetmi Grubuna ait kayalar taban çakıltaşı ile başlar ve metamorfik temeli örtmektedir (Şekil 4.1.13). Karahamzalar köyü çevresinde metamorfik temel ile üzerine uyumsuz dokanakla gelen Çetmi Grubu arasındaki dokanak ilişkisi en net bu lokasyonda gözlenmektedir. Bu lokasyonda metamorfik temelin üzerine 2 m kalınlığında şist ve mermer çakılları içeren bir çakıltaşı gelmektedir. İstif üste doğru gri, kahve renkli, kalın tabakalı, bol çatlaklı kumtaşı-şeyl ardalanmasına geçmektedir. Toplam kalınlığı 370 m olan bu kesitte metamorfizmaya uğramamış kumtaşı-şeyl ardalanmasının içerisinde alt seviyelerde sığ denizel kireçtaşı mercekleri bulunmaktadır (Şekil 4.1.14).



Şekil 4.1.13. Çetmi Grubu ile metamorfik temel arasındaki uyumsuz dokanak ilişkisini gösteren enine jeoloji kesit (Kesit yeri için Şekil 4.1.1'e bakınız).



Şekil 4.1.14. Metamorfik temel ile Çetmi Grubu arasındaki dokanak ilişkisi (4467480-0511600).

4.1.2. Çamlıca Grubu

Çalışma alanı Biga Yarımadası'nın en batı ucunda Ezine'nin kuzeyinde yer almaktadır (Şekil 4.1.1). Bu metasedimanter kayalar önceki çalışmalarda "Çamlıca masifi" (Kalafatçioğlu, 1963) ve "Çamlıca metamorfitleri" (Okay, 1987) olarak adlandırılmıştır. Şengün (2005) ise, Ezine kuzeyinde, birimi oluşturan kaya topluluklarını arazi

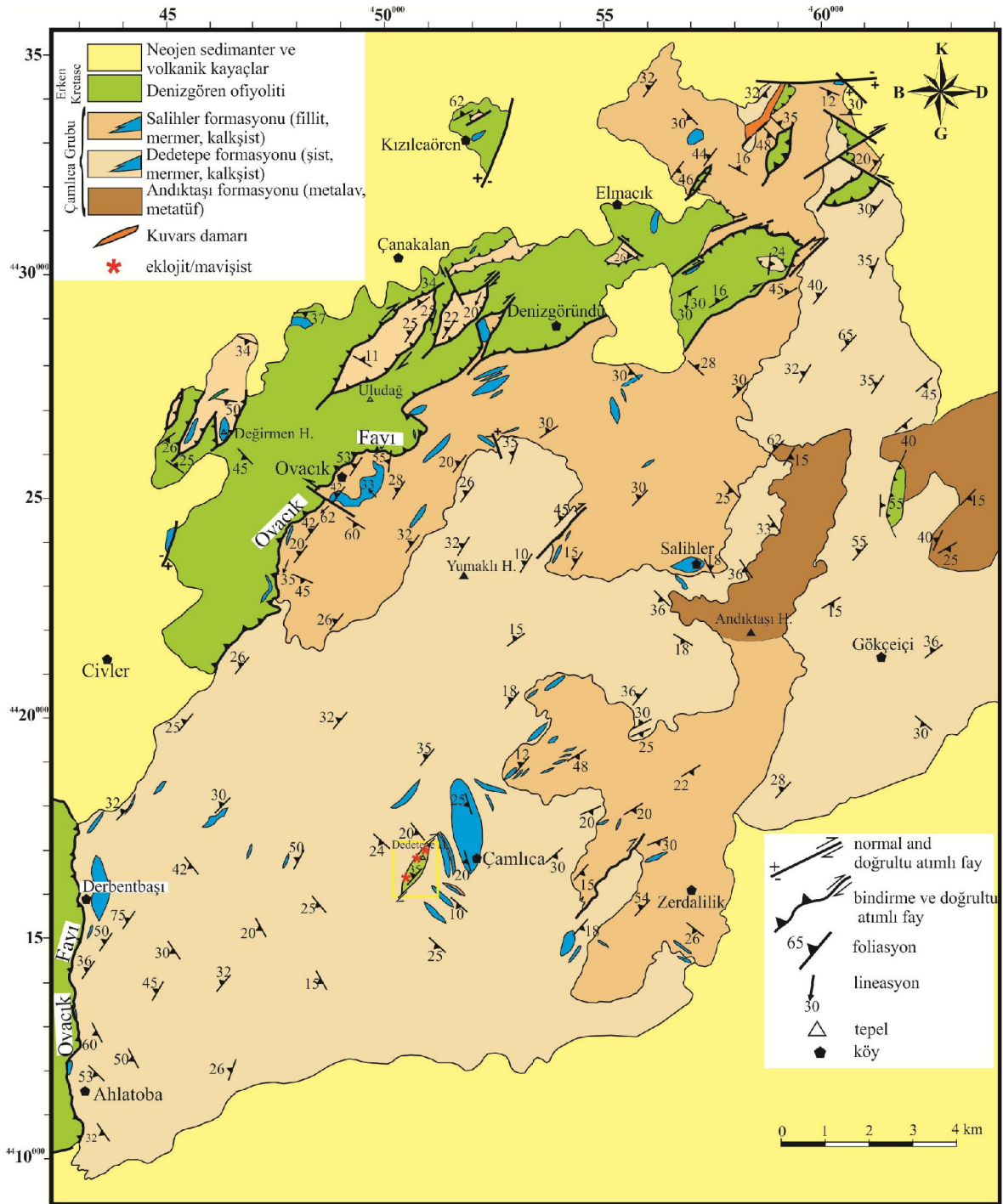
gözlemlerine dayanarak formasyon aşamasında, alttan üste doğru; yeşil, sarımsı yeşil renkte metalav, metatüf ve metapelitten oluşan Andıktaş formasyonu, Andıktaş formasyonu ile uyumlu, şist, siyah mermer, kalkışist ardalanmasından oluşan Dedetepe formasyonu, Dedetepe formasyonu ile yine uyumlu fillit, beyaz mermer ve kalkışist ardalanmasından oluşan Salihler formasyonu olarak üçe ayırmış (Şekil 4.1.15, Şekil 4.1.16) ve Çamlıca Grubu olarak yeniden adlandırmıştır. Ayrıca bu çalışmada Çamlıca Grubunun Dedetepe formasyonu içerisinde bulunan YB/DS (yüksek basınç/düşük sıcaklık) metabazit dilimi düşük dereceli metasedimanter kayalardan farklı özellikler gösterdiğinden ayrı birim olarak ayrıntılı bir şekilde haritalanmıştır. Bu yüzden bu bölümde YB/DS metabazit dilimi Çamlıca Grubundan ayrı olarak anlatılacaktır.

4.1.2.1. Andıktaş formasyonu

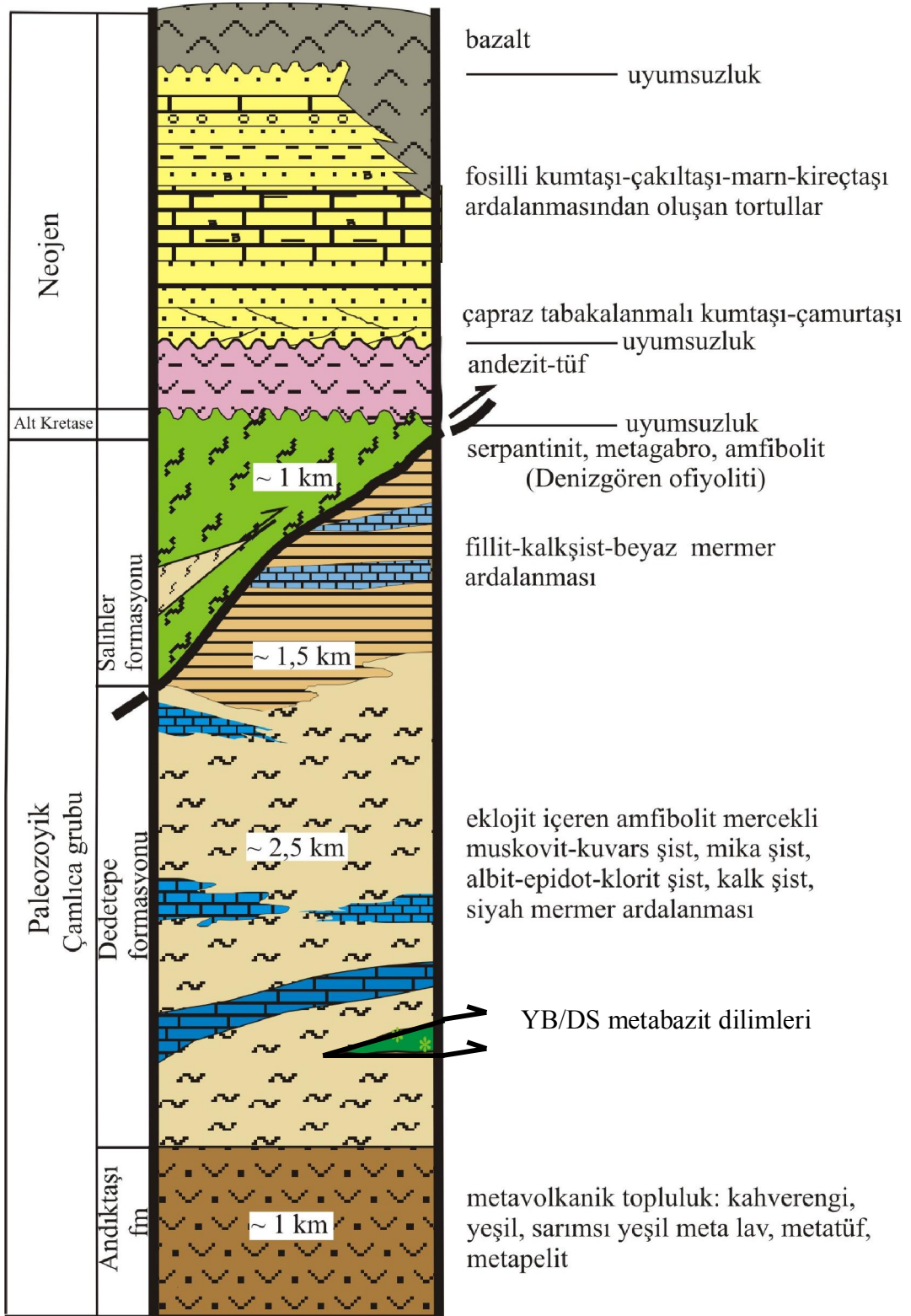
4.1.2.1.1. Tanım ve litoloji

Birim ilk kez Şengün (2005) tarafından arazi gözlemlerine dayanarak Andıktaş formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da aynı isimlendirme kullanılmıştır.

Çamlıca metamorfit topluluğun temelini oluşturan Andıktaş formasyonu kahverengi, yeşil, sarımsı yeşil renkte metalav ve metatüfden oluşmaktadır. Arazide makroskobik olarak düzensiz kırıklı, kötü yapraklanmalı ve masif bir yapı sunmaktadır (Şekil 4.1.17). Bu formasyonu oluşturan metavolkanik topluluk baskın olarak metalavlardan oluşmaktadır. Metalavlarda metamorfizma derecesinin yüksekliğine bağlı olarak volkanik karakteri yansıtabilecek kalıntı porfirik dokusal özellikler (Şekil 4.1.18) gözlenmekte ve genellikle zayıf foliasyon gelişmiştir. Altere olmamış kısımlar epidot minerallerinin varlığından dolayı fıstık yeşili rengeyle karakterize olmaktadır



Şekil 4.1.15. Çamlıca Grubu'nun ayrıntılı jeolojî haritası.



Şekil 4.1.16. Çamlıca metamorfitlelerinin genelleştirilmiş sütun kesiti (ölçeksiz).



Şekil 4.1.17. Andıktaş formasyonu içerisinde kahverengi ve yeşilin tonlarında, masif olarak bulunan metalavların araziden genel görünümü. (0459425-4424470, çekiçin boyu 33 cm dir).



Şekil 4.1.18. İlk dokuları korunmuş olan metalavların genel görünümü (0458268-4423220).

4.1.2.1.2. Stratigrafi

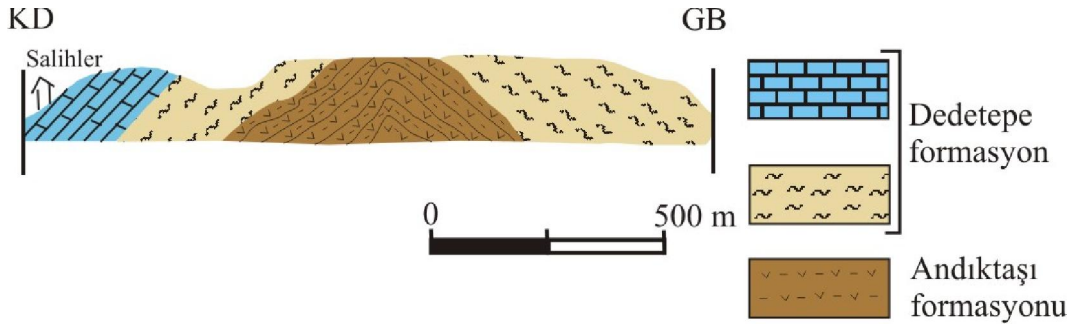
Çalışma alanında Çamlıca metamorfitlelerinin görülür tabanını oluşturan Andıktaş formasyonu KD-GB yönünde uzanım göstermekte ve üzerine gelen şistlerle uyumlu

dokanak ilişkisi sunmaktadır (Şekil 4.1.16). Bununla birlikte Gökçeiçi köyünün kuzeyinde yüzlek veren metalavların içerisinde bir serpantinit bloğu bulunmaktadır. Andıktaş formasyonu baskın olarak metalavlardan oluşmaktadır.

4.1.2.1.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri

Andıktaş formasyonu en tipik yüzleklerini Salihler köyü güneyinde, Andıktaş tepe civarında ve Gökçeiçi köyü kuzeydoğusunda vermektedir.

Andıktaş formasyonu, Salihler köyü civarında KD-GB gidişli bir antiklinalin merkezinde yüzlek vermekte ve yaklaşık olarak 1,5 km kalınlık sunmaktadır. Çamlıca grubunu oluşturan metamorfik topluluğun görülür tabanını oluşturur ve şist-fillit-mermerden oluşan (Dedetepe formasyonu) ardalanmalı bir istif tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir (Şekil 4.1.19).



Şekil 4.1.19. Salihler köyü güneyinde gözlenen Andıktaş formasyonunun Dedetepe formasyonu ile arasındaki uyumlu dokanak ilişkisini gösteren kesit.

4.1.2.2. Dedetepe formasyonu

4.1.2.2.1. Tanım ve litoloji

Önceki çalışmalarda Şengün (2005) tarafından Çamlıca köyünün güneyinde bulunan Dedetepe civarında en tipik mostralarını verdiği için Dedetepe formasyonu olarak adlandırılmış ve bu çalışmada da bu adlama kullanılmıştır.

İnceleme alanının büyük bir bölümünü oluşturan gri, kahverengi, kirli beyaz, yeşilimsi kahve renkli, iyi foliasyon ve lineasyon gösteren Dedetepe formasyonu muskovit-kuvars şist, granat-mika şist, granat-epidot şist, mermer ve kalkşist ardalanmasından oluşmaktadır. Bu formasyonun kalınlığı yaklaşık olarak 2,5 km olan bir istiftir (Şengün, 2005).

4.1.2.2.2. Stratigrafi

Çamlıca metamorfitlelerinin büyük bir bölümünü oluşturan Dedetepe formasyonu, Andıktaş formasyonu üzerine uyumlu bir dokanakla gelmektedir (Şekil 4.1.16). Foliasyon düzlemleri genellikle KD-GB doğrultulu, lineasyonlar ise GB gidişlidir. Dedetepe formasyonu oldukça kalın bir istif olup ardalanmalı ve kıvrımlı bir yapı sunmaktadır. Arazide gözlenen makroskobik özelliklere formasyon kendi içerisinde muskovit-kuvars şist, granat-mika şist, albit-epidot-klorit şist, mermer ve kalkşistten oluşmaktadır. Mercekler şeklinde gözlenen mermerlerin kalınlıkları genellikle 50-250 m arasında değişmektedir.

Muskovit-kuvars şist

Dedetepe formasyonu içerisinde oldukça geniş bir yayılıma sahip olan muskovit-kuvars şistler arazide sarımsı kahve renkleri, dayanımlı, kırılgenlikleri ve belirgin foliasyonu ile kolaylıkla tanınmaktadır (Şekil 4.1.20). Bileşiminde kuvars miktarının artmasına bağlı olarak yer yer kuvarsitlere geçiş göstermektedir. Makroskobik olarak muskovit-kuvars şistlerde mika minerallerinin yönlenmelerinden kaynaklanan belirgin lineasyon gözlenmektedir. En yaygın yüzleklerini Kayışlar köyü civarında, Derbendbaşı ve Gökçeçi köyü çevresinde, Ahlatoba kuzeyinde vermektedir.



Şekil 4.1.20. Arazide sarımsı kahve renkli, belirgin foliasyonlu muskovit-kuvars şistlerin genel görünümü (0444658-441225, çekicinin boyu 33 cm dir).

Granat-mika şist

Dedetepe formasyonu içerisinde bulunan granat-mika şistler Çamlıca köyünün kuzeyinde ve kuzeybatısında, Ahlatoba köyünün doğusunda ve Salihler köyünün batı kesiminde yayılım göstermektedir. Arazide makroskobik olarak açık kahverengi ile grinin çeşitli tonlarında gözlenen granat-mika şistler orta-ince taneli olup, kayaç içerisinde boyutları 0,2 cm ye ulaşan kırmızımsı kahve renkli granat kristalleri ile muskovit kristalleri gözle kolaylıkla ayrıt edilebilmektedir.

Albit-epidot-klorit şist

Çalışma alanı içerisinde genellikle Çamlıca köyünün doğusunda, Zerdalılık köyünün batısında ve Elmacık köyünün güney-güneybatısında yüzlek vermektedir. Kaya makroskobik olarak klorit minerallerinden dolayı yeşilimsi bir renk kazanmıştır. Albit mineralleri kaya içerisinde beyaz renkli, 0,1-0,2 cm boyutunda benekler şeklinde bulunmaktadır.

Mermer ve kalkşist

Dedetepe formasyonu içerisinde mercekler şeklinde gözlenen mermerler Çamlıca-Salihler köyleri arasında, Kayışlar ve Ovacık köylerinin güneyinde ve Ahlatoba-Derbendbaşı köylerinin doğusunda en yaygın olarak yüzleklerini vermektedirler. Arazide siyahımsı, gri renklere gözlenen mermerler ince-orta tabakalı, belirgin foliasyonlu ve ince tanelidirler (Şekil 4.1.21). Şistlerden mermerlere doğru gidildikçe kalsit miktarının artmasına bağlı olarak geçiş seviyelerini oluşturan kalkşistler gözlenmektedir. Kalkşistler ise arazide koyu gri, sarımsı kahverenginde olup mermerler ile aralanma sunmaktadırlar.

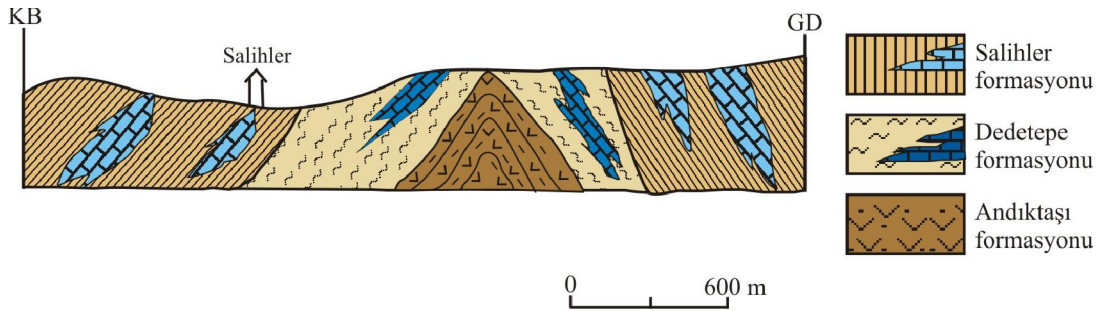


Şekil 4.1.21. Arazide siyahımsı gri renkli mermerlerin genel görünümü (0451221-4416775).

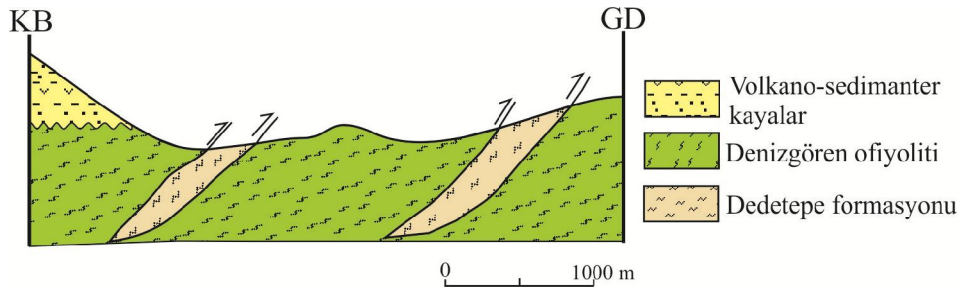
4.1.2.2.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri

Çamlıca metamorfitlerinin büyük bir bölümünü oluşturan Dedetepe formasyonu çalışma alanı içerisinde özellikle Çamlıca, Ahlatoba, Gökçeçi, Derbendbaşı ve Salihler köyünün güney kesimi ile Elmacık köyünün doğusunda yüzlek vermektedir (Şekil 4.1.15).

Dedetepe formasyonu, Andıktaş formasyonu üzerine uyumlu bir dokanakla gelmektedir. Çalışma alanının kuzey ve güney kesimlerinde ise Dedetepe formasyonu, uyumlu ve geçişli bir dokanakla Salihler formasyonu tarafından üzerlenmektedir (Şengün, 2005; Şekil 4.1.22). Bu formasyon içerisinde değişik kalınlıkta ve boyutlarda mermer ve kalkıştı mercikleri bulunmaktadır. Dedetepe formasyonu'nun büyük bir kesimini oluşturan şistlerin içerisinde yüzlek veren bu merciklerin şistlerle olan dokanağı uyumlu ve geçişli olup şistlerle ardalanmalı bir istif oluşturmaktadır. Şistler içerisinde YB/DS metabazit tektonik dilimi bulunmaktadır. Dedetepe formasyonu çalışma alanının batısında Denizgören ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Dedetepe formasyonuna ait şistler Denizgören ofiyoliti içerisinde tektonik dilimler halinde bulunmaktadır (Şekil 4.1.23). Şistlerin serpantinitle olan dokanağında şiddetli ezilmeler gözlenmektedir. Dokanak boyunca ilerlendiğinde foliasyon düzlemleri yüksek açılı eğim kazanmaktadır.



Şekil 4.1.22. Dedetepe formasyonunun Andıktaş formasyonu ve Salihler formasyonu arasındaki uyumlu dokanak ilişkisini gösteren kesit.



Şekil 4.1.23. Denizgören ofiyoliti içerisinde bulunan Dedetepe formasyonuna ait şist dilimleri.

4.1.2.3. Salihler formasyonu

4.1.2.3.1. Tanım ve litoloji

Çalışma alanında Dedetepe formasyonu üzerine uyumlu ve geçişli bir dokanakla gelen birim önceki çalışmalarda Salihler formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şengün, 2005). Salihler formasyonu fillit, mermer ve kalkışist ardalanmasından oluşmaktadır.

4.1.2.3.2. Stratigrafi

Fillit, mermer ve kalkışist ardalanmasından oluşan Salihler formasyonu Dedetepe formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenmekte ve en yaygın mostralarını Salihler köyü çevresinde vermektedir. Arazide yeşil, gri, kirli sarı renklerde bu formasyon ince taneli ve belirgin foliasyona sahiptir. Arazi gözlemlerine dayanarak Salihler formasyonu içerisinde baskın litolojiyi klorit fillitler oluşturmaktadır. Salihler formasyonunu oluşturan kayaçlarda mika minerallerinin diziliminden kaynaklanan iyi gelişmiş bir foliasyon gözlenmektedir. Foliasyon düzlemleri genellikle KD-GB doğrultulu olup 25-30⁰ eğimle KB ya eğimlidir. Klorit fillitler ile birlikte bulunan mermerler değişik kalınlıklarda mercerler şeklinde yer almaktadır.

Fillit

Fillitler çalışma alanında Salihler köyünün kuzeyinde, Zerdalilik köyünün güneyinde ve Elmacık köyünün kuzeydoğusunda granat fillit, klorit fillit bileşiminde olup mermerlerle birlikte yüzlek vermektedir. Arazide gri, yeşilimsi gri tonlarında gözlenen bu fillitler oldukça ince taneli kayaçlardır. Bu kayalar belirgin foliasyona ve lineasyona sahiptir.

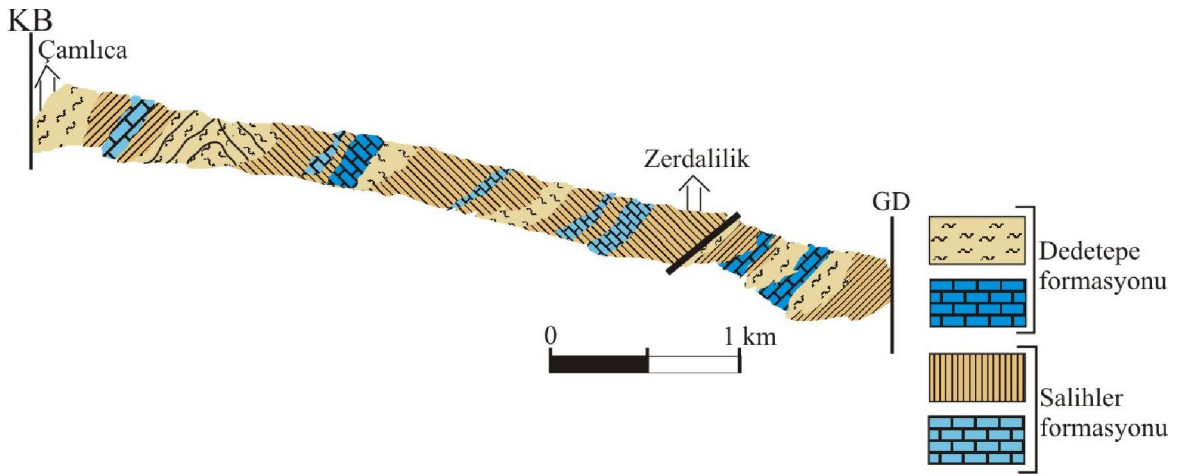
Mermer

Salihler formasyonu'nda fillitlerin arasında mercer ve bandlar şeklinde gözlenen mermerler ortalama 50-300 m kalınlık sunmaktadır. Arazide beyaz, kirli sarı renklerde, orta-iri taneli, belirgin foliasyonlu ve yer yer şeker dokulu olarak gözlenmektedir. Beyaz renkli mermerlerin fillitlerle olan dokanağı uyumlu ve geçişlidir. Dokanağa yakın kesimlerde kalkışist düzeyleri gözlenmektedir.

4.1.2.3.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri

Salihler formasyonu en yaygın yüzleklerini Salihler köyünde, Zerdalilik köyü çevresinde, Ovacık ve Mersinçeşme doğusunda, Kayışlar köyü kuzeyinde, Elmacık köyü kuzeydoğusunda ve Denizgöründü köyü güneyinde yüzlek vermektedir.

Salihler formasyonu uyumlu ve geçişli olarak Dedetepe formasyonu üzerinde yer almakta, formasyonu oluşturan fillit ve mermer Dedetepe formasyonuna ait şist ve mermerlerle Çamlıca köyünün güneydoğusunda ardalanmalı bir istif sunmaktadır (Şekil 4.1.24). Çalışma alanının kuzeybatısında Salihler formasyonu Denizgören ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Özellikle Ovacık köyü girişinde dokanağa yakın yerlerde klorit fillitlerin içerisinde ezilme zonları ve belirgin lineasyon gözlenmektedir.



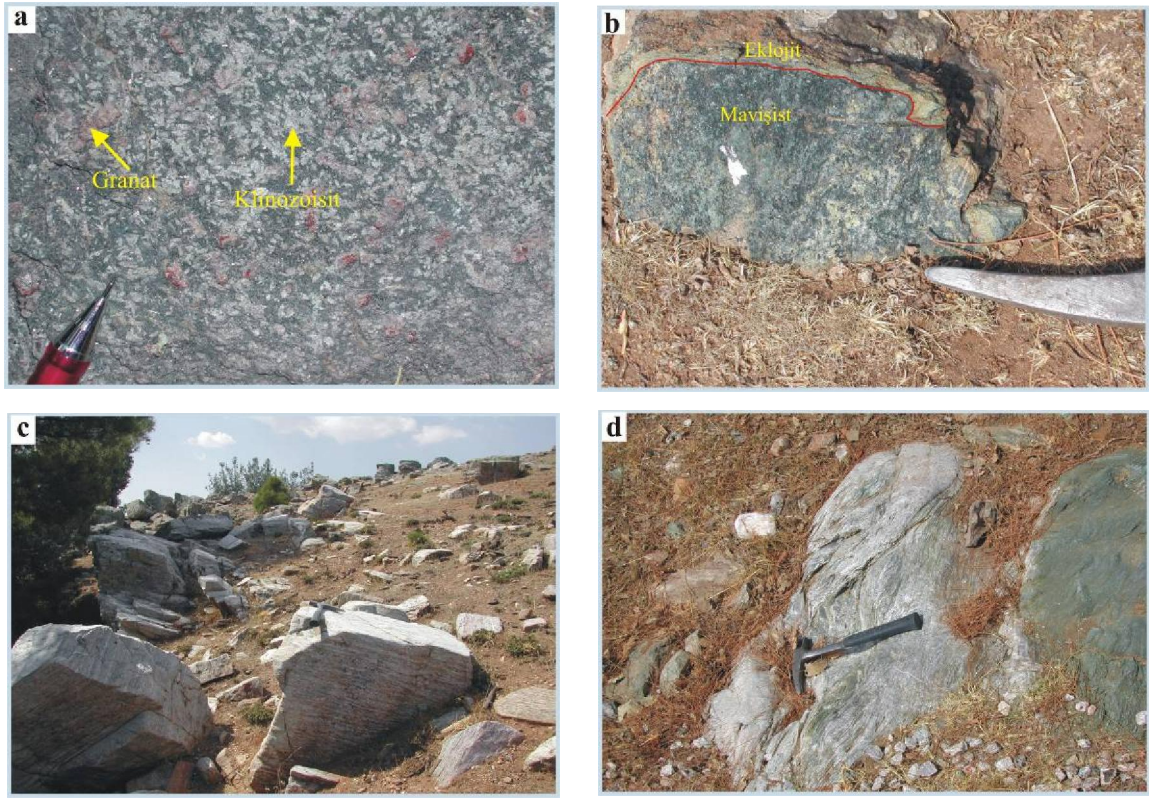
Şekil 4.1.24. Çamlıca ve Zerdalilik köyleri arasında gözlenen fillit ve mermer ardalanmasından oluşan Salihler formasyonunun Dedetepe formasyonuna ait şistlerle olan uyumlu dokanak ilişkisini gösteren kesit.

4.1.2.4. YB/DS metabazit dilimi

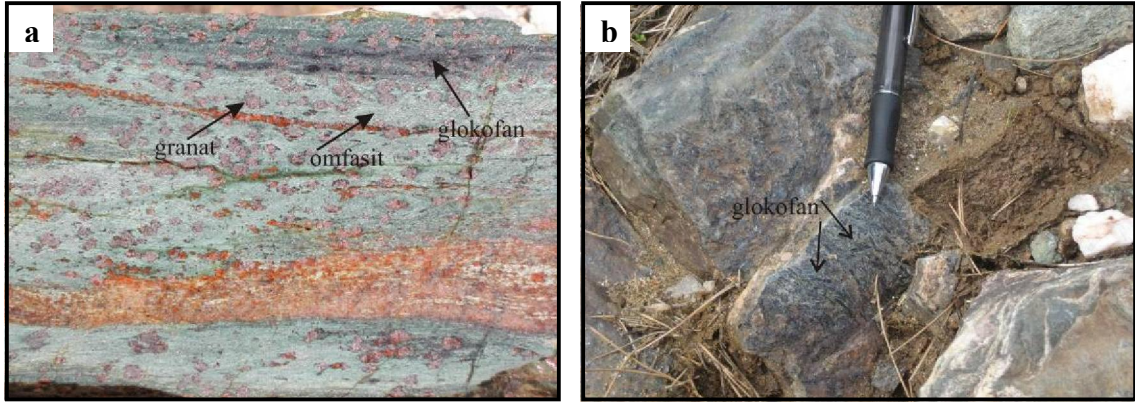
4.1.2.4.1. Tanım ve litoloji

Arazi gözlemlerine dayanarak metamorfizma derecesi ve litolojik özellikler bakımından Çamlıca metamorfitlerinden ayrı haritalanan birim YB/DS metabazit dilimi olarak tanımlanmıştır. Bu yüksek basınç metabazit dilimi kuvars-mika şist, eklojit, mavişist, amfibolit, talk şist ve tremolit/aktinolit şistten oluşmaktadır (Şekil 4.1.25). Eklojitler arazide açık yeşil renkleri, granat içermesi ve çok dayanıklı olmasıyla kolaylıkla tanımlanmaktadır. Makroskobik olarak glokofan ve granat mineralleri gözle ayırt

edilebilmektedir. Mavişistler ise çubuksu glokofan minerallerinden dolayı genellikle mavi-lacivert renkte olmalarıyla tanınırlar (Şekil 4.1.26). Amfibolit merccekler oldukça zayıf bir yönlenebilirliğe sahip ve genellikle masif görünümlüdür. Arazide özellikle Çamlıca köyü çıkışında Dedetepe batısında yüzlek veren amfibolit mercceklerinde eklojit/mavişist kesimleri gözlenmiştir. Kuvars-mika şistler sarımsı beyaz renkte, belirgin foliasyonlu ve içerisindeki mikalar daha çok fengit bileşimindedir. Talk şistler ise daha çok serpantinlerin alterasyona uğramasıyla oluşmuşlardır. Tremolit/aktinolit şistlerde yüksek basınç metabazit diliminin Dedetepe formasyonuna ait şistlerle olan dokanağında amfibolitlerin geri dönüşümüyle oluşmuştur.



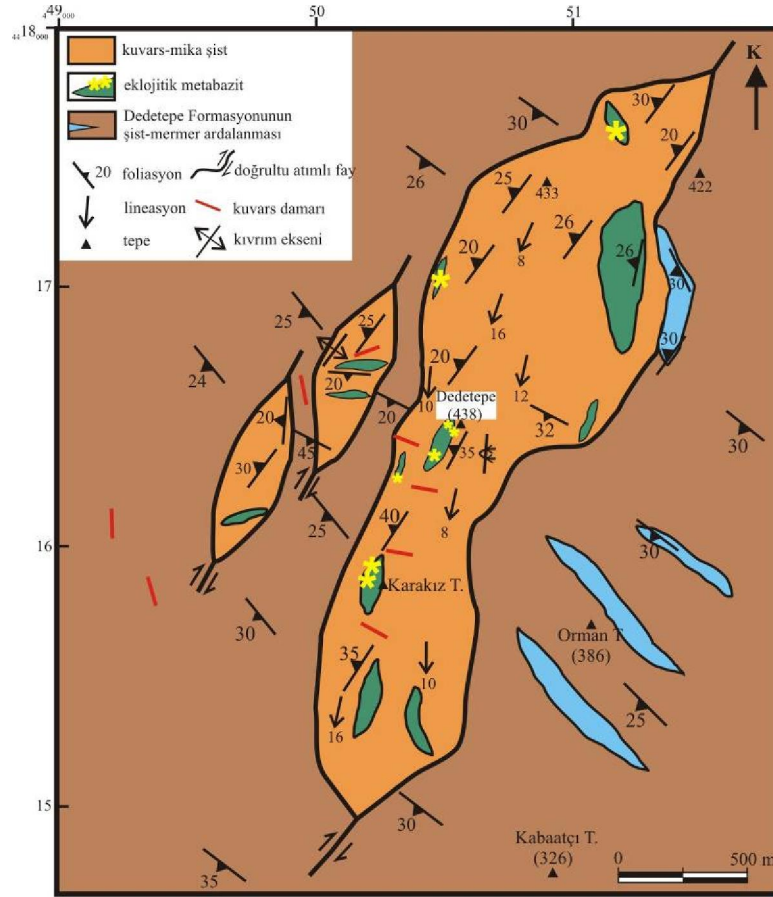
Şekil 4.1.25. Dedetepe çevresinde bulunan yüksek basınç (YB) metabazit dilimini oluşturan kayaların arazi görünüşleri. a) amfibolit, b) eklojit/mavişist, c) kuvars-mika şist, d) talk şist (çekiçin boyu 33 cm dir).



Şekil 4.1.26. a) Yüksek basınç metabazit dilimi içerisindeki eklojitin makroskobik olarak görünümü, b) Mavişistlerin araziden görünümü, çubuksu glokofan mineralleri 2-3 cm uzunluğundadır (kalemin boyu 13 cm dir).

4.1.2.4.2. Stratigrafi

YB/DS metabazit dilimi Çamlıca metamorfitlelerinin Dedetepe formasyonu içerisinde tektonik dilimler şeklinde bulunmaktadır. Yaklaşık 2 km uzunluğunda ve 500 m genişliğinde olan bu dilimler iki farklı kaya tipi içermektedir. Bunlar; kuvars-mika şistler ve eklojit/mavişist parajenezi içeren metabazit mercekleridir (Şekil 4.1.27). Bu mercekler içerisindeki yüksek dereceli topluluk amfibolit, talk şist ve tremolit/aktinolit oluşmaktadır. Eklojit/mavişist mercekleri elips şekilli, yaklaşık 100 m uzunluğunda, zayıf foliasyonlu ve heterojen dokulu olarak bulunmaktadır. Bunun dışında daha büyük boyuttaki eklojit/mavişistler birkaç yüz m² lik bir alanda yüzlek vermektedir. Bu mercekler içerisindeki yüksek basınç kayaları ince, yeşil renkli omfasitçe zengin düzeylerin ve mavi renkli glokofanca zengin düzeylerin aralanması nedeniyle bantlı, heterojen bir yapı sunmaktadır. Bu düzeyler sırasıyla eklojit ve mavişistleri temsil etmektedir. Bu mercekler ile kuvars-mika şistler bir arada bulunmaktadır ve bunlar D-KD yönelimli kuvars-mika şistlere paralellik göstermektedir. Yüksek basınç tektonik dilimlerinin çevresinde bulunan kayalar ise yüksek basınç metamorfizmasına ait veriler içermemektedir. Bu kayalar yeşilşist fasiyesi mineral topluluklarıyla karakterize olmaktadır. Geç evre kuvars damarları tektonik dilimlerinin ve Dedetepe formasyonu içerisinde bulunmaktadır.



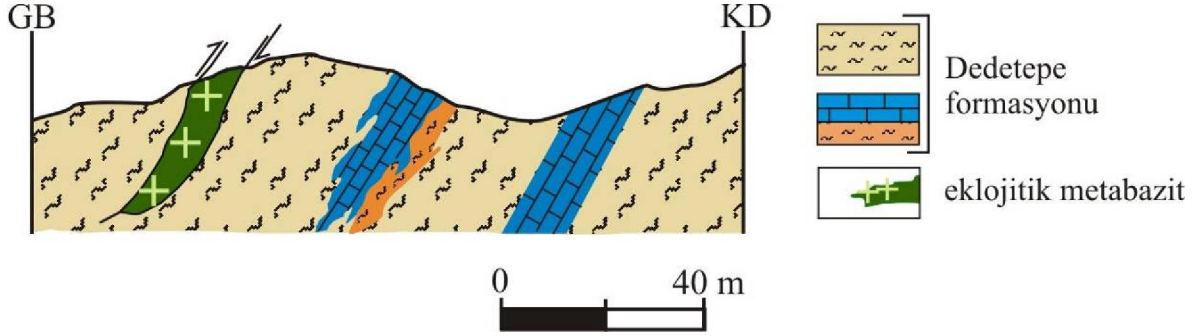
Şekil 4.1.27. Yüksek basınç/düşük sıcaklık metabazit diliminin ayrıntılı jeoloji haritası.

4.1.2.4.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri

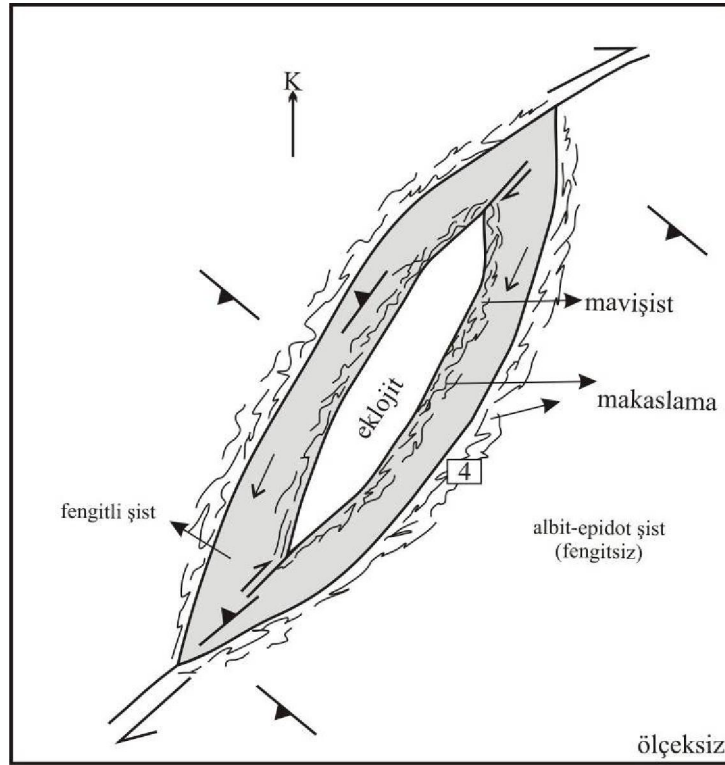
YB/DS metabazit dilimi çalışma alanı içerisinde genellikle Dedetepe çevresinde, Çamlıca köyünün batısında ve güneyinde yüzlek vermektedir.

Yüksek basınç metabazit dilimi Çamlıca metamorfiteilerinin Dedetepe formasyonu içerisine tektonik olarak yerleşmiştir (Şekil 4.1.28). Mavişistler geç evre makaslama zonları boyunca eklojitlerden dönüşmüşlerdir. Bunun yanında yapısal ve arazi verilerine dayanarak yanal atımlı yerleşme sırasında mavişist topluluklarının geliştiği geç evre makaslama zonları sünümlü-yarı kırılğan (?) koşullar altında gerçekleşmiştir. Bu tektonik dokanak arazinin birçok yerinde gözlenmekte olup mezoskopik kıvrımlarla deforme olmuştur. Dedetepe formasyonunun düşük dereceli şistlerle olan dokanağında şiddetli ezilmeler, tremolit/aktinolit şist oluşumları ve eklojitlerin mavişistlere dönüştüğü gözlenmektedir (Şekil 4.1.29). Çamlıca metamorfik kayaları sadece tek evreli yeşilşist fasiyesinde metamorfizmanın izlerini taşırlar ve sünümlü - yarı kırılğan (?) yanal atımlı faylar boyunca eklojit fasiyesi metamorfizmadan sonra ve Çamlıca metamorfik kayalarının düşük dereceli metamorfizması sırasında veya sonrasında eklojit fasiyesi metamorfik

kayalarla bir arada bulunurlar. Yanal atımlı tektonik ile farklı derecedeki metamorfik kayaların bir araya gelme yaşı birimlerin metamorfizma yaşı ve bu birimleri örten ortak örtünün yaşı nedeniyle geç Kretase - erken Eosen zaman aralığı olmalıdır.



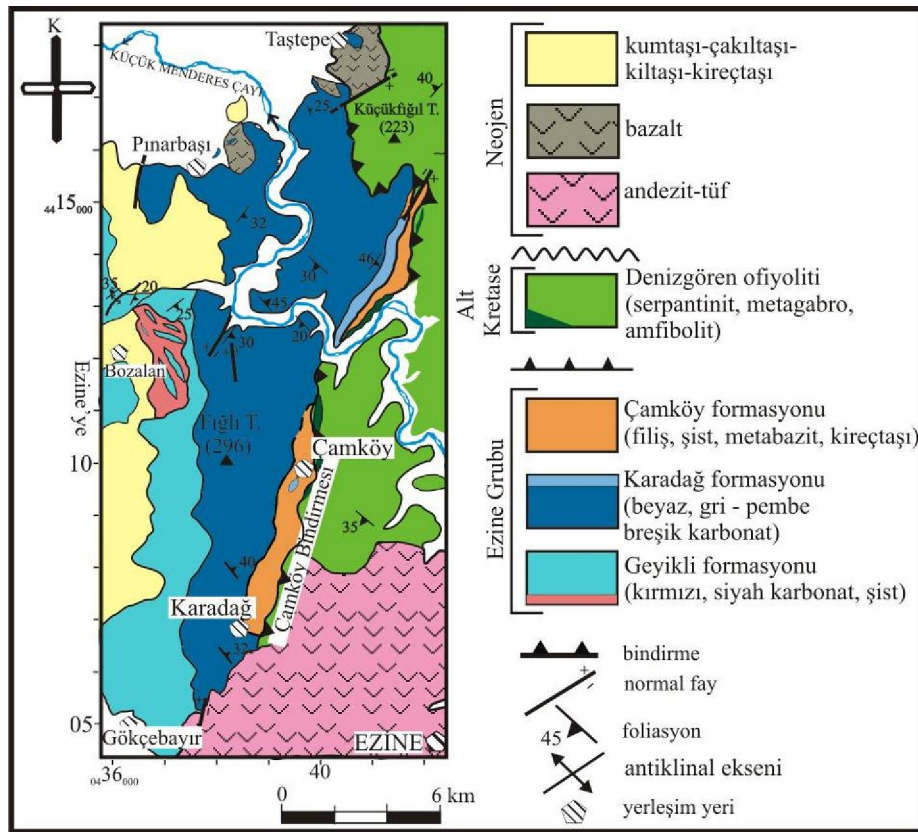
Şekil 4.1.28. Yüksek basınç metabazit dilimi ile Çamlıca metamorfitlerinin Dedetepe formasyonuna ait şist-mermerlerin tektonik dokanak ilişkisini gösteren kesit.



Şekil 4.1.29. Yüksek basınç metabazit diliminin düşük dereceli şistlerle olan dokanağında meydana gelen makaslama ve bu makaslama boyunca meydana gelen ezilme, mavişist oluşumlarını gösteren şematik kesit.

4.1.3. Ezine Grubu

Çalışma alanında Ezine'nin kuzeyinde ve kuzeybatısında yüzlek veren büyük bölümü karbonatlardan oluşan metasedimanter bir istif önceki çalışmalarda Geç Paleozoyik – Triyas yaşlı Karadağ birimi (Okay ve ark., 1990) olarak ve Beccalotto (2004) tarafından ise Ezine Grubu olarak adlandırılmıştır. Ezine Grubu yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Çalışma alanında K-G yönelimli Ezine Grubu alttan üste doğru üç litostratigrafik formasyona ayrılmıştır. Bunlar: (a) Geyikli formasyonu, (b) Karadağ formasyonu ve (c) Çamköy formasyonudur (Şekil 4.1.30).



Şekil 4.1.30. Ezine Grubu'nun ayrıntılı jeoloji haritası.

4.1.3.1. Geyikli formasyonu

4.1.3.1.1. Tanım ve litoloji

Ezine Grubu'nun en alt kesiminde yer alır ve büyük bölümü siyah renkli rekrystalize kireçtaşlarından oluşur. Birimi Beccalotto (2004) Geyikli formasyonu olarak isimlendirmiştir. Bu çalışmada da bu isim benimsenmiştir. Geyikli formasyonu genel olarak siyah renkli kireçtaşı ve ileri derecede deformasyona uğramış düşük dereceli şistten oluşmaktadır.

4.1.3.1.2. Stratigrafi

Geyikli formasyonu, Ezine Grubu'nun görülür en alt seviyesini oluşturmakta birlikte stratigrafik olarak bu formasyonun tabanı çalışma alanı içerisinde gözlenmemektedir. Formasyonun göreceli olarak alt kesimleri monoton, siyah renkli ve kalınlığı yaklaşık olarak 700 m olan rekristalize kireçtaşları ile karakterize olmaktadır. Üste doğru sarımsı gri rekristalize kireçtaşlarına geçilmektedir. En üst seviyelerde ise kahverenkli, belirgin foliasyonlu, düşük dereceli şistlere geçiş göstermektedir. Bölgede gözlenen kireçtaşları orta-kalın tabakalı ve bazı yerlerde masif yapı sunmaktadır.

4.1.3.1.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri

Çalışma alanında Gökçebayır köyünün kuzeyinde ve Bozalan köyünün güneyinde yüzlek veren Geyikli formasyonu K-G uzanımlı bir yüzeylemeye sahiptir (Şekil 4.1.30). Geyikli formasyonu üzerine uyumlu ve geçişli bir şekilde Karadağ formasyonu gelmektedir. Bu dokanak ilişkisi Gökçebayır köyünün kuzeyinde bulunan taş ocaklarında net olarak izlenebilmektedir. Formasyon, kuzeybatıda ve Bozalan köyünün kuzeyinde Neojen tortullarıyla örtülmüştür.

4.1.3.1.4. Fosil topluluğu ve yaş

Geyikli formasyonunun üst seviyelerine doğru Bozalan köyü ve Fırlı Tepe çevresinde pembe, siyah renkli rekristalize kireçtaşları içerisinde fosiller gözlenmektedir. Bu kireçtaşlarında bulunan *Permocalculus* Orta-Geç Permiyen yaşı için karakteristiktir (Beccaletto, 2004).

4.1.3.2. Karadağ formasyonu

4.1.3.2.1. Tanım ve litoloji

Çalışma alanında Karadağ formasyonu Ezine'nin kuzeyinde geniş bir alanda yüzlek vermektedir. Özellikle Taştepe ve Pınarbaşı köylerinin güneyinde, Çamköy'ün batısında ve Fırlı tepe çevresinde gözlenmektedir.

Karadağ formasyonu başlıca tabakalı, masif görünümlü gri rekristalize kireçtaşı, koyu gri-pembe ve beyaz renkli tabakalı rekristalize kireçtaşından oluşmaktadır (Şekil 4.1.31). İlk kez Beccaletto (2004) tarafından Karadağ formasyonu ayrıntılı bir şekilde incelenmiş ve isimlendirilmiştir. Bu çalışmada da aynı isimleme kullanılmıştır.

4.1.3.2.2. Stratigrafi

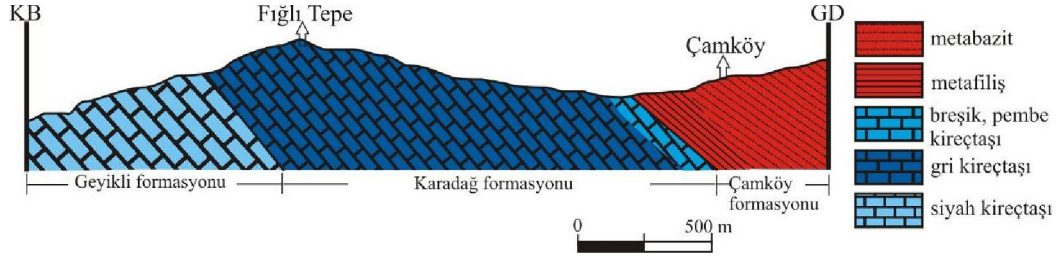
Karadağ formasyonunun alt seviyeleri tabakalı, masif, gri rekrystalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Üst seviyelere doğru koyu gri, bazı yerlerde pembe renkli rekrystalize kireçtaşlarına geçiş, Gökçebayır köyünün kuzey doğusunda net bir şekilde gözlenmektedir. Kalınlığı yaklaşık olarak 1000 m olan bu seviye Taştepe köyü ile Gökçebayır köyü kuzeydoğusu boyunca K-G yönlü bir dağılım sunmaktadır. Karadağ formasyonu'nun en üst seviyelerine uyumlu bir geçiş göstermektedir. Kalınlığı 350-400 m olan bu üst seviye beyaz renkli, tabakalı rekrystalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu seviyenin içerisinde çört nodülleri ve koyu renkli şeyl tabakaları bulunmaktadır. Beyaz renkli kireçtaşlarının üzerinde kalınlığı yaklaşık olarak 50-60 m olan breşik, pembe renkli rekrystalize kireçtaşı seviyeleri bulunmaktadır.



Şekil 4.1.31. Pembe-gri renkli rekrystalize kireçtaşlarının yakından görünümü (4436554-0406218, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).

4.1.3.2.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri

Taştepe köyü ile Gökçebayır köyü arasında K-G yönlü dağılım sunan bu formasyonun kalınlığı yaklaşık olarak 2 km dir. En altta bulunan Geyikli formasyonu'ndan Karadağ formasyonu'na geçiş Gökçebayır köyünün kuzeydoğusunda ve Bozalan köyünün doğu kısmında net olarak izlenmektedir. Karadağ formasyonu'nun üzerine uyumlu bir şekilde gelen Çamköy formasyonu en net Çamköy girişinde gözlenmektedir (Şekil 4.1.32).



Şekil 4.1.32. Karadağ formasyonu ve Çamköy formasyonu arasında gözlenen uyumlu dokanak ilişkisini gösteren kesit.

4.1.3.2.4. Fosil topluluğu ve yaş

Karadağ formasyonu'nun alt ve orta bölümlerinde formasyona yaş verebilecek fosiller metamorfizma sonucu rekrystalize olmuşlardır. Fakat önceki çalışmalarda sadece formasyonun orta bölümünde bulunan Pınarbaşı köyünün doğusunda koyu gri, pembemsi renkli rekrystalize kireçtaşlarının içerisinde *Stafella* sp., *Nankinella* sp., *Gyroporella* sp., *Hemigordius* sp., *Globivalvina* sp., *Geinitzina* sp., *Nodosaria* sp., *Agathammina* sp., *Pseudovermimiporella* sp., *Permocalculus plumosus* gözlenmiştir (Beccaletto, 2004; Beccaletto ve Jenny, 2004). Bu fosiller Orta-Geç Permiyen için karakteristiktir. Taştepe köyünün güneyinden alınan örneklerde ise Geç Permiyen'i karakterize eden *Neoschwagerina* sp., *Stafella* sp. ve *Mizzia* sp. saptanmıştır (Gözler ve ark., 1984; Kalafatçıoğlu, 1963; Okay ve ark., 1990).

4.1.3.2.5. Oluşum ortamı

Yaklaşık 2 km kalınlığa sahip Karadağ formasyonu içerdiği mikro fauna topluluğu, düzenli ve geçişli iç yapısıyla bir karbonat platformu özelliğini taşımaktadır. Formasyonun alt kısımlarında gözlenen dokanak ilişkisi platform tipi karbonatların tabanda bulunan karbonat-kırıntı çökellerinin üzerine ilerlediğini işaret etmektedir (Beccaletto, 2004). Üst seviyelere doğru geçildiğinde lagünel tipli bir sedimantasyon gözlenmektedir.

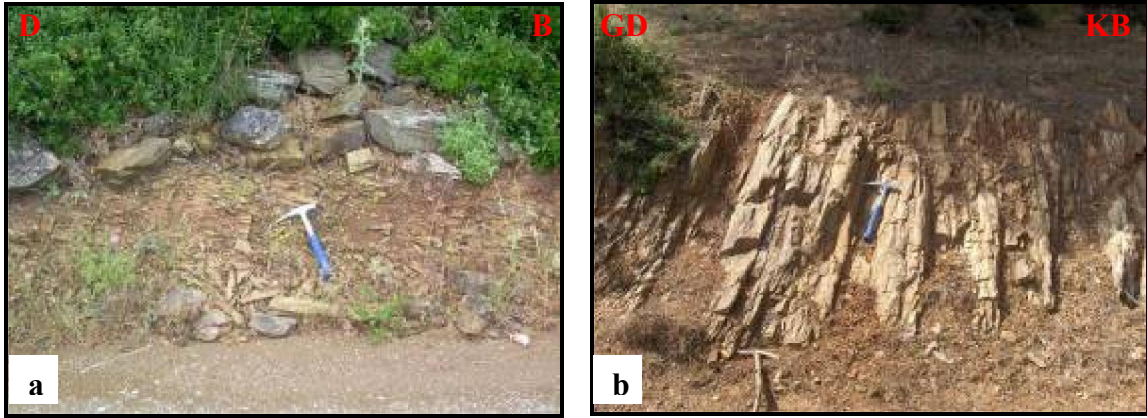
4.1.3.3. Çamköy formasyonu

4.1.3.3.1. Tanım ve litoloji

İlk kez Beccaletto (2004) tarafından adlandırılan Çamköy formasyonu şist, metabazit, metafiliz, rekrystalize kireçtaşı birimlerinden oluşmaktadır. Çamköy formasyonu dar bir zonda yüzlek vermektedir.

4.1.3.3.2. Stratigrafi

Çamköy formasyonu şist, metabazit ve metafiliz, kireçtaşı ar dalanmasından oluşmaktadır. Formasyonun tabanında mercekler şeklinde baskın olarak şist ve metaşeylden oluşan metakırıntılılar bulunmaktadır (Şekil 4.1.33). Şistler arazide mika minerallerince zengin, iyi foliasyonlu ve kahve, yeşil renkli olarak gözlenmektedir. Metaşeyller ise özellikle Çamköy çevresinde sarımsı kahverenkli ve iyi foliasyonludur. Formasyonun üst seviyelerine doğru ise metakırıntılıların tane boyu ve miktarı azalarak metabazitlere doğru bir geçiş gözlenmektedir. Yeşilin tonlarında gözlenen metabazitlerde foliasyon iyi gelişmiştir (Şekil 4.1.33). Çamköy formasyonu'nun eğimi çalışma alanında güneydoğuya doğrudur. Eğim açısı ise 20-25° arasında değişmektedir.



Şekil 4.1.33. a) Çamköy yolu üzerinde sarımsı kahverenkli, iyi foliasyonlu metaşeyllerin araziden görünümü, b) Yeşil renkli, ince taneli, belirgin foliasyonlu metabazitlerin araziden görünümü (4439118-0409876, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).

4.1.3.3.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri

Çalışma alanında yaklaşık olarak 250-300 m kalınlık sunan Çamköy formasyonu en iyi yüzleklerini Çamköy çevresinde, Karadağ köyünün doğusunda ve Menderes nehri kenarında vermektedir. Çamköy formasyonu'nun genelinde baskın litolojiyi oluşturan metabazitler yeşil renkli olup Çamköy kuzeyinde Karadağ formasyonu'na ait rekrystalize kireçtaşlarıyla dokanak yapmaktadır. Şist ve metafilizler ise formasyon içerisinde ince mercekler şeklinde gözlenmektedir. Çamköy formasyonu batıda Denizgören ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Çamköy formasyonu ile Denizgören ofiyoliti arasında ofiyolitin yerleşiminden kaynaklanan taban kısmında amfibolitler bulunmaktadır.

4.1.3.3.4. Fossil topluluğu ve yaş

Çamköy formasyonu'nda kırmızı renkli pelajik rekrystalize kireçtaşları içerisinde konodont (*Gladigondella* sp.) bulunmuş ve bunun yaşının geç Skitiyen-orta Karniyen arasında değiştiği belirtilmiştir (Kozur, 1991). Bu konodont açık deniz ve pelajik ortam için karakteristiktir. Özetle Ezine Grubu'ndan elde edilen yaş verilerine göre; Geyikli formasyonu Orta-Geç Permiyen, Karadağ formasyonu Geç Permiyen-Erken Triyas, Çamköy formasyonu ise Spatiyen-Karniyen yaşlıdır (Beccaletto, 2004; Beccaletto ve Jenny, 2004).

4.1.4. Örenli metamorfileri

4.1.4.1. Tanım ve litoloji

Önceki çalışmalarda Tunç (2008) tarafından ilk kez Çetmi Grubunun altında düşük dereceli metamorfik kayalar tanımlanmış ve bu kayalar Örenli metamorfileri olarak isimlendirilmiştir. Bu çalışmada da aynı isim kullanılmıştır. Örenli metamorfileri rekrystalize kireçtaşı mercekli metapelit ve metabazit araldanmasından oluşan düzenli bir istifdir.

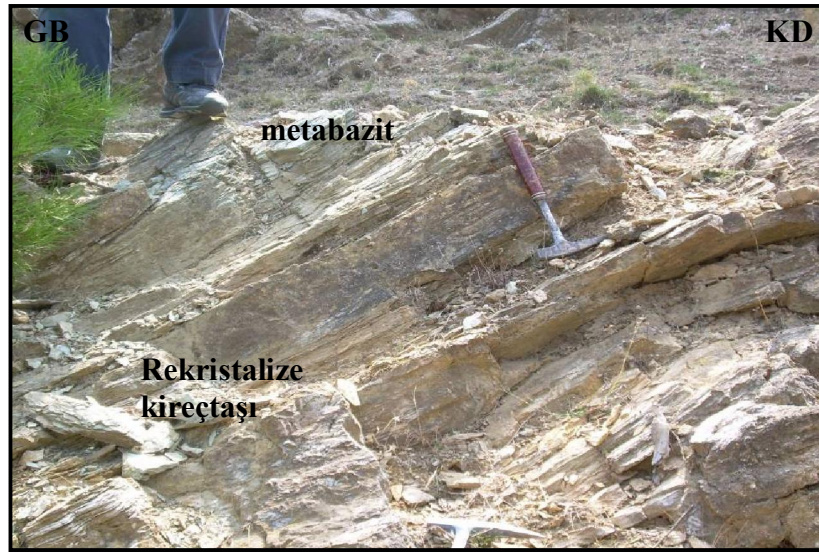
4.1.4.2. Stratigrafi

Düşük dereceli Örenli metamorfileri tektonik dokanakla Çaldağ köyünün güneyinde serpantinileri ve Yenioba köyünün güneydoğusunda ise granat-mika şist, eklojitleri üzerlemektedir. Arazi gözlemlerine göre metapelitler yeşilimsi kahverenkli, gri renkli, orta taneli ve belirgin foliasyon göstermektedir (Şekil 4.1.34).



Şekil 4.1.34. Kahverenkli, belirgin foliasyonlu metapelitlerin araziden genel görünümü (4484627-0462355, fotoğraftaki adamın boyu 169 cm dir).

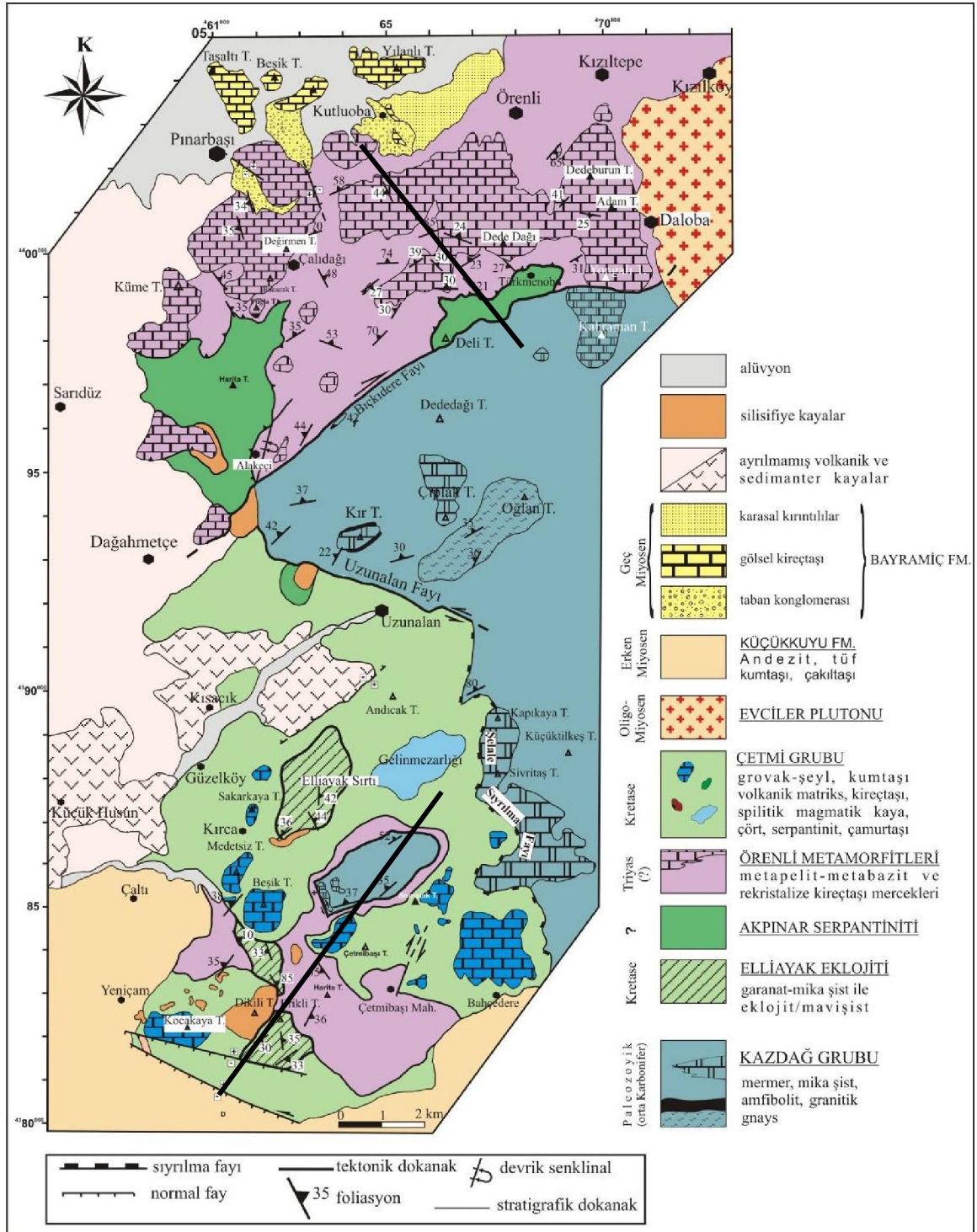
Metabazitler ise arazide genellikle yeşilimsi kahverenkli, masif yapıda ve ince taneli olarak gözlenmektedir. Ayrıca metabazitlerin altere yüzeyleri koyu yeşil taze yüzeyleri ise yeşil-koyu yeşil renklidir. Genellikle rekristalize kireçtaşlarıyla ardalanma sunmaktadır (Şekil 4.1.31). Bu rekristalize kireçtaşları Örenli Metamorfitleti'nin görülür en üst düzeylerini temsil etmekte ve arazide açık bej-gri renkli, masif görünümlü, karstik boşluklar içeren, bol kırıklı-çatlaklı, yer yer rekristalize olmuş ve içerisinde *Megalodont sp.* fosilleri bulunmaktadır. Beccaletto (2004) tarafından bu fosillerin yaşı Üst Triyas olarak belirlenmiştir.



Şekil 4.1.35. Çalıdağı köyü yolu üzerinde gözlenen metabazit-rekristalize kireçtaşı ardalanmasının araziden genel görünümü (Çekicinin boyu 33 cm dir).

4.1.4.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri

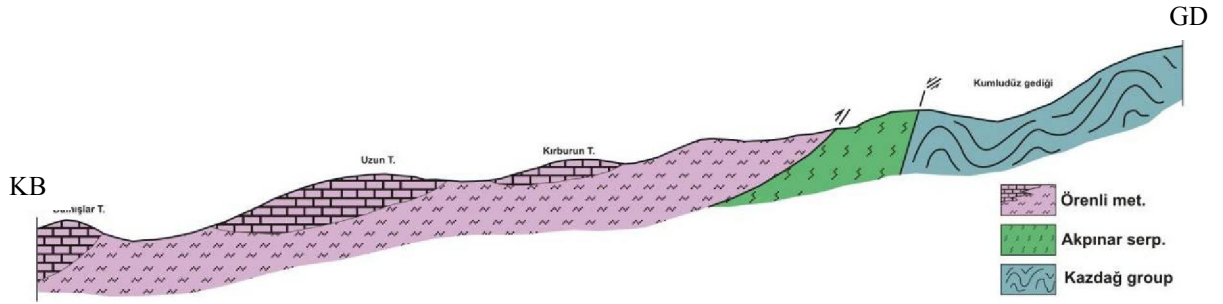
Örenli metamorfitleti inceleme alanının kuzey kesimlerinde Akpınar-Çalıdağı köyleri arasındaki yol yarmasında, Örenli ve Kızıltepe köyleri civarında bulunmaktadır. Bunun dışında güney kesimlerde ise, Çaltı köyü Yenioba Mahallesi güneyindeki Fırinyeri Tepede, Küçük Çetmi köyü Çetmibaşı Mahallesi batısındaki Harita Tepe ve Koparan Tepede ve Boztepe Mahallesi çevresinde en yaygın yüzleklerini vermektedir (Şekil 4.1.36).



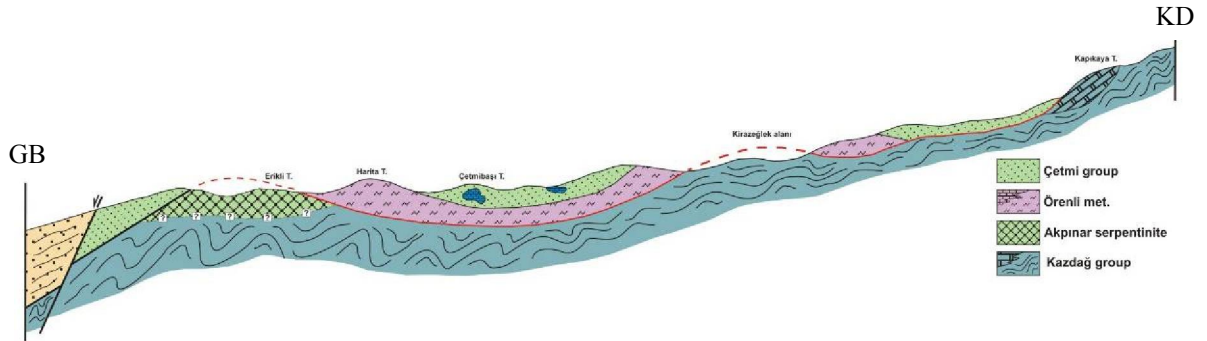
Şekil 4.1.36. Çetmi Grubu'nun altında tektonik bir dokanakla yer alan Örenli metamorfitlelerinin ayrıntılı jeoloji haritası (Tunç, 2008'den alınmıştır).

Örenli metamorfitleleri çalışma alanının kuzey kesiminde Çalıdağı köyünün güneyinde serpantinlerin üzerine tektonik olarak gelmektedir (Şekil 4.1.37). Örenli metamorfitleleri, çalışma alanının güney kesiminde ise Kiraz eğlekalanı Tepe dolaylarında direkt olarak

Kazdağ Grubu'na ait yüksek dereceli metamorfik kayalar üzerine tektonik bir dokanakla yer almaktadır. Aynı şekilde güney kesimlerde Oğlanmezarı Tepe ve Erikli Tepede yüzeyleyen granat mika şist ve eklojitlerin üzerine tektonik bir dokanakla gelmektedir. Örenli metamorfitlerinin inceleme alanının güney kesiminde Çetmi Grubu tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Şekil 4.1.38). Kuzeyde, Örenli metamorfitleri, Kazdağ Grubu'na ait kayalarla Bıçkıdere fayı boyunca tektonik bir dokanakla ayrılmaktadır. Kazdağ Grubu kayaları ile Örenli Metamorfitleri arasında ilk kez Okay ve ark. (1990) tarafından tanımlanan, bir milonit zonu bulunmaktadır. Bu milonit zonu Alakeçi milonit zonu olarak adlandırılmış ve Çetmi Grubu'na ait kayalarla Kazdağ Grubu'na ait kayalardan oluştuğu belirtilmektedir. Bu zon önceki çalışmalarda belirtildiği kadar geniş bir dağılımının olmaması ve sadece Kazdağ Grubu ile Örenli metamorfitleri dokanağını oluşturan Bıçkıdere fayı boyunca gözlenmesi sebebiyle bu çalışmada ayrı bir birim olarak ele alınmamıştır.



Şekil 4.1.37. Örenli metamorfitlerinin Çalıdağı köyü güneyinde serpantinitle olan dokanağını gösteren kesit (Kesit yeri 4.1.36'da verilmiştir).



Şekil 4.1.38. Örenli metamorfitlerinin Çetmi Grubu ve Kazdağ Grubu ile olan dokanak ilişkisini gösteren kesit (Kesit yeri 4.1.36'da verilmiştir).

4.1.5. Kazdağ Grubu

Biga Yarımadası'nda Edremit Körfezi'nin kuzeyinde yer alan yüksek dereceli metamorfik kayaların yüzlek verdiği Kazdağ metamorfik kayaları yapısal ve topoğrafik olarak bir dom şeklindedir (Şekil 4.1.1; Schuiling, 1959; Bingöl, 1969; Okay ve ark., 1990; Picket ve Robertson, 1996; Okay ve ark., 1996; Beccaletto, 2004). Bununla birlikte Kazdağ metamorfik kayaları yapısal olarak da KD-GB yönlü ve her iki yöne dalımlı antiklinoryum olarak da değerlendirilmektedir (Duru ve ark., 2004; Yücel-Öztürk, 2005).

Kazdağları'nda yüzlek veren yüksek dereceli metamorfik kayalar Yalıtırak ve Okay (2004) ve Duru ve ark. (2004) tarafından Kazdağ Grubu adı altında formasyonlara ayrılarak; Bingöl (1969), Gözler (1986), Okay ve ark. (1990), Okay ve Satır (2000b) ve Beccaletto (2004) tarafından ise Kazdağ Masifi adı altında incelenmiştir. Bu çalışmada yüksek dereceli metamorfik kayalar Kazdağ Grubu adı altında çalışılmıştır. Yaklaşık 50 km uzunluğunda 20 km genişliğinde olan KD yönelimli Kazdağ Grubu genel olarak gnays, mermer, amfibolit ve metagabrodan oluşan bir seriyle başlamakta ve bu seri mermerce zengin bir istif tarafından çevrelenmektedir. Bu birimler mermer ve amfibolit aralanmalı felsik gnays ve az oranda migmatitten oluşan birimlere geçiş gösterir (Bingöl, 1969; Gözler, 1986; Picket ve Robertson, 1996; Okay ve Satır, 2000b; Duru ve ark., 2004). Kazdağ Grubu'nun batı bölümü ise felsik gnays, kalk-silikat gnays, mermer, merccek şeklinde migmatit ve metaserpantinit aralanmasından oluşmaktadır (Şekil 4.1.39). Orta taneli gnayslar en yaygın litolojiyi oluşturmaktadır. Mermerler ise gnaysların içerisinde 20 m kalınlığında düzeyler halinde bulunmaktadır. Diopsit içeren amfibolitler gnays ve mermerlerin içerisinde birkaç metre kalınlıkta bandlar halinde yer almaktadır (Okay ve Satır, 2000b). Kazdağ Grubu'nun litostratigrafisi üzerine yapılan ayrıntılı çalışmalarda masifi oluşturan birimler alttan üste doğru üç litostratigrafik birime ayrılmasına rağmen metaofiyolitlerin istifin hangi bölümüne konulması konusunda farklı görüşler bulunmaktadır. Buna göre; Bingöl (1969, 1975) metamorfik kayaları üç birime ayırmıştır. En altta metadünit, metagabro ve amfibolitten oluşan bazik-ultrabazik seri, bu serinin üzerinde amfibolit, şist ve gnaistan oluşan seri yer almaktadır. En üstte ise mermerler bulunmaktadır. Aynı şekilde metaofiyolitleri istifin en alt bölümüne koyan Yalıtırak ve Okay (2004) ise alttan üste doğru dört stratigrafik birim ayırt etmiştir. Bunlar; metadünit, metagabro, metapiroksenit ve amfibolitten oluşan Babadağ Formasyonu, mermerlerden oluşan Sarıkız Formasyonu, mermer merccekleri içeren amfibolitlerden oluşan Kavurmacılar Formasyonu, mermer mercekli gnayslardan oluşan Altınoluk Formasyonu bulunmaktadır. Gözler ve ark. (1984) ise metaofiyolitleri istifin en üst bölümüne koyarak

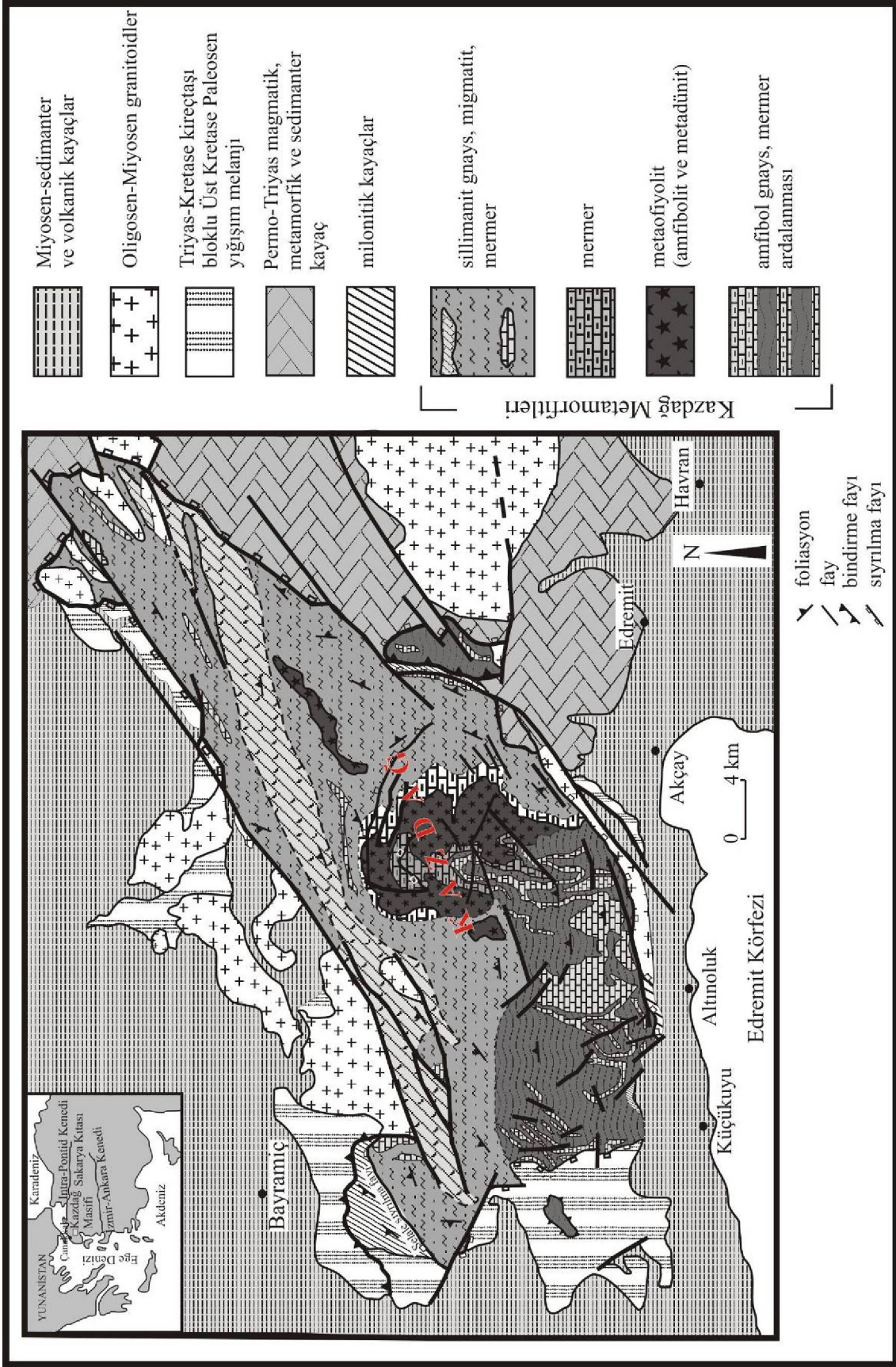
Kazdağ Grubu'nun metamorfik kayaçlarını alttan üste doğru migmatit, gnays, mermer, amfibolit ve metadünit-serpantinit olarak ayırmıştır. Ayrıca bu yüksek dereceli metamorfik kayaçların düşük dereceli metamorfik kayaçlara geçiş gösterdiğini belirtmektedir. Son olarak da Duru ve ark. (2004) metamorfik kayaçları alttan üste doğru dört formasyona ayırmıştır. Bunlar; amfibol içeren gnays ve mermerden oluşan Fındıklı Formasyonu, bu formasyon Yaltırak ve Okay (2004) in Altınoluk Formasyonu'na karşılık gelmektedir. Amfibolit ve metadünitten oluşan Tozlu Formasyonu Fındıklı Formasyonu'na ait Babadağ mermer üyesinin üzerinde yer almaktadır. Bu iki birim arasındaki dokanağın tektonik olduğu belirtilmektedir. Tozlu Formasyonu'nun üzerinde Sarıkız mermeri bulunmaktadır. Tozlu Formasyonu Yaltırak ve Okay (2004) in Babadağ Formasyonu'na karşılık gelmektedir. Sarıkız mermeri ince bir paragnays düzeyi ile başlamakta ve çört nodülleri içeren mermerlere geçiş göstermektedir. En üstte ise sillimanit içeren paragnays, migmatit, amfibolit ve mermer mercekli gnayslardan oluşan Sütüven Formasyonu bulunmaktadır (Şekil 4.1.40). Sütüven Formasyonu Yaltırak ve Okay (2004)'ın Kavurmacılar Formasyonu'na karşılık gelmektedir (Çizelge 4.1.1). Bu çalışmada Duru ve ark. (2004) tarafından verilen formasyon isimleri kullanılmıştır.

4.1.5.1. Fındıklı Formasyonu

4.1.5.1.1. Tanım ve litoloji

Fındıklı Formasyonu önceki çalışmalarda ilk kez Duru ve ark. (2004) tarafından adlandırılmıştır. Bu formasyon Yaltırak ve Okay (2004) tarafından adlandırılan Altınoluk Formasyonuna karşılık gelmektedir.

Fındıklı Formasyonu genel olarak amfibollü gnays, şist ve mermer aralanmasından oluşmaktadır. Ayrıca mermerler ile birlikte kalk-silikat düzeyleri bulunmaktadır.



Şekil 4.1.39. Kazdağ Grubu'nun geliştirilmiş jeoloji haritası (Duru ve ark., 2004'den düzenlenmiştir).

Formasyon	Üye	Litoloji	Açıklama
Sütüven			ortognays
			sillimanit içeren paragnays, migmatit
			amfibolit ve mermer mercekleri
			çört nodüllü mermer
Sarımsız Mermeri			gnays uyumsuzluk
Tozlu			amfibolit ve metadünitten oluşan metaofiyolit
Fındıklı	Babadag Mermeri		teknik iri kristalli mermer
	Altınoluk Mermeri		gözlü gnays
			amfibol gnays, mermer ve kalk-silikat gnays aralanması

Ölçeksiz

Şekil 4.1.40. Kazdağ Grubu'nun genelleştirilmiş sütun kesiti (Duru ve ark., 2004'den değiştirilmiştir).

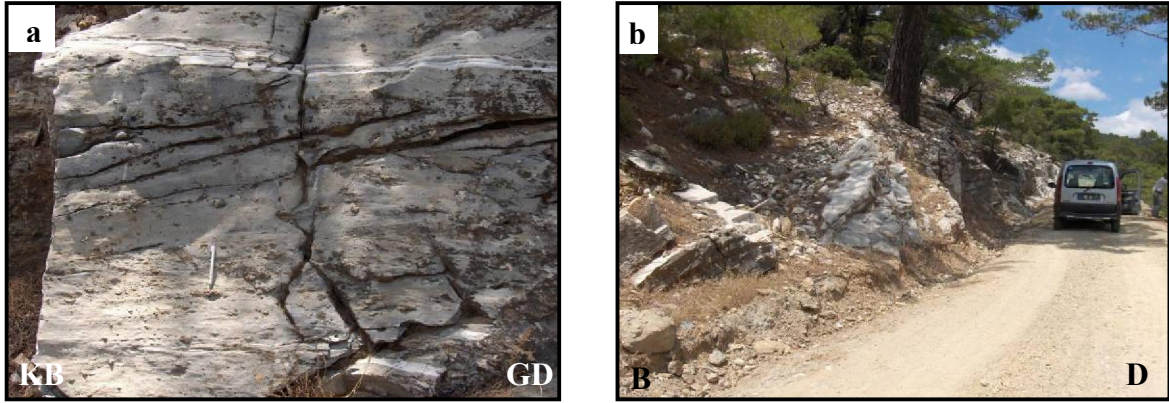
Çizelge 4.1.1. Kazdağ Grubu metamorfik kayalarının karakteristik özellikleri ile ilgili veriler

Formasyon/Bölge	Litoloji	Metamorfizma Derecesi	Referans
Kazdağ	gnays ve amfibolitten oluşan çekirdek ve bu çekirdeğin üzerinde yeralan mermer, split, fillit, metakumtaşı	yeşilşist fasiyesi	Aslaner (1965)
Kazdağ	metadünit, metagabro, piroksenit, amfibolit, paragnays, mermer, şist	yeşilşist-amfibolit fasiyesi	Bingöl (1968) Bingöl ve ark. (1975)
Kazdağ Batısı	tabanı oluşturan gnays ve mermerlerin arasında blok olarak yeralan metadünit, amfibolit, piroksenit bunların üzerinde uyumsuz olarak yeralan şist ve mermer	almandin-amfibolit fasiyesi	Gözler ve ark (1984) Gözler (1986)
Kazdağ	kalın bir mermer seviyesinin üzerinde bulunan ve Kazdağ'ın en üst seviyelerinde yeralan metadünit, metaharzburjit, metgabrodan oluşan metaofiyolit tabanda gnays, amfibolit ve bunların içerisinde mercekler şeklinde bulunan mermerler	amfibolit-granulit fasiyesi	Okay ve ark. (1990) Okay ve ark. (1996) Picket ve Robertson (1996) Okay ve Satır (2000b) Beccaletto (2004)
Alakeçi	<i>Alakeçi Milonit Zonu</i> : milonitik gnays ve serpantinit		Okay ve ark. (1990) Lips (1998) Okay ve Satır (2000b) Beccaletto (2004) Bonev ve Beccaletto (2005) Beccaletto ve Steiner (2005)
Kazdağ	amfibolit, şist, gnays		Yılmaz ve Karacık (2001) Yücel-Öztürk ve ark. (2005) Yılmaz (2007)
Babadağ formasyonu Sarıköz formasyonu Kavurmacılar fın Altınoluk formasyonu	metadünit, metagabro, metapiroksenit, amfibolit mermer mermer mercekleri içeren amfibolitler mermer mercekleri içeren gnayslar	amfibolit-granulit fasiyesi	Yaltrak ve Okay (2004)
Fındıklı formasyonu Tozlu formasyonu Sütüven formasyonu	amfibolit, gnays, mermer metadünit, amfibolit sillimanit-gnays, mermer, migmatit, amfibolit, granitik gnays	amfibolit fasiyesi	Duru ve ark. (2004)

4.1.5.1.2. Stratigrafi

Kazdağ Grubu'nun en alt kesimini oluşturan Fındıklı Formasyonu tabanda gri-beyaz renkli, orta taneli, belirgin foliasyonlu mermerler ile başlamaktadır (Şekil 4.1.41). Band ve mercekler şeklinde gnays ve şistlerle ardalanma sunan mermerlerin kalınlıkları 400-900 m

arasında değişmektedir. Ebetaşı tepenin güneybatısında Padişah pınarları yolu üzerinde bej renkli, laminalı, orta-kalın tabakalı, mikritik kireçtaşı düzeyleri gözlenmiştir (Şekil 4.1.42).



Şekil 4.1.41. a, b) Gri-beyaz renkli, belirgin foliasyonlu, çört nodüllü mermerlerin araziden genel görünümü (a: 0472935-4382735, kalemin boyu 13 cm dir; b: 0472846-4383572).



Şekil 4.1.42. Bej renkli, laminalı, mikritik kireçtaşının araziden görünümünü gösteren fotoğraf (0481264-4384396, fotoğraftaki paranın çapı 1,5 cm dir).

Beyaz renkli mermer merccklerinin içerisinde kalsit budinleri gelişmiştir (Şekil 4.1.43). Fındıklı Formasyonunun alt seviyelerinde yer alan mermerler Duru ve ark. (2004) tarafından ayrılan Altınoluk mermerine karşılı gelmektedir. Mermerler istifin üst seviyelerine doğru sarımsı kahve dış yüzey rengine sahip, taze yüzey rengi yeşilimsi beyaz,

belirgin foliasyon ve lineasyon gösteren, kırılğan, milonitik dokulu amfibol içeren gnayslara geçi göstermektedir (Şekil 4.1.44).



Şekil 4.1.43. Mermerler içerisinde gözlenen kalsit budini (0472591-4384340, fotoğraftaki paranın çapı 2,5 cm dir).



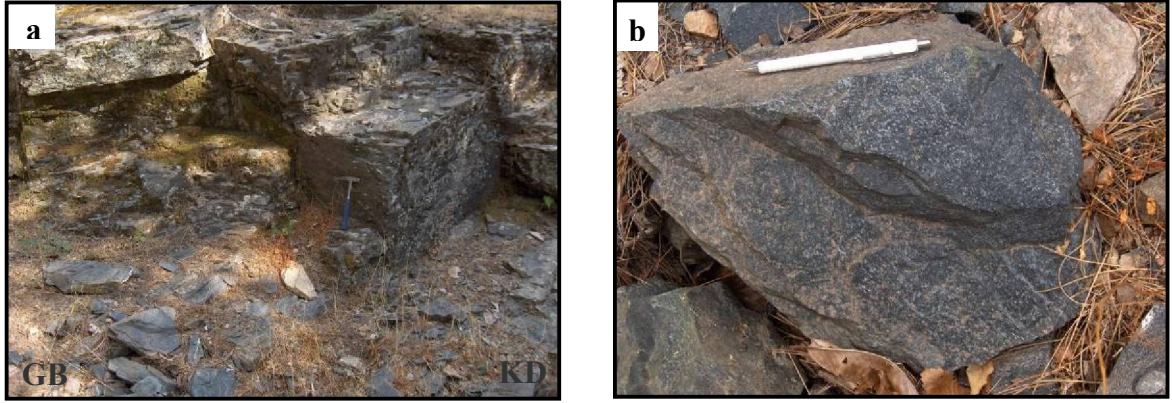
Şekil 4.1.44. Mermerle arđalanma sunan milonitik dokulu amfibol içeren şistlerin araziden genel görünümü (0479413-4384677, fotoğraftaki paranın çapı 2,5 cm dir).

Şistler mikaca zengin olup içerisinde uzun, çubuksu, yeşil renkli amfibol mineralleri gözlenmektedir. Bu amfibol mineralleri kayaç içerisinde lineasyonu oluşturmaktadır. Ayrıca kayaç içerisinde boyutları 0,3-0,5 cm olan feldspat porfiroblastları gözle ayırt edilebilmektedir. Amfibol içeren şistler kendi içerisinde yer yer çok ince yapraklanma ve kalın yapraklanma seviyeleri göstermektedir (Şekil 4.1.45). Mermerlerle olan dokanağa yakın yerlerde kalkşistler gözlenmektedir.



Şekil 4.1.45. Kaba foliasyon ve ince foliasyon gösteren amfibol şistlerin araziden genel görünümü (0473371-4385989, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).

Mermer ve amfibol şistlerle ardalanma gösteren amfibolitler yeşilimsi siyah renkli, ince-orta kristalli, kaba foliasyona sahiptir (Şekil 4.1.46). Yer yer ince yapraklanma gösteren amfibolitler genellikle sert ve dayanımlı yapılarıyla dikkat çekmektedir. Amfibolitlerde makroskobik olarak gözle ayırt edilebilen beyaz renkli plajyoklas mineralleri bulunmaktadır. Amfibolitler genellikle 100-150 m kalınlıklara sahiptir. Amfibolitlerde ilksel kayacı gösterebilecek kalıntı dokular gözlenmemektedir.



Şekil 4.1.46. a) Yeşilimsi siyah renkli, kaba foliasyonlu amfibolitlerin arazi görünümü (0493081-4392299, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir), b) amfibolitlerin yakından görünümü (0493721-4391901, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).

Mermer-amfibollü şist ve amfibolit araldanmasına ek olarak yeşil-gri renkli, genellikle masif, orta taneli ve oldukça dayanımlı kalk-silikat düzeyleri bulunmaktadır (Şekil 4.1.47).



Şekil 4.1.47. Yeşil renkli, orta kristalli kalk-silikatların yakından görünümü (0473200-4383582, fotoğraftaki paranın çapı 2,5 cm dir).

İstifin en üst seviyelerine gidildikçe amfibolit-kalkşist ve en üst seviyelerde mermer yer almaktadır. Bu durum özellikle Zeybektaş tepe ve Çıplak tepe çevresinde net olarak

gözlenmektedir. Fındıklı Formasyonunun en üst seviyelerinde yer alan mermerler beyaz renkli, belirgin foliasyonlu, orta-iri kristalli ve şeker dokulu yapıya sahiptir (Şekil 4.1.48). Bu mermerler Duru ve ark. (2004) tarafından Fındıklı Formasyonunun Babadağ mermer üyesi olarak tanımlanmıştır.



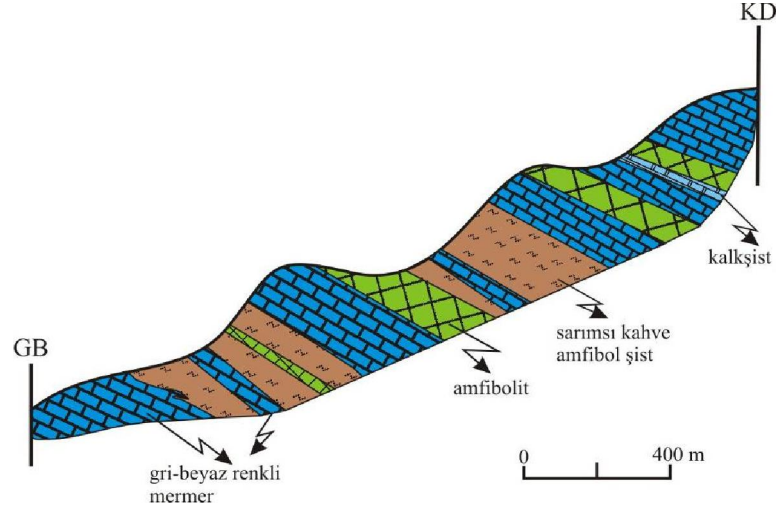
Şekil 4.1.48. Çıplak tepenin güneyinde gözlenen beyaz renkli, iri kristalli mermerler (0486682-4395448, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).

4.1.5.1.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri

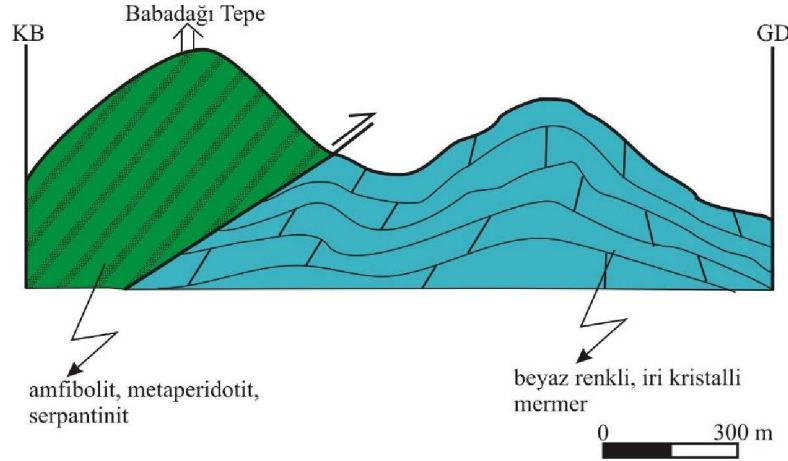
Fındıklı Formasyonuna ait mermer-şist-amfibolit ardalanmasının en tipik mostraları Altınoluk ilçesinin, Narlı ve Avcılar köyünün kuzey kesimlerinde, Fındıklı, Zıgın ve Mıhlı dere çevresinde, Zeybektaş tepe, Damla tepe, Çıplak tepe, Şahinkalesi tepe, Adakaya tepe civarında vermektedir. En alt seviyelerde yer alan ve genellikle mercerler şeklinde gözlenen mermerler en tipik olarak Narlı köyünün kuzeybatısında, Adadağı tepe ve Kuyu dere boyunca yayılım sunmaktadır.

Fındıklı Formasyonunun alt seviyelerinde baskın olarak mermer-şist ardalanması gözlenirken istifin üst seviyelerine doğru amfibolit seviyeleri artmaktadır. Mermer-şist ardalanması arasındaki dokanak uyumlu ve geçişli bir dokanaktır. Üst seviyelerde amfibolit-kalkşist ardalanması ve bunun üzerine uyumlu olarak mermer gelmektedir (Şekil 4.1.49). Özellikle Zeybektaş tepede mermer-şist ardalanması ve daha seyrek olarak amfibolit ardalanmasından farklı olarak amfibolit-kalkşist ardalanması yaygın olarak gözlenmektedir. Bu bölgede bu istifin üzerine tektonik bir dokanakla Sütüven

Formasyonuna ait granitik gnayslar gelmektedir. Kazdağ zirvesinde Babadağı tepe civarında Fındıklı Formasyonunun en üst seviyelerini oluşturan mermerlerin üzerine tektonik dokanakla Tozlu Formasyonuna ait metaofiyolitler gelmektedir (Şekil 4.1.50).



Şekil 4.1.49. Fındıklı Formasyonunda gözlenen mermer-şist-amfibolit ardalanmasını gösteren enine jeolojik kesit.



Şekil 4.1.50. Fındıklı Formasyonuna ait mermerler ile Tozlu Formasyonuna ait metaofiyolitik kayalar arasındaki tektonik dokanak ilişkisini gösteren kesit.

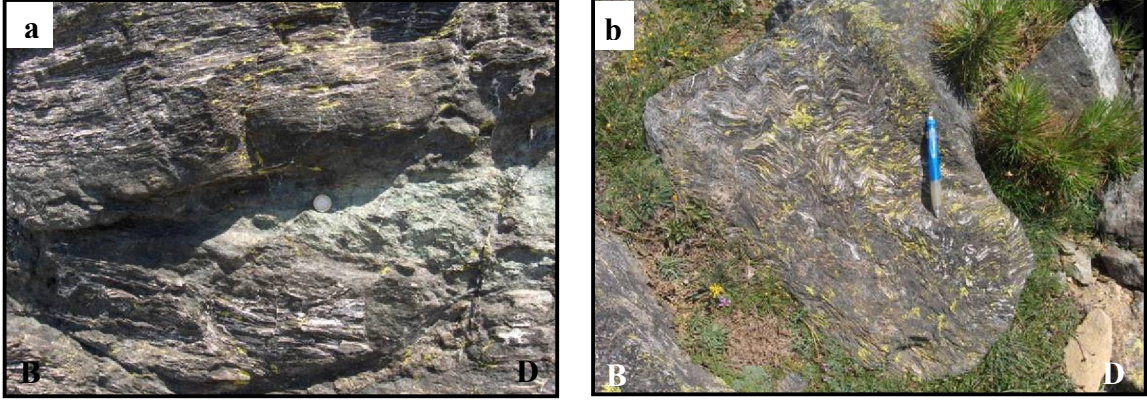
4.1.5.2. Tozlu Formasyonu

4.1.5.2.1. Tanım ve litoloji

Önceki çalışmalarda bu birim ilk kez Bingöl ve ark. (1975) tarafından Tozlu Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Kazdağların zirvesinde yayılım sunan Tozlu Formasyonu başlıca amfibolit, metadümit, metaperidotit ve serpantinitten oluşmaktadır (Şekil 4.1.51). Amfibolitler Tozlu Formasyonunun baskın litolojisini oluşturmaktadır.

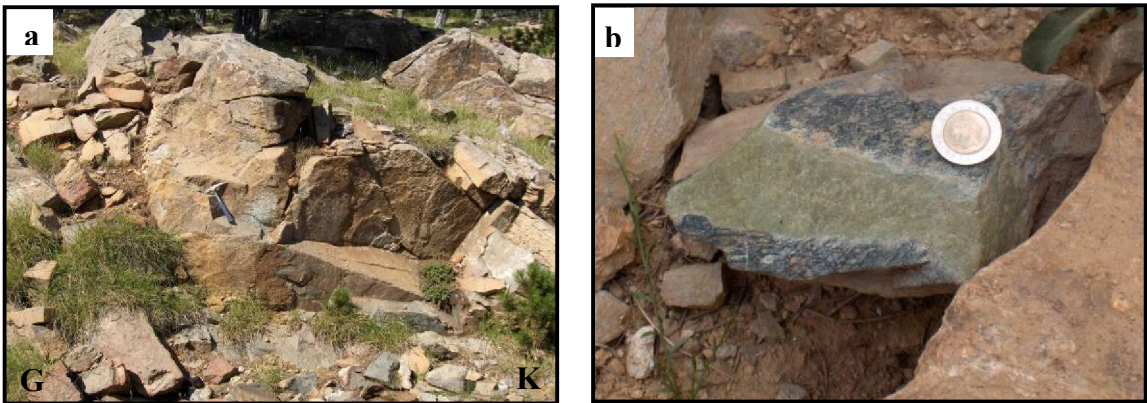
4.1.5.2.2. Stratigrafi

Tozlu Formasyonunun baskın litolojisini oluşturan amfibolitler siyah renkli, iri kristalli, bantlı yapıda ve izoklinal kıvrımlar içermektedir (Şekil 4.1.52). İri kristalli amfibolitlerin içerisinde plajiyoklas ve hornblend mineralleri net bir şekilde gözle ayrılabilir.

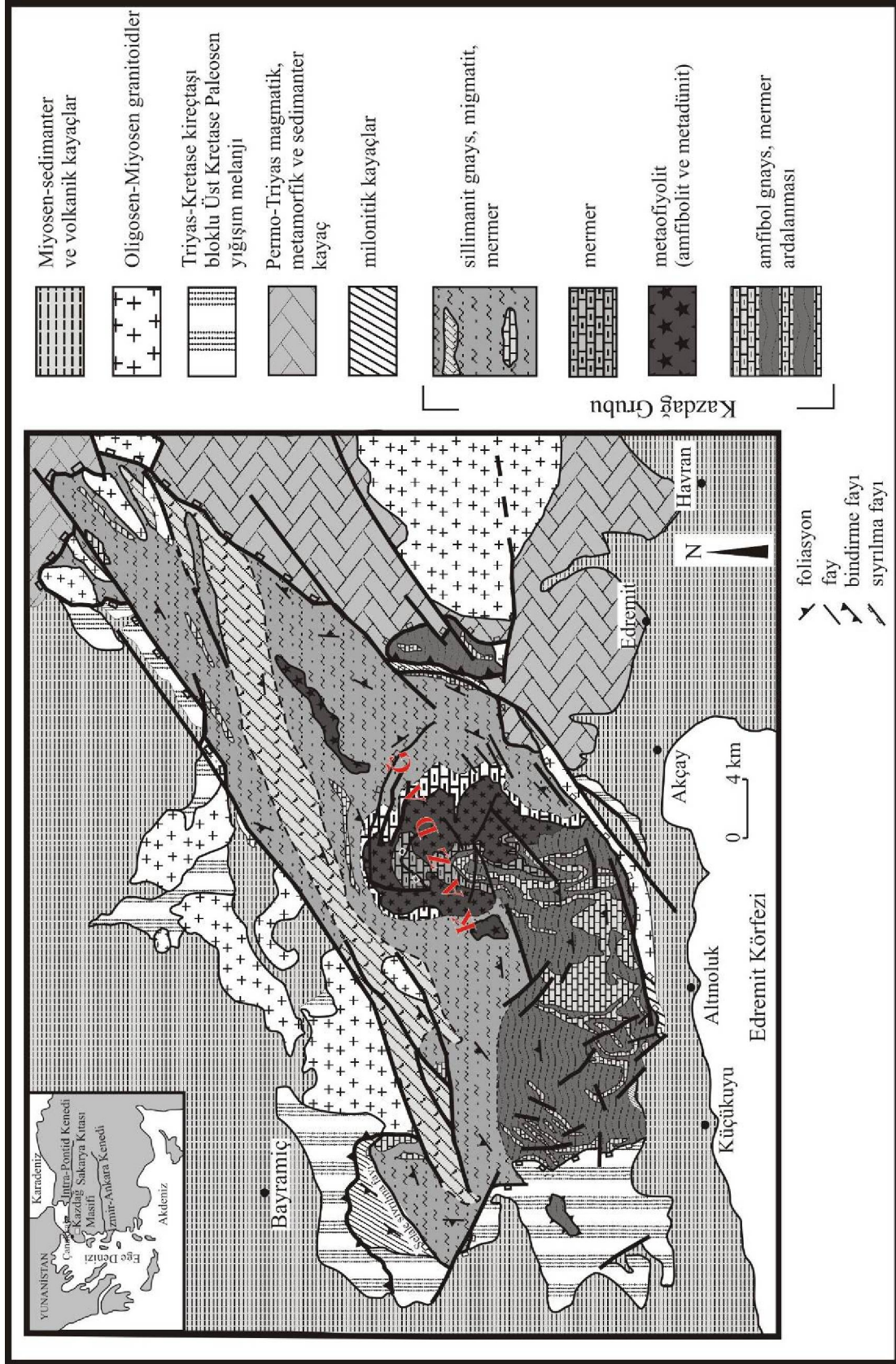


Şekil 4.1.52. a) Siyah renkli, bantlı yapı sunan amfibolitlerin yakından görünümü (0489175-4396280, fotoğraftaki paranın çapı 2,5 cm dir), b) Amfibolitlerde gözlenen izoklinal kıvrımlanma (0488412-4394569, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).

Amfibolitlerle ardalanma sunan metadünitler arazide dış yüzey rengi kirli sarı, taze yüzey rengi yeşil, masif yapıda gözlenmektedir ve içerisinde olivin mineralleri gözle ayrılmaktadır. Metadünitlerin çevresinde amfibolit fasiyesi metamorfizmasından kaynaklanan amfibolit zonları gelişmiştir (Şekil 4.1.53).



Şekil 4.1.53. a) Masif yapı sunan metadünitlerin araziden genel görünümü (0489887-4395807, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir), b) Metadünitlerin çevresinde gelişen amfibolit zonu (0483343-4392738, fotoğraftaki paranın çapı 2,5 cm dir).



Şekil 4.1.51. Kazdağ Grubu'nun ayrıntılı jeolojik haritası (Duru ve ark., 2004'den düzenlenmiştir).

Amfibolit ve metadünitlerle birlikte bulunan metaperidotitler siyah renkli, belirgin foliasyonlu ve bantlı yapıya sahiptir (Şekil 4.1.54). Beyaz renkli olan kısımlarda plajioklas mineralleri gözle ayrılmaktadır.

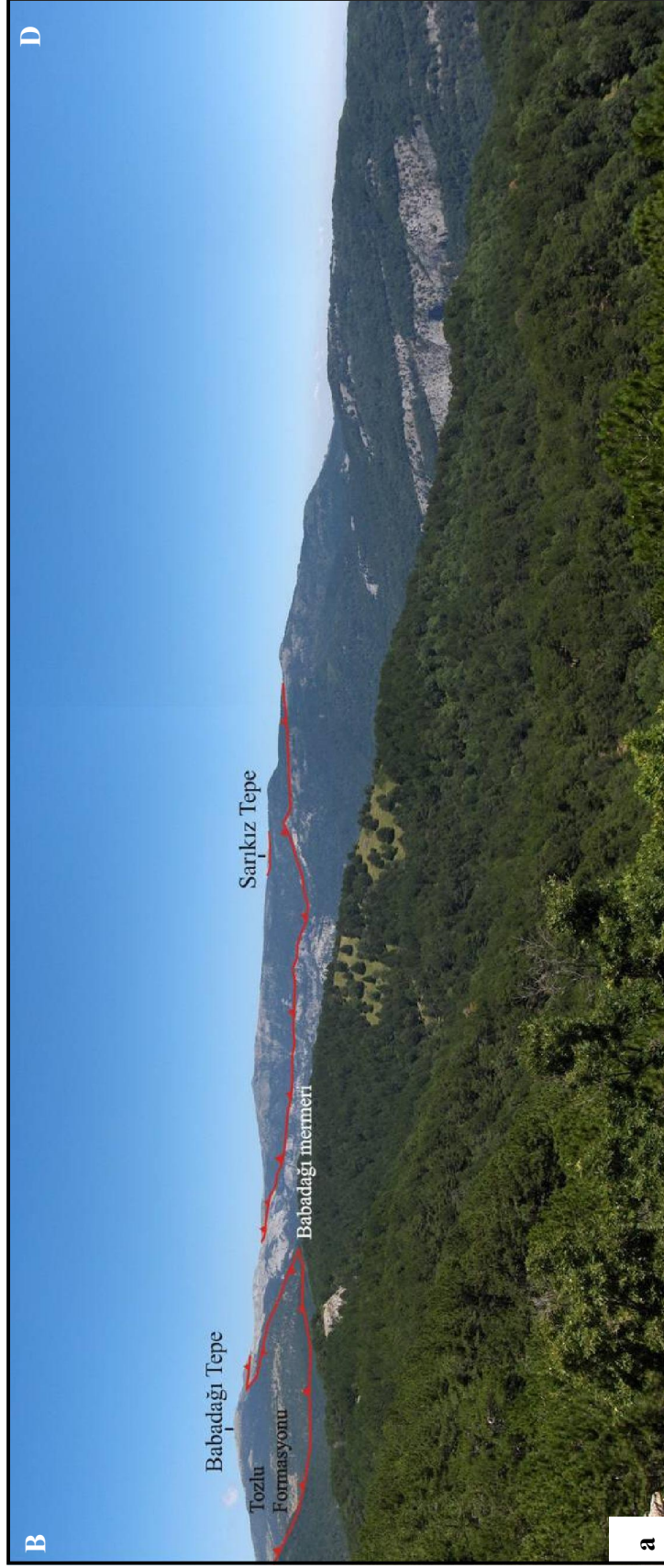


Şekil 4.1.54. Siyah renkli, bantlı yapı sunan metaperidotitlerin araziden genel görünümü (0488783-4394834, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).

4.1.5.2.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri

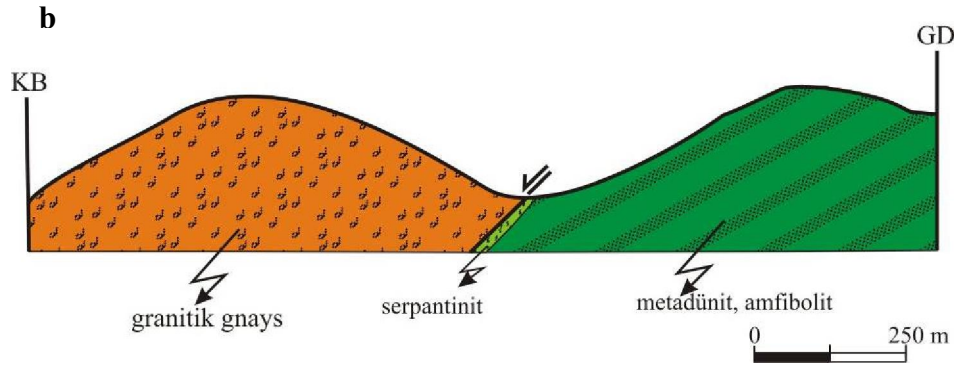
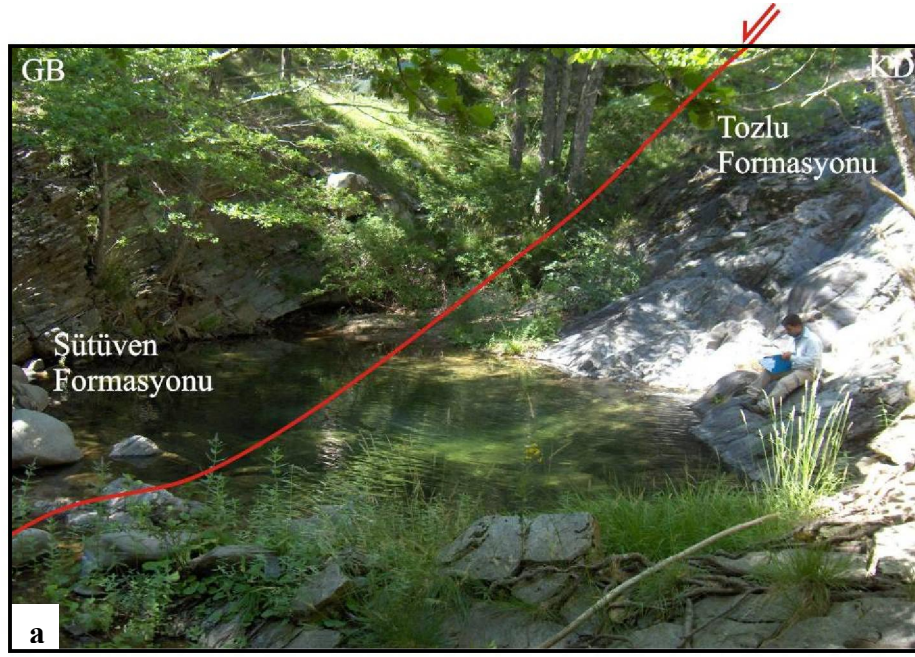
Tozlu Formasyonuna ait metaofiyolitler Kazdağı'nın zirvesinde geniş yayılım sunmaktadır. Amfibolitler genellikle Kırklar tepe, Kalabak tepe ve Tavşan oynağı tepe çevresinde yüzlek vermektedir. Metadünitler, Karataş tepe ve Babadağı tepede bulunmaktadır. Serpantinitler ise Kazdağı'nın zirvesinde Sarıkız tepesine giden yol üzerine yer almaktadır.

Tozlu Formasyonuna ait amfibolitler Karataş tepenin güneyinde metadünitlerle dokanaktadır. İnceleme alanında Tozlu Formasyonu beyaz renkli, iri kristalli mermeri (Babadağı mermeri) tektonik olarak üzerlemektedir (Şekil 4.1.55). Arazi verilerine göre Tozlu formasyonu mermer üzerine bindirme fayı ile üzerlemekte fakat bindirme fayı birimler metamorfizma geçirmeden önce olmuştur. Tozlu Formasyonunun üzerine uyumsuz bir dokanakla Sarıkız mermeri gelmektedir. Düden alanının güneyinde Tozlu Formasyonu, istifin en üstünde yer alan Sütüven Formasyonu ile doğrudan dokanak halindedir (Şentürk ve Ünlü, 2009). Bu iki formasyon arasındaki dokanak tektonik olup ileri derecede ezilme zonu gözlenmektedir (Şekil 4.1.56). Serpantinitler tektonizma nedeniyle metadünitlerden itibaren dönüşmüştür.



Şekil 4.1.55. a) Tozlu Formasyonu ile Babadağ mermeri arasındaki tektonik dokanak ilişkisini gösteren fotoğraf (0482315-4388117),

b) İki formasyon arasındaki tektonik ilişkiyi gösteren kesit.



Şekil 4.1.56. a) Sütüven Formasyonuna ait granitik gnayslar ile Tozlu Formasyonuna ait serpantinit, metadünitlerle olan tektonik dokanak ilişkisi (0483785-4394078, fotoğraftaki adamın boyu 170 cm dir), b) İki formasyon arasındaki dokanak ilişkisini gösteren kesit.

4.1.5.3. Sarıkız mermeri

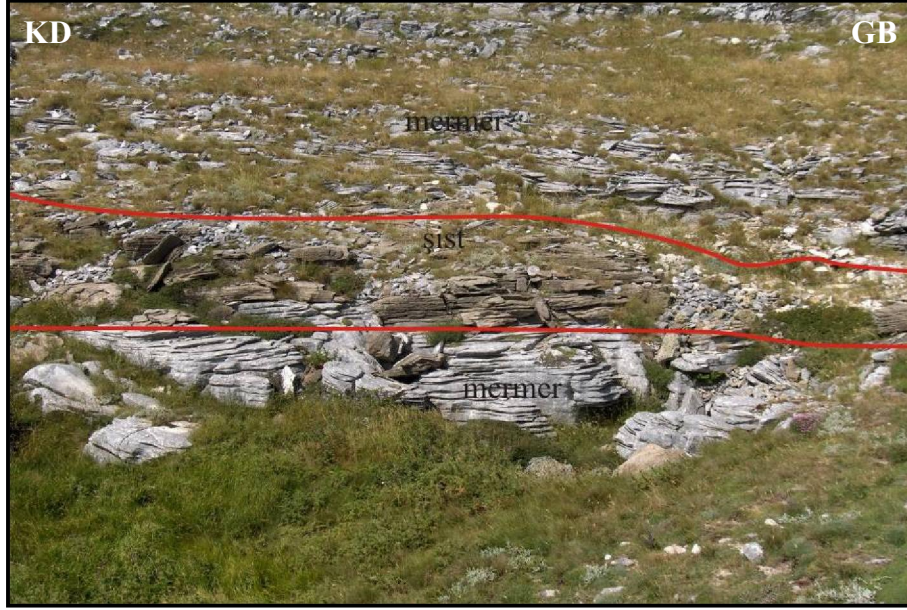
4.1.5.3.1. Tanım ve litoloji

Bu birim önceki çalışmalarda Bingöl ve ark. (1975) tarafından Sarıkız mermeri olarak adlandırılmıştır. Sarıkız mermeri gnaysik şist-mermer aralanmasından oluşmaktadır.

4.1.5.3.2. Stratigrafi

Sarıkız mermeri, Sarıkız tepede tabanda ince bir şist düzeyi ile başlamakta ve metaofiyolitlerin üzerine gelmektedir. Bu şist düzeyi yaklaşık 20-40 m kalınlığa sahiptir ve

üste doğru dereceli olarak mermerlere geçiş göstermektedir (Şekil 4.1.57). Baskın litolojiyi oluşturan mermerler ise dış yüzeyi sarımsı renkte, taze yüzeyi beyaz renkli, ince-orta taneli, belirgin foliasyonludur (Şekil 4.1.58).



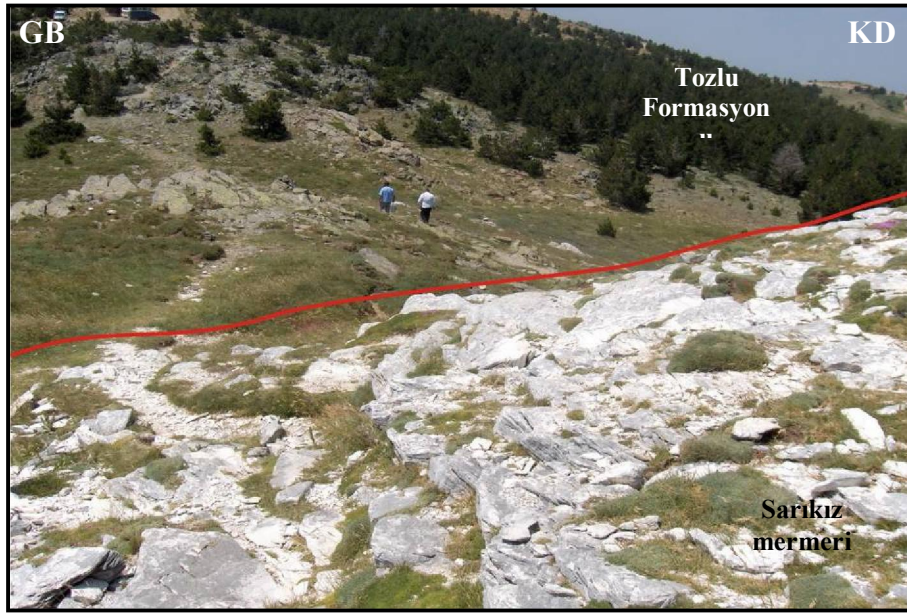
Şekil 4.1.57. Sarıkız mermeri içerisinde bulunan şist düzeyi (0389095-4393855).



Şekil 4.1.58. Sarımsı beyaz renkli, ince-orta taneli ve belirgin foliasyonlu Sarıkız mermerinin araziden genel görünümü (0491627-4394580, fotoğraftaki çekiçin boyu 33 cm dir).

4.1.5.3.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri

Sarıkız mermeri en tipik yüzleklerini Sarıkız tepe, Nenekırı tepe, Kuş tepe, Susuz tepe ve Harman tepe çevresinde vermektedir. Sarıkız mermeri metaofiyolitlerin üzerine uyumsuz bir dokanakla gelmektedir (Şekil 4.1.59). Tozlu yayla sırtının kuzeyinde metaofiyolitlerden türemiş taban çakıltaşları saptanmıştır. Sarıkız mermeri Sütüven Formasyonu tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Duru ve diğ., 2004; Şentürk ve Ünlü, 2009).



Şekil 4.1.59. Sarıkız mermeri ile Tozlu Formasyonu arasındaki dokanak ilişkisini gösteren fotoğraf (0489120-4393818).

4.1.5.4. Sütüven Formasyonu

4.1.5.4.1. Tanım ve litoloji

Kazdağ Grubu'nun en üst seviyelerini oluşturan ve büyük bir bölümü granitik gnayslardan oluşan bu birim ilk kez Duru ve ark. (2004) tarafından adlandırılmıştır. Önceki çalışmalarda bu formasyon Bingöl (1968, 1969) tarafından adlandırılan “silisli-alüminyumlu seriye” yada Bingöl ve ark. (1975) tarafından adlandırılan “Bozağaçtepe formasyonuna” karşılık gelmektedir.

Sütüven Formasyonu başlıca granitik gnaystan ve daha az oranda amfibolit ve mermer merceklerinden oluşmaktadır. Bunların dışında migmatizasyon Sütüven Formasyonu içerisinde yaygın bir şekilde gözlenmektedir.

4.1.5.4.2. Stratigrafi

Sütüven Formasyonunun baskın litolojisini oluşturan granitik gnayslar sarımsı kahve renkli, ince-orta taneli, belirgin foliasyonlu yapıya sahiptir (Şekil 4.1.60). Granitik gnayslarda hornblend, mika ve feldspat mineralleri gözle ayrıt edilebilmekte ve kayacın dokusunu oluşturmaktadır. Granitik gnayslar deformasyona bağlı olarak bazı bölgelerde çok ince yapraklanma kazanarak bantlı gnays görünümü kazanmıştır. Bu bantlı gnaysları kesen çok sayıda makaslama çatlakları mevcuttur.

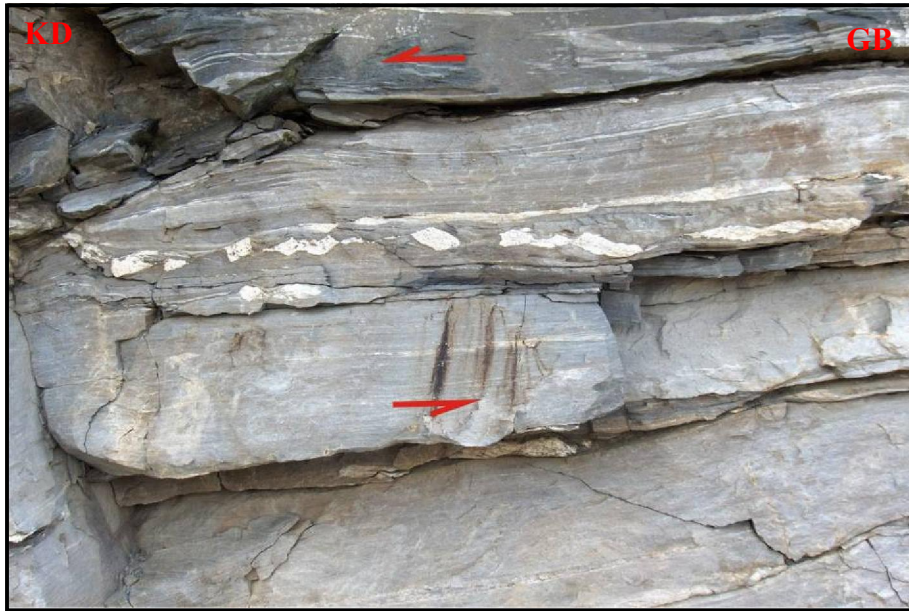


Şekil 4.1.60. Sarımsı kahve renkli, belirgin foliasyonlu granitik gnaysların arazide yakından görünümü (0483489-4392217, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).

Granitik gnayslar Sütüven Formasyonu içerisinde daha az oranda bulunan amfibolit ve mermer mercekleri içermektedir. Amfibolit mercekleri 40-60 m kalınlığında, siyah renkli, ince-orta taneli, iyi foliasyonlu olarak yer almaktadır. Bu amfibolitler ilksel sedimanter istif içerisindeki bazik kısımlara karşılık gelmektedir. Mermer mercekleri ise beyazımsı gri renkli, orta-iri taneli, bantlı yapıda ve yaklaşık 100-150 m kalınlıkta bulunmaktadır. Sütüven Formasyonu içerisinde özellikle Kapıdağ tepede ve Ayı deresinde migmatitler gözlenmektedir. Bu migmatitler gri renkli, ince taneli, iyi foliasyonlu yapıya sahip olup gnaysların kısmi ergimesiyle oluşmuştur (Şekil 4.1.61). Migmatitlerin içerisinde yaygın olarak deformasyon nedeniyle feldspat budinleri gelişmiştir (Şekil 4.1.62). Bu feldspat budinleri hareket yönü için oldukça iyi bir veri oluşturmaktadır. Migmatitlerdeki feldspat budinlerinde saptanan hareket yönü KD ya doğrudur.



Şekil 4.1.61. Kapıdağ tepede yüzlek veren gri renkli, ince taneli migmatitlerin genel görünümü (0493081-4392634, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).

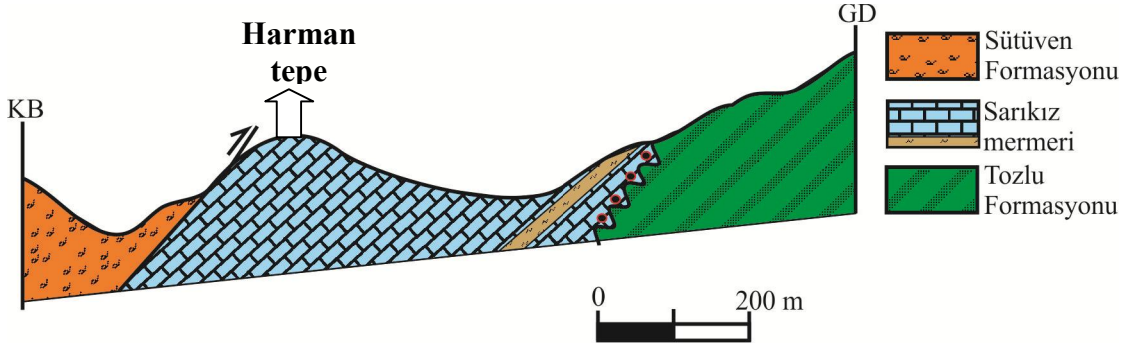


Şekil 4.1.62. Kapıdağ tepede yüzlek veren migmatitler içerisinde gözlenen deformasyon nedeniyle gelişmiş feldspat budinleri (0493130-4392670).

4.1.5.4.3. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri

Sütüven Formasyonuna ait birimler en yaygın olarak Karaçam tepe, Karakoç tepeleri, Kapıdağ tepe, Gedik tepe, Çeyiz deresi ve Ayı deresi çevresinde gözlenmektedir. Kazdağ Grubu'nun en üst seviyelerini oluşturan Sütüven Formasyonu, Tozlu Formasyonu

ve onun üzerinde bulunan Sarıkız mermeri üzerine tektonik bir dokanakla gelmektedir (Şekil 4.1.63). Kazdağ Grubu'nun en alt seviyesinde bulunan Fındıklı Formasyonu üzerine ise yine tektonik bir dokanakla gelmektedir. Sütüven Formasyonu özellikle kuzey kesimlerde Oligo-Miyosen magmatik kayaları tarafından kesilmektedir.



Şekil 4.1.63. Sütüven Formasyonu ile Sarıkız mermeri arasındaki dokanak ilişkisini gösteren kesit.

4.1.6. Denizgören Ofiyoliti

4.1.6.1. Tanım ve litoloji

Biga Yarımadası'nın batısında yer alan ve büyük bölümü serpantinleşmiş ultrabazik kayalardan oluşan ofiyolitik topluluk Okay (1987), Okay ve ark. (1990) tarafından Denizgören ofiyoliti; Bilgin (1999) tarafından ise Ezine ofiyoliti olarak adlandırılmıştır.

Bölgede tipik bir ofiyolitik istifeye ait kayalar tektonizma ve ileri derecede serpantinleşme nedeniyle gözlenmemektedir. Denizgören ofiyoliti serpantin ve amfibolitlerden oluşmaktadır. Serpantinler arazide açık yeşil, koyu yeşil, morumsu siyah renkli olup sert, masif yapılarıyla kolaylıkla tanınabilmektedir (Şekil 4.1.64). İçerisinde kayma yüzeyleri ve makaslama çatlakları yaygın olarak gözlenmektedir. Amfibolitler ise arazide siyah renkli, iri kristalli ve masif yapıda gözlenmektedir.

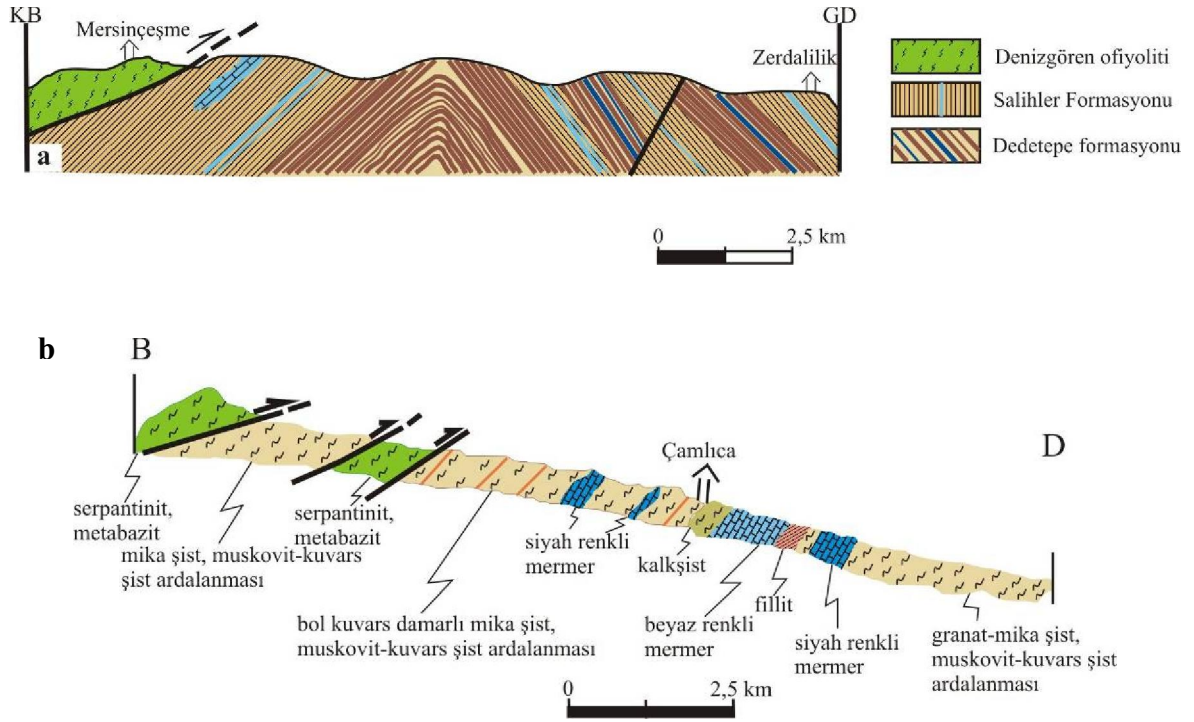


Şekil 4.1.64. Ahlatoba köyü yolu üzerinde yüzlek veren morumsu yeşil renkli lisfenitleşmiş serpantinitlerin araziden genel görünümü (0442433-4410550, fotoğraftaki çekicinin boyu 3 cm dir).

4.1.7.2. Genel yayılım ve dokanak ilişkileri

Denizgören ofiyolitinin en iyi yüzlekleri Denizgören köyü ve çevresinde, Ovacık ve Mersinçeşme köylerinin batısında, Karadağ ve Çamköy'ün doğusunda, Uludağ tepe, Kızılcaören köyü, Ahlatoba köyünün batısında ve Çanakkale – Ezine karayolu üzerinde gözlenmektedir.

Denizgören ofiyoliti Çamlıca Grubu'ndan tektonik olarak Ovacık fayıyla (Okay ve Satır, 2000a) ayrılmaktadır. Ovacık fayı ters bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Uludağ tepe, Mersinçeşme köyü ve Denizgören köyleri arasındaki alanda yüzlek veren serpantinitler Çamlıca Grubu'nun Salihler formasyonu ve Dedetepe formasyonu ile tektonik dokanaklıdır (Şekil 4.1.65). Dokanağına yakın yerlerde yaygın olarak asbest ve lisfenitleşme gözlenmektedir. Denizgören ofiyolitinin içerisinde Çamlıca Grubu'na ait tektonik dilimler bulunmaktadır. Bu tektonik dilimler şistlerden oluşmaktadır. Serpantinitlerin bu tektonik dilimlerle olan dokanağı tektonizmadan dolayı oldukça ezilmiş bir kuşak olarak gözlenmektedir (Şekil 4.1.66). Ayrıca Ezine Grubu'nun üzerinde tektonik bir dokanakla yer alan Denizgören ofiyolitinin tabanında amfibolitler bulunmaktadır. Bu amfibolitler Denizgören ofiyolitinin yerleşmesi sırasında ofiyolit ile birlikte gelmiştir ve taban amfiboliti şeklinde gelişmiştir (Beccaletto, 2004).



Şekil 4.1.65. a) Mersinçeşme köyünün güneyinde fillitler üzerine, b) Çamlıca köyünün güneybatısında şistler üzerine tektonik olarak gelen serpantinitlerin konumunu gösteren kesit.



Şekil 4.1.66. Serpantinitlerin şistlerle olan dokanağında tektonizmadan dolayı meydana gelen şiddetli ezilme nedeniyle yapraklanma kazanan serpantinitler (0456711-4429379, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).

4.1.7. Karabiga Plütönu

Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yer alan Karabiga ve çevresinde geniş alanlarda yüzlek veren magmatik kayalar granit, granodiyorit bileşiminde olup ileri derecede alterasyona uğramıştır. Çetmi Grubu intrüzif olarak Orta Eosen yaşlı Karabiga plütönu tarafından kesilmektedir (Beccaletto ve ark., 2007). Arazide grimsi sarı renkte gözlenen bu tür kayalarda makroskobik olarak kuvars ve feldspat mineralleri gözle ayırt edilebilmektedir.

4.1.8. Evciler Plütönu

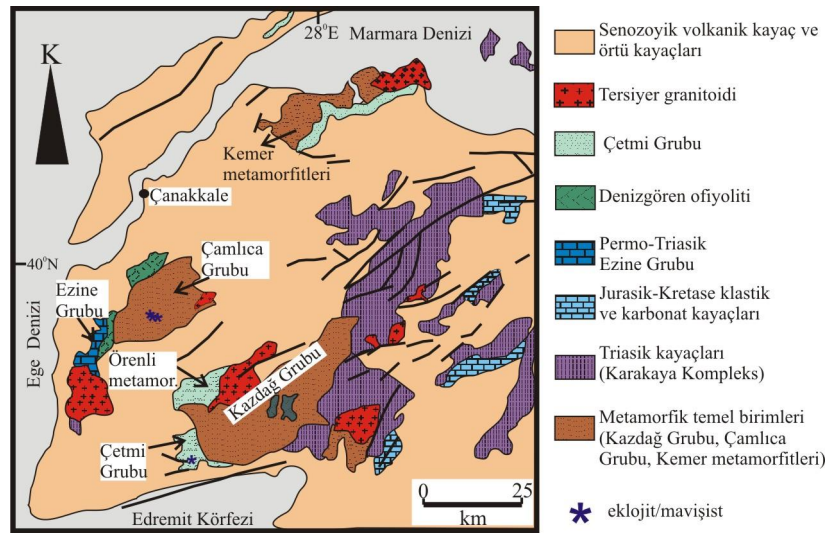
Öngen (1978) tarafından tanımlanan Evciler plütönu, Kazdağlarının kuzeyinde yer alan elips biçimli ve kalkalkalen karakterde bir plütöndür. Kazdağ domuna ve Alakeçi makaslama zonuna paralel şekilde, kabaca KD-GB yönünde uzanır ve mineralojik bileşimi monzodiyoritten kuvarsdiyorite ve granodiyorite değişmektedir (Okay ve Satır, 2000b). Evciler Plütönu'nun yaşı Rb/Sr metoduna göre $25\pm 0,3$ My olarak belirtilmiştir (Birkle, 1992). Kazdağ Grubu, Alakeçi makaslama zonu ve Çetmi Grubunu kesen 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, Yücel-Öztürk ve ark., 2005).

4.1.9. Neojen yaşlı volkanik ve sedimanter kayalar

Biga Yarımadası'nda yüzlek veren tüm metamorfik kayalar Neojen yaşlı volkanik ve sedimanter kayalar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

4.2. Kaya Birimlerinin Petrografisi ve Metamorfizması

Biga Yarımadası'nda yayılım sunan metamorfik kayalar kuzeyden güneye doğru farklı alanda, yedi farklı metamorfik grup halinde yer almaktadır (Şekil 4.2.1). Bunlar; i) Kemer metamorfileri, ii) Çamlıca Grubu, iii) Ezine Grubu, iv) Denizgören ofiyoliti, v) Yüksek basınç/düşük sıcaklık metabazik kayaları, vi) Örenli metamorfileri ve vii) Kazdağ Grubu'dur. Bu bölümde Biga Yarımadası'nda yüzlek veren metamorfik birimlerin petrografik özellikleri ve metamorfizması anlatılacaktır.



Şekil 4.2.1. Biga Yarımadası'nın metamorfik temellerini gösteren genelleştirilmiş jeoloji haritası (Okay ve Satır, 2000b'den değiştirilmiştir).

4.2.1. Kemer metamorfileri

Biga Yarımadası'nın görünür temellerinden biri olan Kemer Metamorfilerinin makroskobik, petrografik özellikleri ve mineralojik bileşimleri birlikte değerlendirildiğinde genel olarak metamorfik temel; muskovit-kuvars şist, klorit-muskovit-kuvars şist, albit-epidot-klorit şist, granat-albit şist, kalkşist, metabazit ve mermerlerden oluşmaktadır.

4.2.1.1. Muskovit-kuvars şist

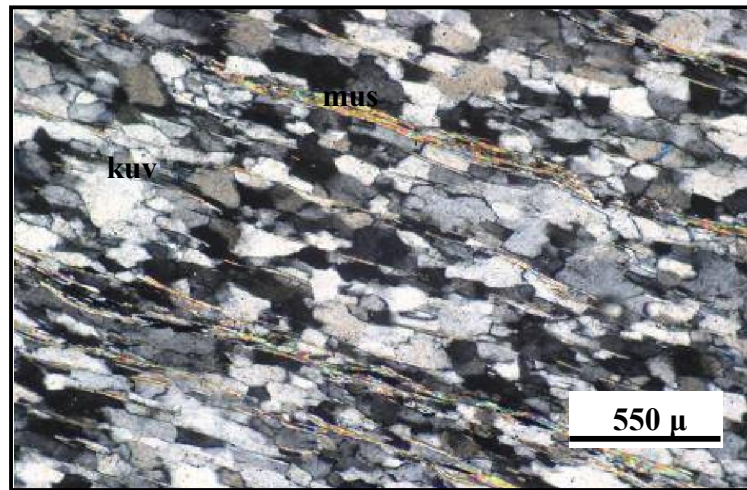
Kemer Metamorfilerinin en yaygın litolojisini oluşturan muskovit-kuvars şistler baskın olarak Kemer köyünde ve Değirmendere köyü çevresinde gözlenmektedir. Muskovit-kuvars şistler, muskovit ve kuvarsa zengin olup kuvvetli şistoziteleriyle karakterize olmaktadır. Muskovit-kuvars şistlerin petrografik incelemeler sonucunda

saptanan genel mineral bileşimleri ve ortalama yüzde değerleri Çizelge 4.2.1 de verilmektedir.

Çizelge 4.2.1. Çalışma alanında gözlenen muskovit-kuvars şistlere ait tipik örneklerin genel mineral bileşimleri ve ortalama yüzde değerleri

Örnek no	10-31	10-48	10-82	10-84
Mineral (%)				
Kuvars	54	56	53	55
Muskovit	33	34	35	34
Klorit	9	6	8	7
Biotit	1	1	1	1
Kalsit	2	2	2	2
Zirkon	1	1	1	1
Toplam	100	100	100	100

Kayaç içerisinde ana minerali oluşturan kuvarslar girintili-çıkıntılı dokanak halindedirler. Muskovit-kuvars şistlerde ikinci ana mineral muskovittir. Muskovitler yüksek girişim renkleri ve şistoziteye paralel uzanımıyla karakteristiktir. Kalsitler poligonal şekilli, polisentetik ikizli olup rekristalizasyon geçirmişlerdir. Muskovit-kuvars şistlerde muskovit minerallerinin yönlemesinden kaynaklanan en yaygın doku türü olarak lepidoblastik doku gelişmiştir (Şekil 4.2.2).



Şekil 4.2.2. Muskovit-kuvars şistlerde gözlenen lepidoblastik doku. Muskovit mineralleri şistozite yönünde dizilmişlerdir (mus: muskovit, kuv: kuvars; çift nikel).

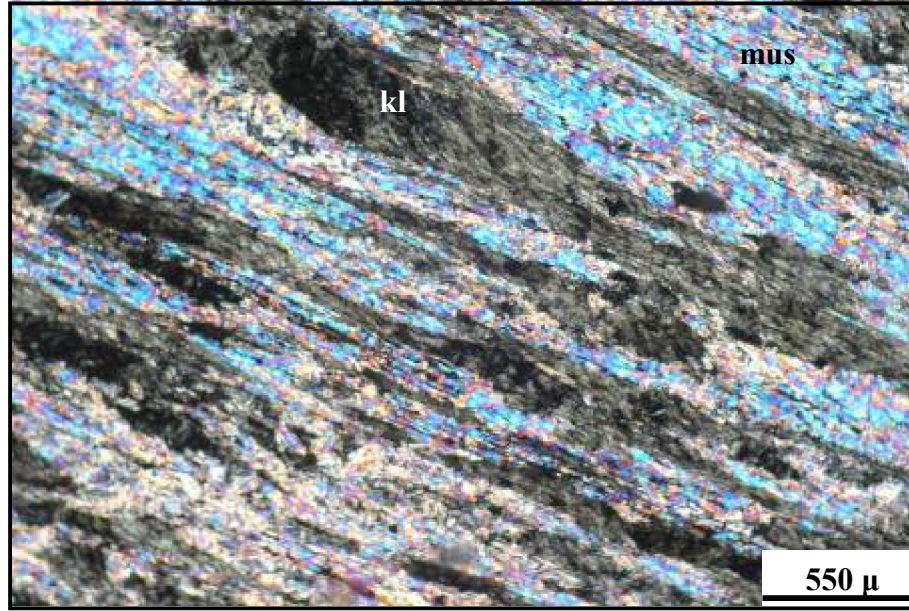
4.2.1.2. Klorit-muskovit-kuvars şist

Klorit-muskovit-kuvars şistler genel olarak Kemer köyü güneyinde gözlenmektedir. Kayada, klorit minerallerinden kaynaklanan yeşil renk hakimdir. Klorit-muskovit-kuvars şistlerin mikroskopik çalışmalar sonucunda saptanan genel mineral bileşimleri klorit + muskovit + kuvars + kalsit ± zirkon ± sfen olarak belirlenmiştir (Çizelge 4.2.2).

Kayacın mineral bileşiminde ana bileşeni oluşturan kuvarlar gri, sarımsı beyaz renkte, öz şekilsiz ve sınırları düzensiz olarak gözlenmektedir. Mikroskop altında kloritler birbirine paralel ve şistozite yönünde dizilmişlerdir. Açık yeşil pleokroizmasıyla belirgin olan kloritler çift nikolde grimsi yeşil renkli, lifsi ve saç örgüsü şeklindedir. Mika minerallerinden olan muskovit düzensiz, ince ve çubuksu kristaller şeklinde birbirine paralel dizilim gösterirler. Çift nikolde pembe, mavi girişim renkleriyle karakterize olmaktadır. Kloritlerle birlikte kayaçta şistoziteyi oluştururlar. Kalsitler ise alterasyon ürünü olup, ikincil olarak oluşmuştur. Aksesuar minerali olarak gözlenen zirkonlar şistozite yönünde sıralanmış olup oldukça küçük kristaller halinde gözlenmektedir. Yüksek rölyefi ve yüksek girişim renkleriyle kolaylıkla tanınabilirler. Klorit-muskovit-kuvars şistlerde yaygın olarak muskovit ve klorit minerallerinin yönlenmesinden kaynaklanan lepidoblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.3).

Çizelge 4.2.2. Klorit-muskovit-kuvars şistlere ait tipik örneklerin mineral bileşimi ve ortalama yüzde değerleri

Örnek no	10-50	10-58	10-60	10-70
Mineral (%)				
Kuvars	49	50	52	48
Muskovit	31	32	28	32
Klorit	15	12	15	16
Kalsit	4	5	4	3
Zirkon	1	1	1	1
Toplam	100	100	100	100



Şekil 4.2.3. Klorit-muskovit-kuvars şistlerde klorit ve muskovit minerallerinden kaynaklanan lepidoblastik doku (kl: klorit, mus: muskovit; çift nikol).

4.2.1.3. Albit-epidot-klorit şist

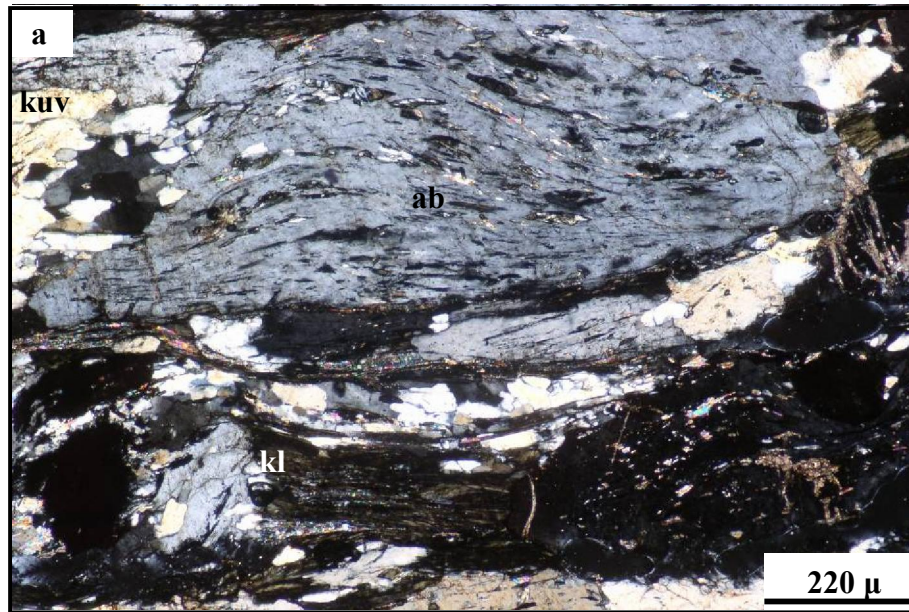
Çalışma alanında albit-epidot-klorit şistler genellikle Bekirli köyü çevresinde ve Değirmencik-Kemer köyü yolu üzerinde yayılım sunmaktadır. Kaya içerisinde 0,2-0,4 mm boyutuna sahip albit mineralleri net olarak gözlenmektedir. Mikroskobik incelemeler sonucunda albit-epidot-klorit şistlerin genel mineral bileşimleri ve ortalama yüzde değerleri Çizelge 4.2.3 de verilmektedir.

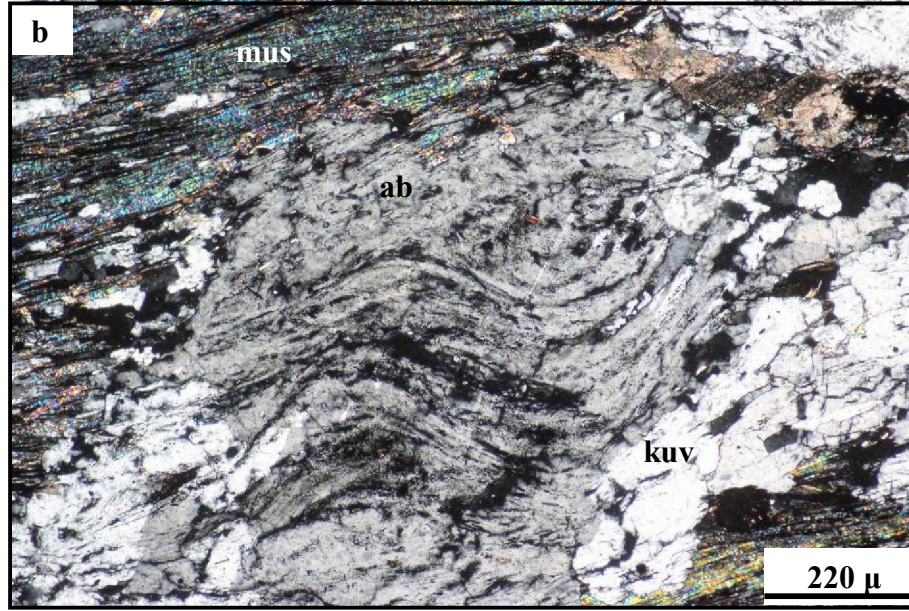
Çizelge 4.2.3. Albit-epidot-klorit şistlere ait tipik örneklerin mineral bileşim ve ortalama yüzde değerleri

Örnek no	10-07	10-08	10-37	10-46
Mineral (%)				
Klorit	35	34	36	34
Epidot	30	28	30	32
Albit	24	26	22	27
Kuvars	6	5	5	2
Muskovit	3	5	5	3
Biotit	2	2	2	2
Kalsit	<1	<1	<1	<1

Zirkon	<1	<1	<1	<1
Sfen	<1	<1	<1	<1
Toplam	100	100	100	100

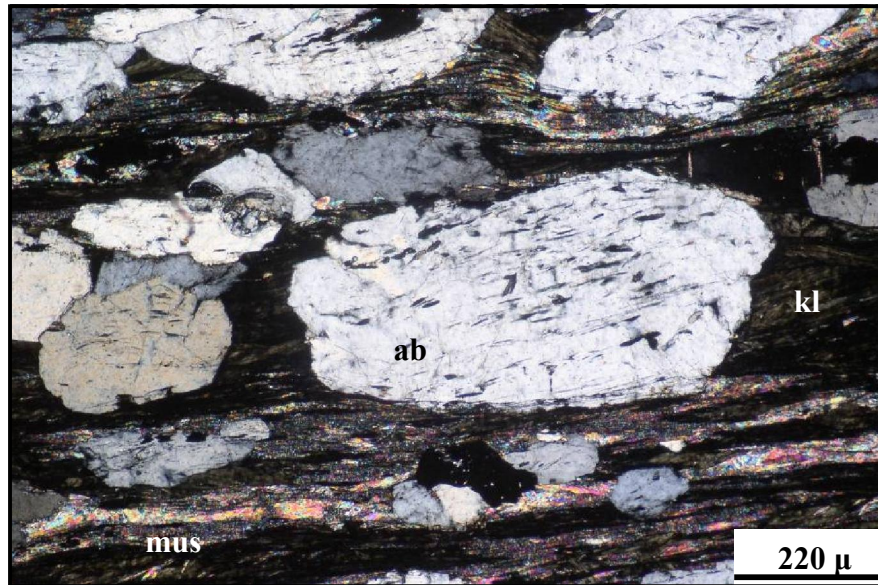
Kayaç bileşiminde ana bileşeni oluşturan epidotlar sarımsı yeşil, mavi renkli küçük kristaller halinde olması, tek yönde dilinimi ve yüksek rölyefiyle karakterize olmaktadır. Bazı epidot kristalleri ve albit kristalleri kayaçta yaygın olarak gözlenen porfiroblastları oluşturmaktadır. Kayaç içerisinde deformasyonla eş yaşlı olarak büyümüş sin-tektonik albit porfiroblastları gözlenmektedir (Şekil 4.2.4). Albitler, mikrolitik muskovit ve klorit inklüzyonları içermektedir. Bu mineral inklüzyonları kayaç içerisinde ana foliasyon düzlemlerine paralel dizilim gösterirler. Albit porfiroblastları yarı öz şekilli olup muskovit ve kloritlerle sarılmışlardır. Bazı örneklerde albit porfiroblastları son metamorfizmada deformasyon nedeniyle rotasyona uğramış ve yeni gelişen foliasyon tarafından çevrelenmiştir. Kayaç içerisinde kloritler şistozite yönünde lifsi kristaller şeklinde dizilim göstermektedir. Kloritlerin büyük bir çoğunluğu biyotit ve muskovitten dönüşmüştür (Şekil 4.2.5). Kuvars mineralleri çoğunlukla renksizdir. Kuvarlar küçük kristalli, düzensiz sınırlı ve öz şekilsiz olarak dağılım gösterirler. Kayaç içerisinde muskovit ve klorit minerallerinden kaynaklanan lepidoblastik doku, albit porfiroblastlarından kaynaklanan porfiroblastik doku gözlenmektedir.





Şekil 4.2.4. a, b) Albit-epidot-klorit şistlerde gözlenen sin-tektonek albit porfiroblastları (ab: albit, mus: muskovit, kuv: kuvars; çift nikol).

Porfiroblastlar içerisindeki kapanımların boyutları, kapanlanma sırasındaki matriksi oluşturan minerallerin boyutlarını yansıtır. İlerleyen metamorfizmanın ilk aşamasında, kristal boyutlarının genelde ince olması nedeniyle porfiroblastlardaki inklüzyonlarda ufak kristallerden oluşur (Passchier ve Trouw, 2005).



Şekil 4.2.5. Albit ve muskovit minerallerinden kaynaklanan porfiroblastik ve lepidoblastik doku. Muskovit minerallerinin çoğu klorite dönüşmüştür (kl: klorit, ab: albit, mus: muskovit; çift nikol).

4.2.1.4. Granat-mika şist

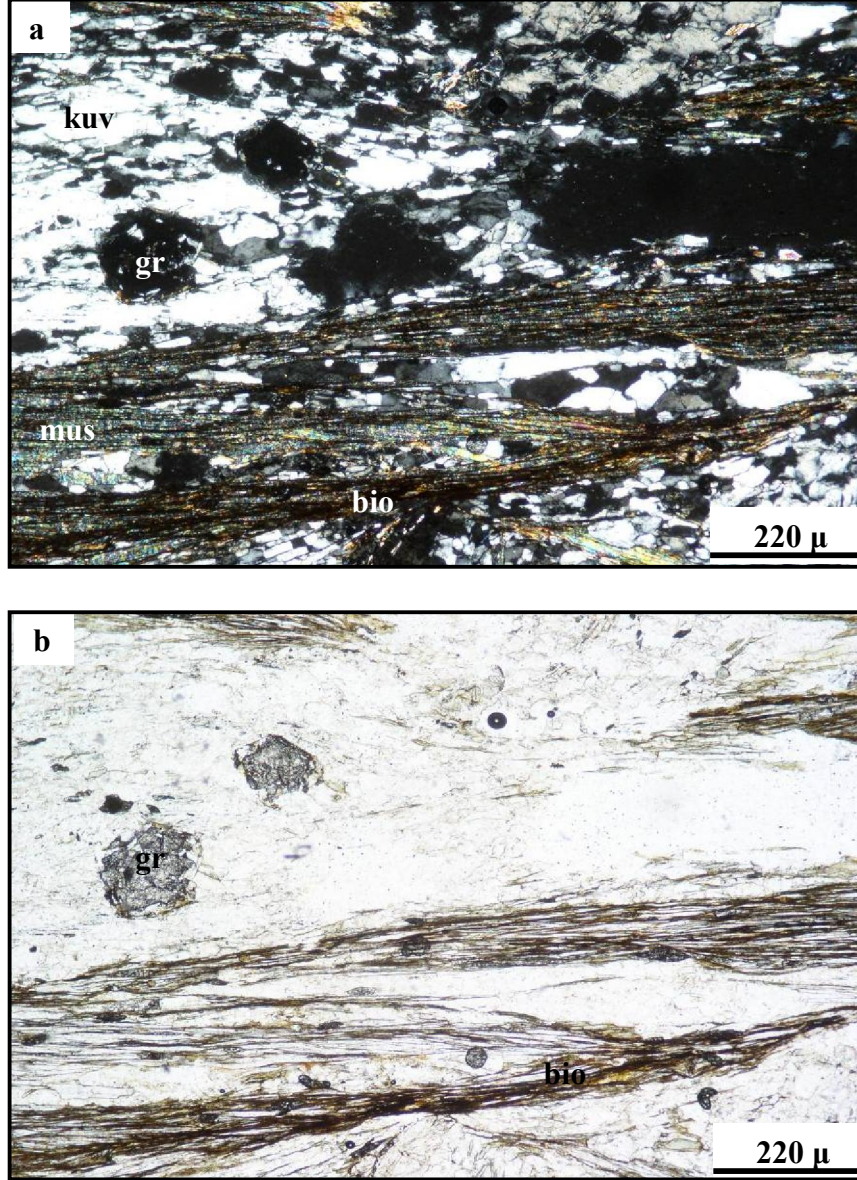
Granat-mika şistler çalışma alanında genel olarak Bekirler köyünün batısında ve Ayıtdere köyünün kuzey batısında yüzlek vermektedir. Mikroskobik çalışmalar sonucunda kayacın genel mineral bileşimi granat+kuvars+biyotit+muskovit+albit+klorit+epidot olarak saptanmıştır (Çizelge 4.2.4). Kalsit, zirkon ve sfen kayaç içerisinde eser olarak bulunmaktadır.

Çizelge 4.2.4. Granat-mika şistlere ait tipik örneklerin mineral bileşim ve ortalama yüzde değerleri

Örnek no	10-52	10-53	10-55
Mineral (%)			
Granat	15	20	28
Kuvars	35	32	30
Muskovit	10	12	10
Biotit	8	10	10
Klorit	14	6	12
Albit	10	15	5
Epidot	8	5	5
Toplam	100	100	100

Granat-mika şistler makroskobik olarak kahverenginin tonlarında, ince-orta tane boylu olup baskın olarak granat, muskovit, biyotit ve kuvars minerallerinden oluşmaktadır. Granatlar kaya üzerinde gözle görülebilecek iriliktir. Bu tür şistlerin en belirgin minerali granattır. Granatlar genelde küçük taneler halinde, yarı özşekilli ve kuvars kapanımları içermektedir. Bazı granatların çevresi biyotit ve muskovit mineralleri tarafından sarılmıştır. Granatlar kenarlarından itibaren klorite dönüşmüşlerdir (Şekil 4.2.6). Granat-mika şistlerde yaygın olarak bulunan kuvarslar genellikle eş boyutludur. Kuvarslar sınırları düzensiz ve dalgalı sönmeleriyle kolaylıkla tanınırlar. Mika minerallerinden biyotit kahverengi pleokroizmasıyla, muskovit ise canlı girişim renkleriyle birbirinden kolaylıkla ayrılmaktadır. Kloritler çoğunlukla granat ve muskovitin geri dönüşümü sonucunda oluşmuşlar ve lifsi, saçak yapısıyla belirgindirler. Kayacın içerisinde yaygın olarak gözlenen bir diğer mineral de albittir. Genellikle öz şekilsiz, küçük kristaller şeklinde, çift nikelde grimsi, beyazımsı rengiyle kolaylıkla tanınmaktadır (Şekil 4.2.6). Granat-mika

şistlerde iki farklı doku gözlenmektedir. Birincisi mika minerallerinin yönlenmelerinden kaynaklanan lepidoblastik doku, ikincisi ise granat minerallerinin oluşturduğu porfiroblastik dokudur (Şekil 4.2.6).



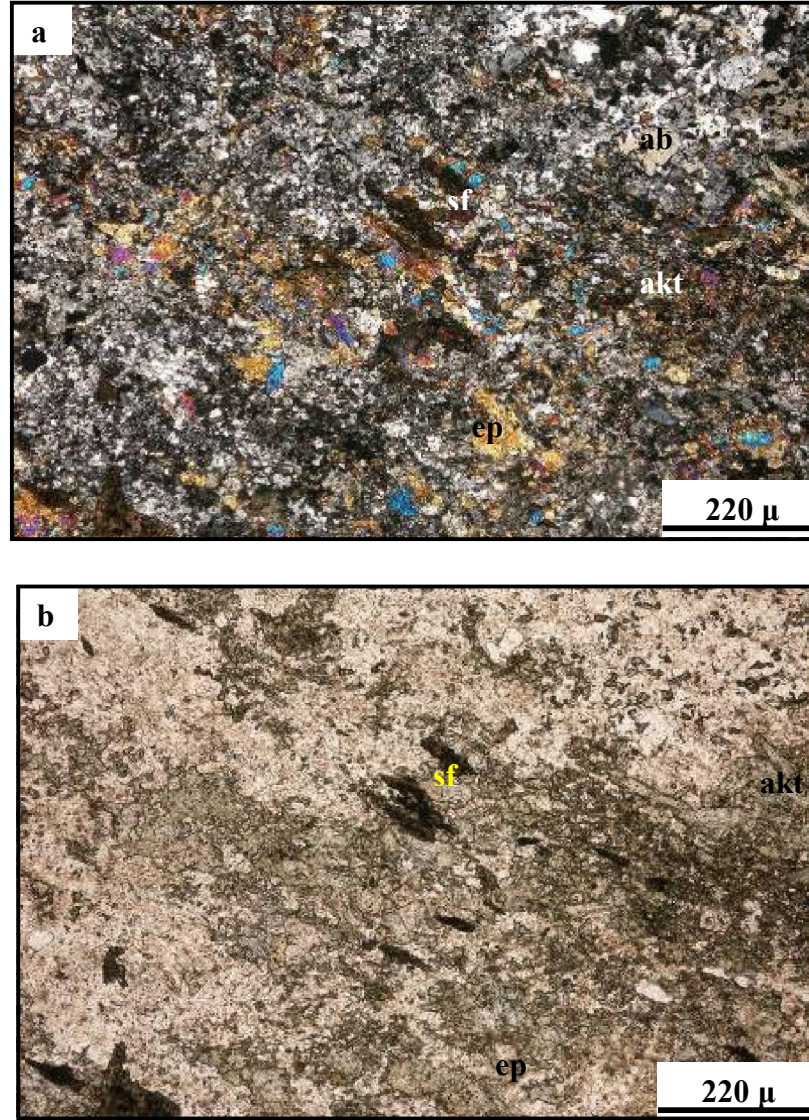
Şekil 4.2.6. a, b) Granat-mika şistlerde gözlenen porfiroblastik ve lepidoblastik doku (gr: granat, mus: muskovit, bio: biotit, kuv: kuvars; a: çift nikol, b: tek nikol).

4.2.1.5. Metabazitler

Metabazitler çalışma alanında genel olarak Otlukdere köyünün kuzeyinde, Ayıtdere köyü yolu üzerinde ve Devret deresi boyunca yüzlek vermektedir. Mikroskobik incelemeler sonucunda metabazitlerin genel mineral bileşimleri ve ortalama yüzde

değerleri kuvars % 30-35, epidot % 20-25, albit % 10-15, klorit % 5-10, granat % 3-5, aktinolit %1-2 ve sfen % <1 olarak saptanmıştır.

Kayacın büyük bir bölümünü oluşturan kuvarslar renksiz, küçük kristaller halinde ve düzensiz sınırlı olarak gözlenmektedir (Şekil 4.2.7). Epidotlar sarı, pembe, mavi girişim renklerine sahip ve yüksek rölyefiyle diğer minerallerden kolaylıkla ayrılmaktadır. Albit mineralleri bol miktarda kuvars inklüzyonu içermektedir. Kayaç içerisinde az miktarda bulunan aktinolitler genellikle çift nikolde yeşilimsi renkte, çubuksu olarak gözlenirken tek nikolde açık yeşilden koyu yeşile değişen pleokroizmasıyla karakterize olmaktadır. Aksesuar minerali olan sfen ise küçük kristaller halinde kahverengi girişim renkleriyle ve yüksek rölyefiyle kolaylıkla tanınmaktadır.



Şekil 4.2.7. a, b) Metabazitlerin genel mineral bileşimini gösteren mikroskop görüntüleri (ab: albit, ep: epidot, akt: aktinolit, sf: sfen; a: çift nikol, b: tek nikol).

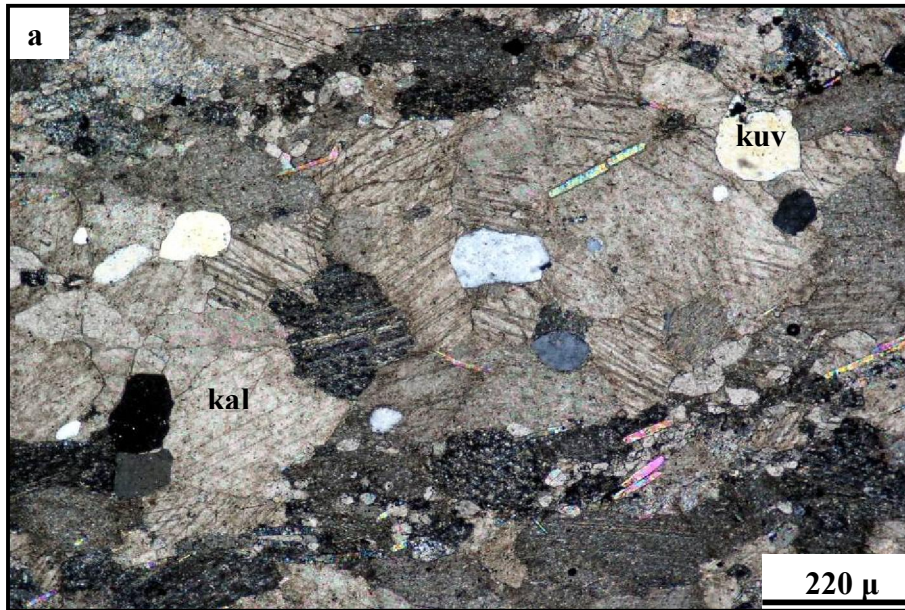
4.2.1.6. Mermerler ve kalkıştler

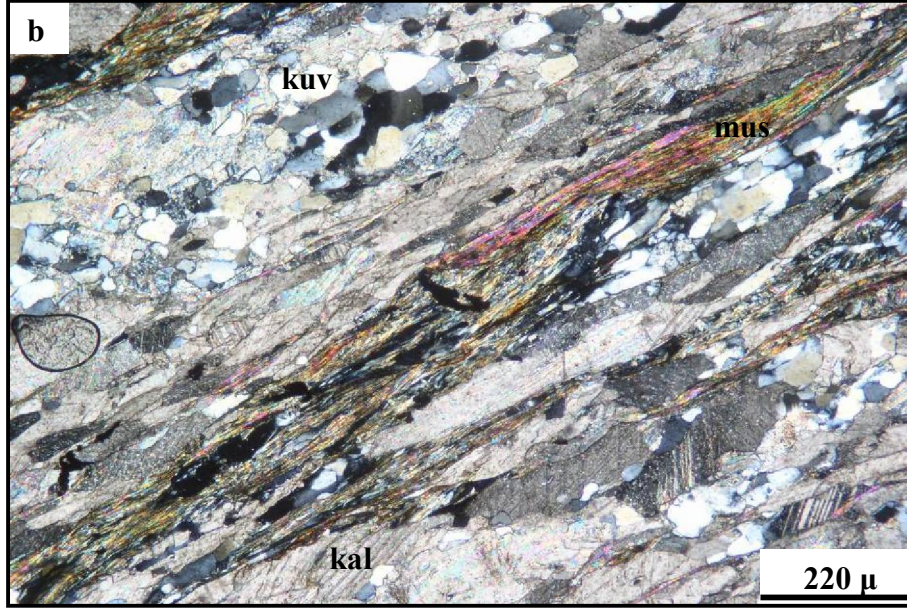
Mermer ve kalkıştler çalışma alanında Kemer köyü içerisinde Bodrum burnunda ve Değirmencik köyü girişinde gözlenmektedir. Mermerlerin genel mineral bileşimleri ve ortalama yüzde değerleri kalsit % 70-75, muskovit % 15-20, kuvars % 5-10 ve opak mineraller ise eser olarak saptanmıştır.

Kayaç bileşiminde minerallerin büyük çoğunluğunu oluşturan kalsitler polisentetik ikizli olup açık kahverengi, sarımsı renkte ve eş boyutludur. Muskovit ve kuvars ise kalsit minerallerinin arasında birbirinden bağımsız kristaller halinde bulunmaktadır. Mermerlerde eş boyutlu kalsit minerallerinden kaynaklanan granoblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.8a).

Şistlerden mermerlere doğru geçiş seviyelerinde bulunan kalkıştlerin genel mineral bileşimleri ve ortalama yüzde değerleri kalsit % 50-55, kuvars % 30-35, muskovit % 10 ve klorit % 5 olarak saptanmıştır.

Kalkıştleri oluşturan ana minerallerden olan kalsit eş boyutlu ve genellikle orta büyüklüktedir. Muskovitler uzun, çubuksu kristaller şeklinde klorit ve kuvarsla birlikte bulunurlar. Muskovitlerin bir kısmı klorite dönüşmüş olarak gözlenmektedir. Şistoziteye paralel dizilim gösteren kuvarslar öz şekilsiz, dalgalı sönme gösteren küçük kristaller şeklinde bulunmaktadır. Muskovit ve klorit minerallerinin kayaçta paralel dizimleri şistozitenin gelişmesine neden olmuştur. Kalkıştlerde mika minerallerinden kaynaklanan grano-lepidoblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.8b).





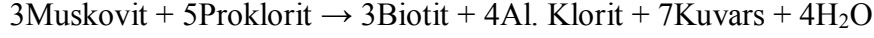
Şekil 4.2.8. a) Mermerlerin mikroskop altında genel görünümü ve eş boyutlu kalsit minerallerinden kaynaklanan granoblastik doku, b) Kalkşistlerde mika minerallerinin yönlendirmesinden kaynaklanan lepidoblastik doku (kuv: kuvars, kal: kalsit, mus: muskovit, çift nikol).

4.2.1.7. Kemer metamorfitlelerinin metamorfizması

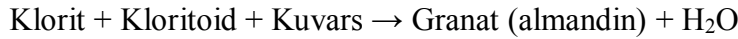
Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yayılım sunan Kemer metamorfitleleri şist, metabazit, mermer ve kalkşist aralanmasından oluşmaktadır. Kemer metamorfitlelerinin içerisinde yer alan kaya birimlerinde metamorfik fasiyeslerin ortaya çıkmasına olanak sağlayan indeks mineralleri gelişmiştir. Mineralojik incelemeler sonucu şistlerde saptanan mineral topluluğu kuvars + muskovit + biotit + klorit + albit + epidot + granattan oluşmaktadır. Metabazitlerde gözlenen mineral topluluğu ise kuvars + epidot + albit + klorit + aktinolit + granat olarak saptanmıştır. Kemer metamorfitlelerinde görülen epidot + albit + klorit + aktinolit indeks mineralleri bu kayaların yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini göstermektedir. Yeşilşist fasiyesi kayaçları bütün fasiyesler içerisinde en yaygın olup bölgesel olarak her metamorfizma geçirmiş yerlerde görülmektedir. Yeşilşistler genel olarak aktinolit + klorit + epidot + albit ± kuvars mineral topluluğu içerirler (Bucher ve Frey, 2002). Bu minerallerden ilk üçü kayaca yeşil rengi verirler.

Şistlerde gözlenen muskovit + albit + klorit parajenezi bu tür kayalarda yeşilşist fasiyesi metamorfizması Barrow tipi fasiyes serisinin yeşilşist fasiyesinin klorit zonu ile başladığını göstermektedir. Kloritin yanında biotit ve epidotun ortaya çıkmasıyla biotit zonu koşullarına ulaşılmıştır. Bu zonun ayırıcı özelliği uygun kimyasal ortamda biotitin

ortaya çıkmasıdır. Bu mineral sıcaklık yükseldiğinde (granulit fasiyesi dışında) bütün metamorfizma olayları sırasında duraylı kalabilir. Sıcaklığın artmasıyla muskovit ve klorit reaksiyon yaparak biotit ve alüminyumca zengin klorit verirler (Miyashiro, 1973).



Muskovit ise yeşilşist fasiyesinin düşük sıcaklık koşullarında metapelitlerde duraylıdır. Sıcaklık arttıkça muskovit kuvarsla reaksiyona girer ve yeni mineraller oluşur. Klorit muskovit ve biotitin yanında dengede kalmakta fakat metamorfizma sırasında yeşilşist fasiyesinin sıcaklıkları aşıldığında magnezyumca zengin kloritler de muskovit ile beraber dengede kalamazlar. Klorit ve biotit zonu, sırasıyla Turner ve Verhoogen (1960)'in Barrow tipi fasiyes serisinin yeşilşist fasiyesinin kuvars-albit-muskovit-klorit ve kuvars-albit-epidot-biotit alt fasiyesine karşılık gelmektedir. Albit-epidot parajenezine granatın eklenmesiyle şistlerde gözlenen yeşilşist fasiyesi granat zonuna ulaşmıştır (Çizelge 4.2.5). Granat zonu, Eskola (1939)'nın epidot-amfibolit fasiyesinin yüksek sıcaklıklı kısmına, Turner ve Verhoogen (1960)'nin yeşilşist fasiyesinin kuvars-albit-epidot-almandin alt fasiyesine karşılık gelmektedir. Granat grubu mineraller bileşimlerine göre farklı fasiyesleri karakterize etmesi nedeniyle oldukça önemlidir. Yeşilşist fasiyesinde 425-450 °C sıcaklıklarda ve uygun kimyasal koşullarda spessartin-almandin bileşimli granatlar görülmeye başlar (Bucher ve Frey, 2002). Almanditik granatlar 480-500 °C den itibaren ortaya çıkar (Barker, 1990). Saf almandin ise 550 °C den daha yüksek sıcaklıklarda görülür (Hsu, 1968). Ayrıca granat zonuna geçiş birkaç önemli reaksiyonla meydana gelmektedir. Fe'ce zengin granat (almandin) Fe'ce zengin kloritin yerine geçer ve bu aşağıdaki reaksiyonlarla açıklanır (Ehlers ve Blatt, 1982).



Metabazitlerde görülen albit + epidot + klorit + aktinolit parajenezi bu tür kayaların metamorfizmasının Barrow tipi fasiyes serisinin yeşilşist fasiyesinin biotit zonuna kadar yükseldiğini göstermektedir (Miyashiro, 1973). Bu tür kayalarda aktinolit görülmeye başlanmasıyla klorit zonunun aşılp biotit zonu koşullarına erişilmiştir. Bu parajenezlere granatın da eklenmesiyle yeşilşist fasiyesi metamorfizmasının granat zonu koşullarına

ulaşmıştır (Çizelge 4.2.5). Ayrıca metabazit ve albit-epidot-klorit şistlerin ilksel kayaları birbirinden farklıdır.

Çizelge 4.2.5. İlerleyen metamorfizma koşullarında Kemer metamorfitlerinde gelişen mineral değişimleri ve Barrow tipi mineral zonları

Metamorfik fasiyesler	Yeşilşist		
	Klorit	Biotit	Granat
Mineral zonları			
Metabazit			
Kuvars
Klorit	—————	
Epidot	—————	—————
Albit	—————	
Aktinolit	—————	
Granat		—————
Şist			
Kuvars	—————	—————	—————
Muskovit	—————	—————	—————
Biotit		—————	—————
Klorit	—————	
Albit	—————
Epidot		—————	—————
Granat		—————	—————

Kemer metamorfitlerinin şist ve metabazitlerinden elde edilen indeks mineralleri bu kayaların yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını göstermektedir. Metamorfizma koşulları ise yeşilşist fasiyesinin granat zonuna kadar yükselmiştir. Metamorfizma sırasında basınç-sıcaklık koşulları ise düşük-orta basınçta, sıcaklıkları 300-500 °C arasında değişmektedir (Bucher ve Frey, 2002).

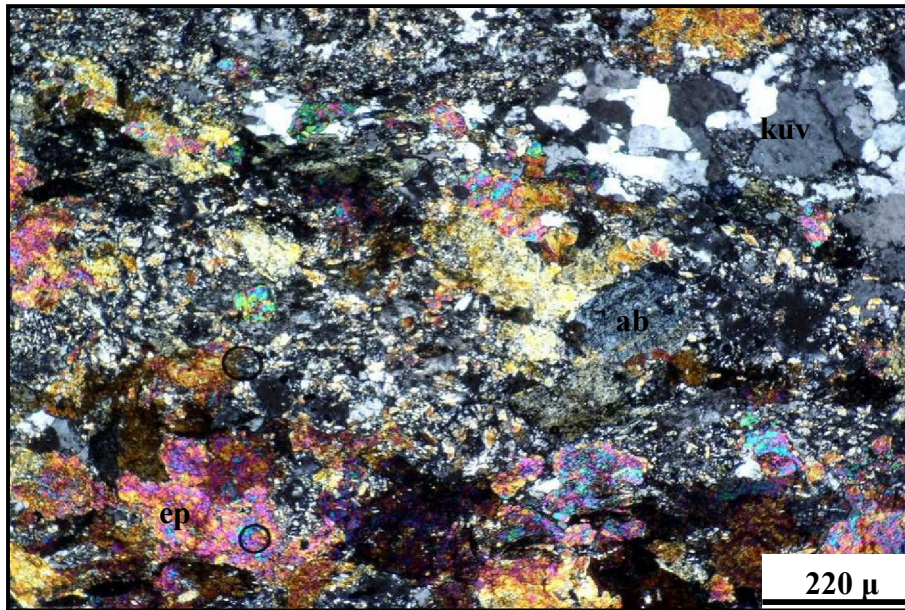
4.2.2. Çamlıca Grubu

Çamlıca metamorfitleri Biga Yarımadası'nın en batı kesiminde yer almaktadır (Şekil 4.2.1). Çamlıca metamorfik topluluğu alttan üste doğru düşük dereceli orta-basınç

koşullarında başkalaşıma uğramış metavolkanik kayalardan (metalav, metatüf) yapıllı Andıktaşl formasyonu, Dedetepe formasyonu ve Salihler formasyon'undan oluşmaktadır.

4.2.2.1. Andıktaşl formasyonu

Çamlıca Grubu'nun görülür tabanını oluşturan Andıktaşl formasyonunun en baskın litolojisini metalavlar oluşturmaktadır. Petrografik incelemeler sonucunda Andıktaşl formasyonunun genel mineral bileşimi kuvars + klorit + epidot + albit + aktinolit + kalsit ± sfen ± zirkon olarak saptanmıştır (Şekil 4.2.9). Makroskobik olarak metalavlarda epidotlar sarımsı yeşil renkleriyle belirgindir. Mikroskobik olarak ise epidotlar çift nikolde pembe, sarımsı girişim renklerine sahip genellikle küçük mineral tanelerinin oluşturduğu yığışım ya da kümeler halinde gözlenir. Tek nikolde ise yüksek rölyefi ile kolaylıkla tanınmaktadır. Küçük kristaller halinde gözlenen kuvars özşekilsiz ve dalgalı sönme göstermektedir. Metalavların içerisinde yaygın olarak gözlenen bir diğler mineral albittir. Kayaç içerisinde iri porfiroblastlar halinde gözlenen albitler kayacın yaklaşık % 15-20 sini oluşturmaktadır. Açık yeşil pleokroizma gösteren kloritler ise lifsi ve saçaksı bir doku sunarlar. Metalavlarda ender görülen aktinolitler uzun çubuksu kristaller şeklinde olup çok zayıf mavimsi pleokroizmaya sahiptir. Kalsitler genellikle ikincil olup alterasyon ürünüdür ve deformasyon ikizlenmesi göstermektedir. Kayaç içerisinde aksesuar minerali olarak saptanan sfen ise yüksek rölyefli olup küçük kristaller şeklindedir.



Şekil 4.2.9. Andıktaşl formasyonuna ait metalavların mikroskop altında genel görünümü (kuv: kuvars, ab: albit, ep: epidot; çift nikol).

4.2.2.2. Dedetepe formasyonu

Dedetepe formasyonu mineralojik ve petrografik incelemeler sonucuna göre muskovit-kuvars şist, granat-mika şist, granat-klorit-epidot şist, albit-klorit-epidot şist, mermer ve kalkşist birimlerinden meydana gelmektedir. Dedetepe formasyonuna ait kaya birimlerinin genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.6'da verilmektedir.

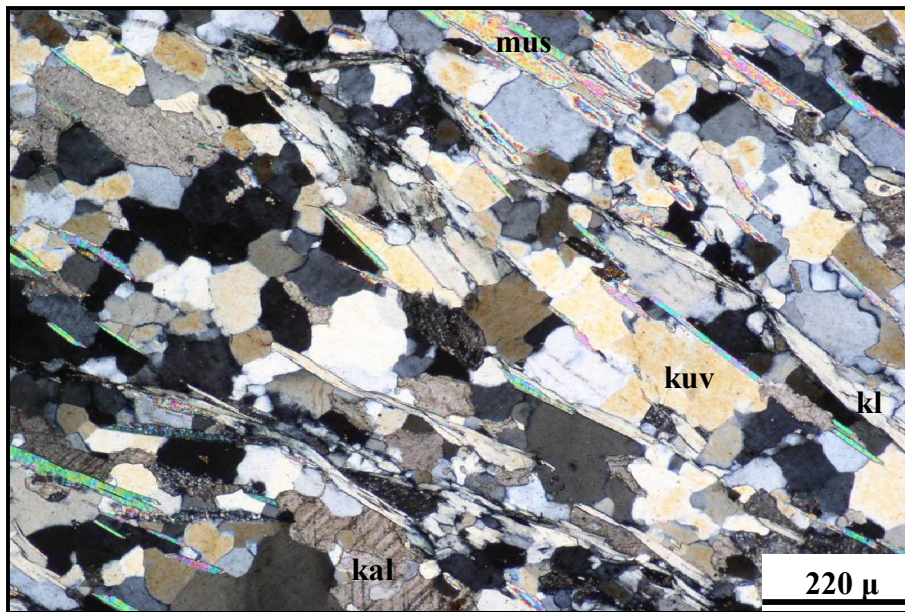
Çizelge 4.2.6. Dedetepe formasyonuna ait kaya birimlerinin mineral bileşimleri

Litoloji	Muskovit-kuvars şist	Granat-mika şist	Granat-klorit-epidot şist	Albit-klorit-epidot şist	Mermer	Kalkşist
Mineral						
Kuvars	X	X	X	X	X	X
Muskovit	X	X	X	X	X	X
Granat	----	X	X	----	----	X
Albit	----	----	----	X	----	----
Klorit	----	X	X	X	----	X
Epidot	----	----	X	X	----	----
Plajjoklas	----	X	X	----	----	----
Kalsit	X	E	E	E	----	----
Zirkon	E	E	E	E	X	----
Sfen	----	E	E	E	----	----

X: mineralin varlığı, ----: mineralin yokluğu, E: eser

Muskovit-kuvars şist

Dedetepe formasyonunun baskın litolojisini oluşturan muskovit-kuvars şistlerin içerisinde gelişen mineral toplulukları Çizelge 4.2.6 da verilmektedir. Bu tür kayalarda ana bileşen olarak kuvars görülmektedir. Kuvarlar birbirleriyle düzensiz, girintili-çukurtlu dokanak halindedirler. Genellikle özşekilsiz, gri, beyaz, sarımsı gri girişim renklerine sahip ve deformasyondan kaynaklanan dalgalı sönmeleriyle belirgin olan kuvarlar şistozite yönünde uzamış halde gözlenmektedir. Muskovit-kuvars şistlerde ikinci ana mineral olarak muskovit gelişmiştir. Muskovit düzensiz, ince ve çubuksu kristaller şeklinde birbirine paralel dizilim gösterirler. Kloritlerle birlikte kayaçta şistoziteyi oluştururlar. Çubuksu şekilleriyle ve tek nikolde düşük rölyepleriyle diğer minerallerden kolaylıkla ayrılmaktadır. Kloritler ise kayaç içerisinde lifsi ve yapraksı olarak bulunmaktadır. Bazı kloritlerin muskovitin kenarlarından itibaren dönüşmüş olduğu gözlenmektedir. Kalsitler rekristalize kristaller halinde poligonal kristaller şeklinde olup deformasyon ikizlenme göstermesiyle kolaylıkla tanınmaktadır. Muskovit-kuvars şistlerde muskovit minerallerinin yönlendirmesinden kaynaklanan en yaygın doku türü olarak lepidoblastik doku gelişmiştir. Bunun yanında eş boyutlu kuvars kristallerinden kaynaklanan granoblastik doku da gözlenmektedir (Şekil 4.2.10). Zirkon ve sfen kayaç içerisinde eser olarak bulunmaktadır.



Şekil 4.2.10. Muskovit-kuvars şistlerin mikroskop altında genel görünümü. Kayaçta muskovit ve klorit minerallerinden kaynaklanan lepidoblastik doku gözlenmektedir (kuv: kuvars, mus: muskovit, kl: klorit, kal: kalsit; çift nikol).

Granat-mika şist

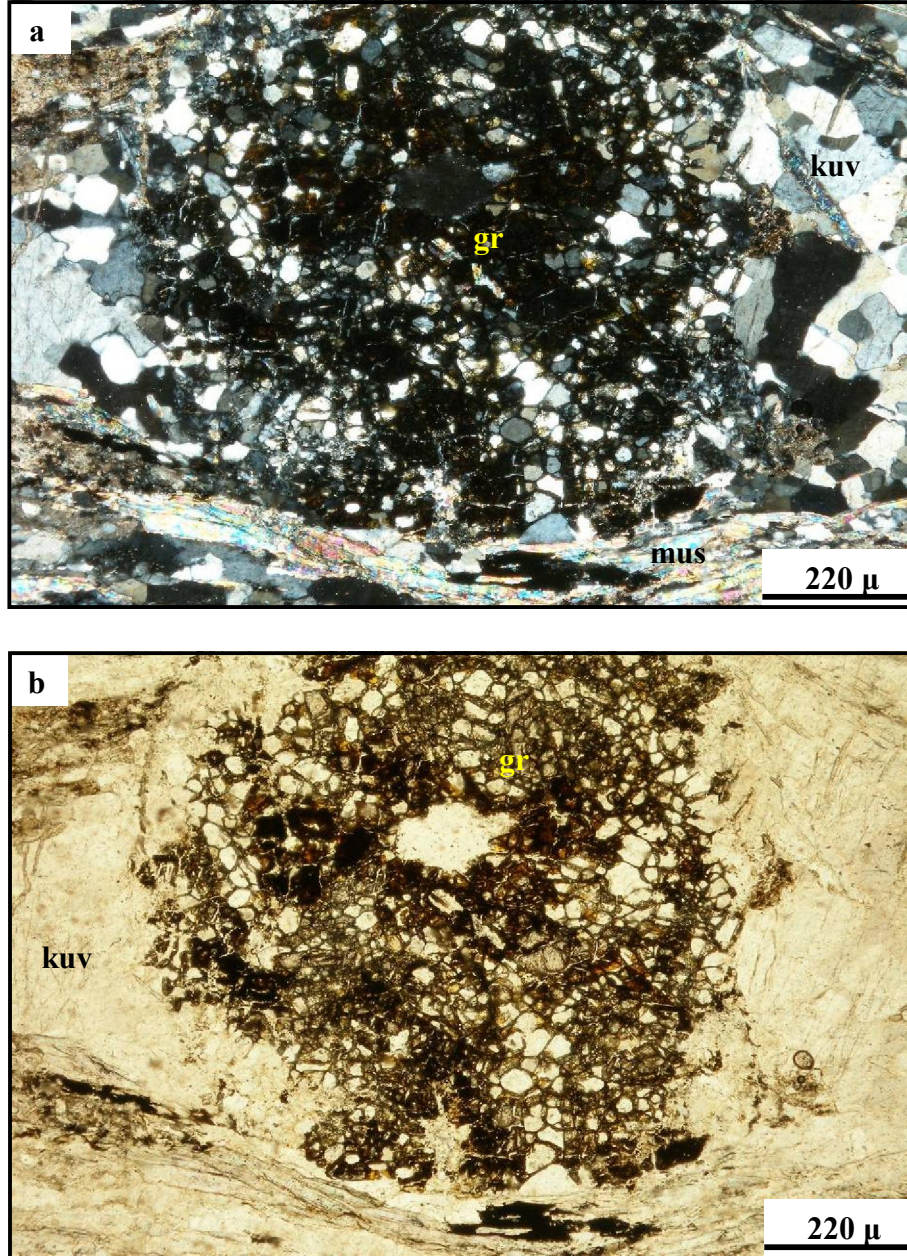
Dedetepe formasyonu içerisinde granat-mika şistler genellikle Çamlıca köyünün kuzeyinde ve batısında, Salihler köyünün batısında yayılım sunmaktadır. İnce-orta taneli olan granat-mika şistlerde granat mineralleri gözle ayırt edilebilmekte ve boyutları 0,1-0,3 cm arasında değişmektedir. Granat-mika şistlere ait mineral bileşimi Çizelge 4.2.6 da verilmektedir.

Granat-mika şistlerde en belirgin olarak gözlenen mineral granattır. Genellikle granatlar öz şekilli ve bazı örneklerde küçük porfiroblastlar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.2.11). Kayaçta bu şekilde çok sayıda küçük porfiroblast gelişiminin en önemli nedeni minerallerin değişken çekirdekleşme ve büyüme hızlarıdır. Ayrıca P-T, akışkanlar, kaya kimyası ve çekirdekleşmenin gerçekleşebilmesi için aşılması gereken aktivasyon enerjisi de porfiroblast gelişimine etki etmektedir. Çekirdekleşme genelde yüksek enerjili tane sınırları boyunca ve daha önceden deformasyon etkisinde kalmış kristallerde gelişir. Çünkü bu alanlarda atomlar arası bağlar daha zayıftır (Passchier ve Trouw, 2005). Kayaçta ilk çekirdekleşmeyi izleyen evrede birbirini takip eden devamlı bir çekirdekleşme-büyüme işlemi gelişir. Eğer kayaçta çekirdekleşme hızı büyüme oranından yüksek ise kayaçta matriks içerisine dağılmış şekilde çok sayıda ufak kristal oluşur. Bunun tersi durumunda ise kayaçlarda az sayıda fakat son derece iri porfiroblastlar oluşur.



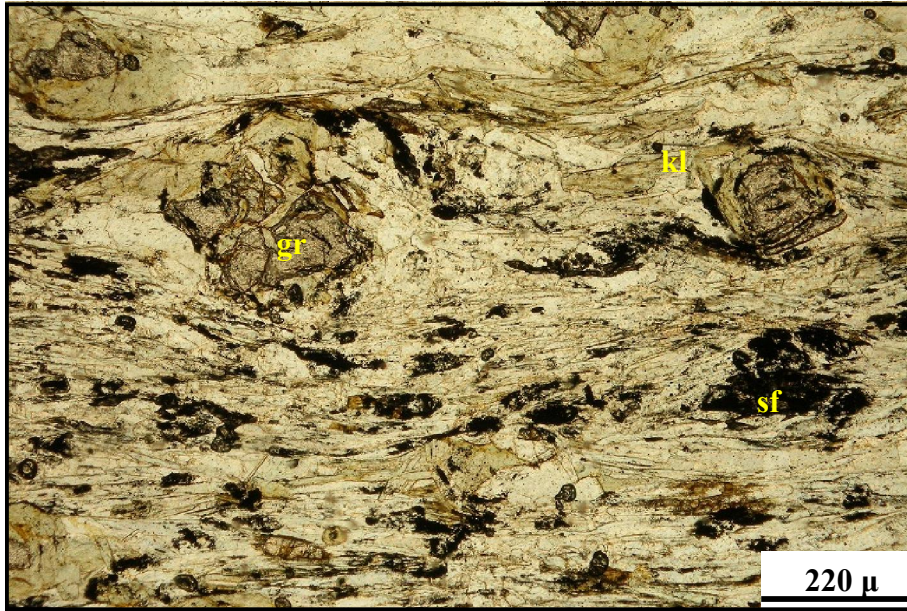
Şekil 4.2.11. Granat-mika şistlerde değişken çekirdekleşme ve büyüme hızları nedeniyle gelişen çok sayıda ufak granat kristalleri (gr: granat, mus: muskovit, kl: klorit; tek nikel).

Bazı örneklerde kuvars sınırlarından itibaren büyüme gösteren granat kristalleri gözlenmektedir. Bu durum granatlara özgü olan iskelet yapısı kazanmasına neden olmuştur (Şekil 4.2.12). İskelet yapıları kristaller yine hızlı büyüme ortamında, elverişsiz çekirdeklenme koşulları altında taneler arasındaki sınırlar boyunca gerçekleşen büyümelerden kaynaklanmaktadır. Aynı granat tanelerinin çeperlerinde küçük kuvars kristalleri bulunmaktadır.



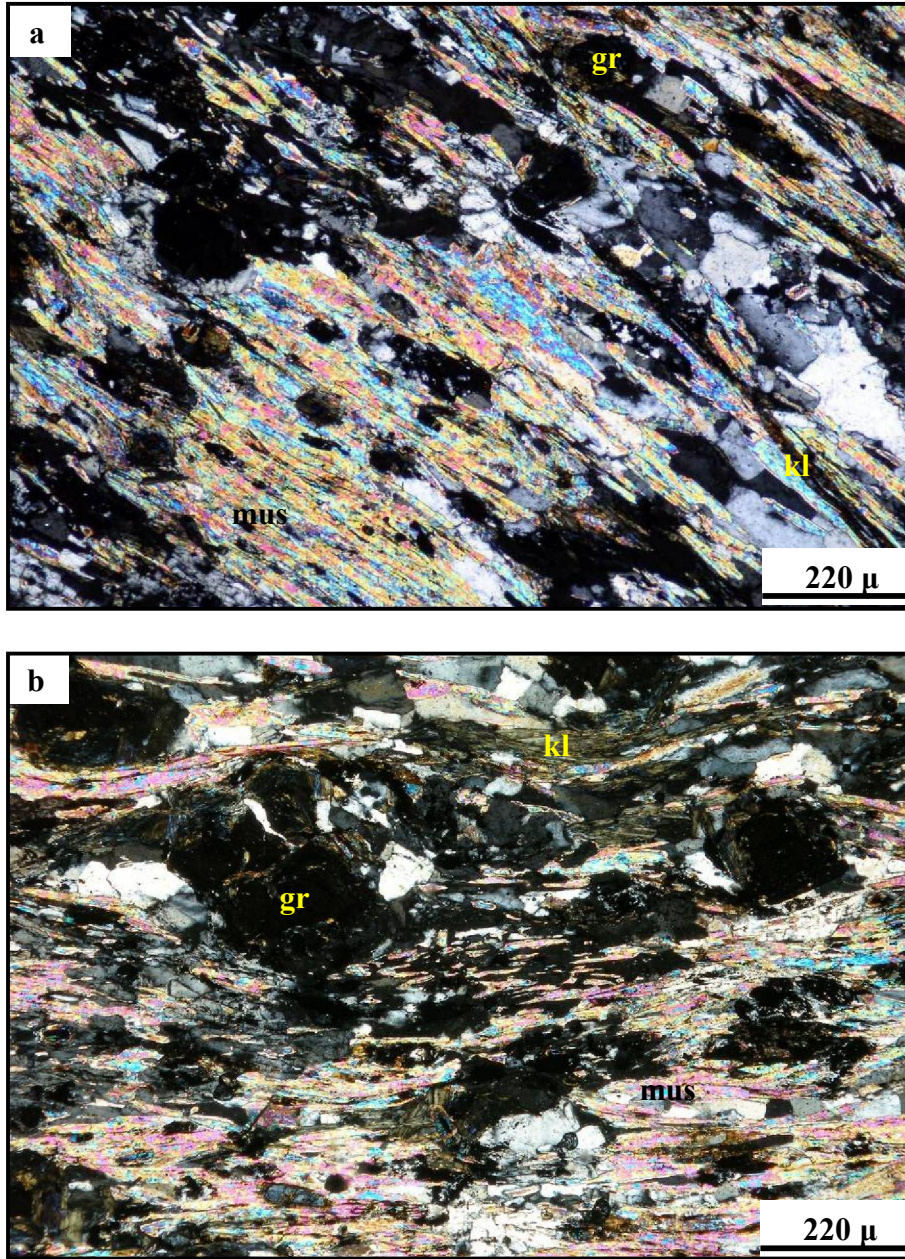
Şekil 4.2.12. a, b) Kuvars taneleri boyunca büyüyen granat porfiroblastları ve iskelet yapısı (kuv: kuvars, mus: muskovit, gr: granat; a: çift nikol, b: tek nikol).

Kayaç içerisinde gözlenen mika minerallerinden muskovit ve klorit, granat minerallerini sarar durumda bulunmaktadır. Bu grup minerallerinden muskovit, yüksek girişim renkleri ve düşük rölyefiyle, klorit ise yeşilimsi renkli, açık yeşil pleokroizması ve ince lifsi görünümüyle birbirinden kolaylıkla ayrılmaktadır. Kloritlerin çoğu granattan dönüşmüşlerdir (Şekil 4.2.13). Çift nikolde kloritler daha çok ışımsal ve mavimsi lacivert renkli olarak granatın kenar kesimlerinde dönüşüm ürünü olarak gözlenmektedir. Mika grubu mineralleri şistoziteye paralel olarak dizilmişlerdir. Granat-mika şistlerde bulunan bir diğer mineral olan kuvarslar eş boyutlu ve birbirleriyle girik sınırlıdır. Plajioloklaslar ise genellikle kuvarsların arasında olup onlarla yaklaşık eş boyutludurlar ve polisentetik ikizlenme gösterirler. Aksesuar mineral olarak gözlenen zirkon ve sfenler ise çok küçük kristaller halinde bulunmaktadır.



Şekil 4.2.13. Granat-mika şistlerde geri dönüşüm reaksiyonları sonucu gelişen granattan dönüşmüş kloritler (gr: granat, kl: klorit, sf: sfen; tek nikol).

Granat-mika şistlerde iki tip doku gözlenmektedir. Birincisi muskovit ve klorit minerallerinin yönlenmelerinden kaynaklanan lepidoblastik doku (Şekil 4.2.14a), ikincisi ise granat porfiroblastlarının oluşturduğu porfiroblastik dokudur (Şekil 4.2.14b).



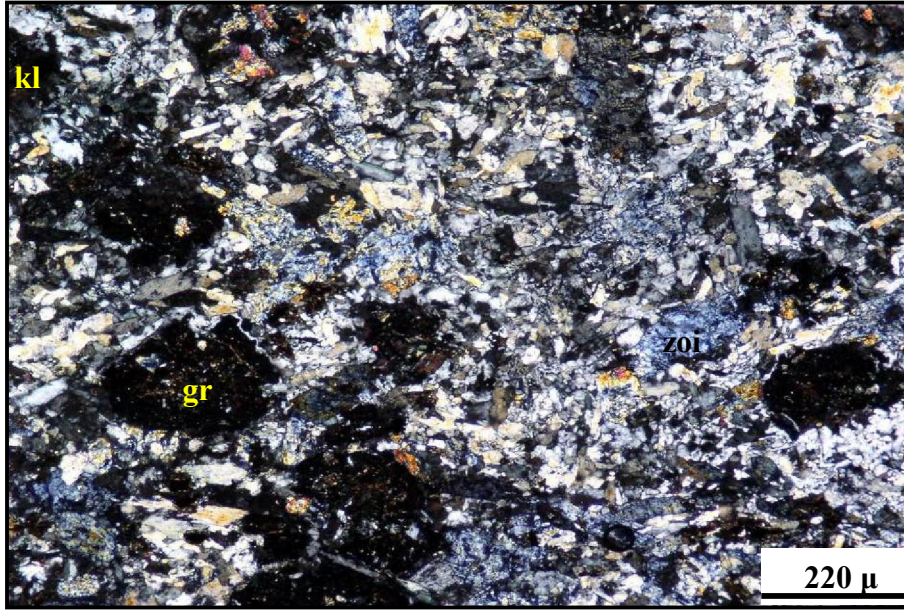
Şekil 4.2.14. a) Granat-mika şistlerde muskovit ve klorit minerallerinden kaynaklanan lepidoblastik doku, b) granat-mika şistlerde granat porfiroblastlarından kaynaklanan porfiroblastik doku (gr: granat, mus: muskovit, kl: klorit; a, b: çift nikol).

Granat-klorit-epidot şist

Dedetepe formasyonu içerisinde genellikle Çamlıca köyünün batısında yayılım sunmaktadır. Petrografik ve mineralojik incelemeler sonucu granat-klorit-epidot şistlerin mineral bileşimleri Çizelge 4.2.6 da verilmektedir.

Kayacın içerisinde en yaygın gözlenen mineral epidottur. Epidot minerallerinden ise genellikle zoisit minerali gözlenmektedir. Zoisitler genellikle öz şekilli, küçük kristaller

şeklinde, çubuksu, çift nikolde sarımsı, yeşilimsi mavi rengeyle ve yüksek rölyefiyle kolaylıkla tanınmaktadır. Zoisitlerin bol miktarda olması bu kayaların ilksel kayalarının bazik kökenli olabileceğini göstermektedir. Kloritler çoğunlukla granatın geri dönüşümü sonucunda oluşmuşlar ve lifsi, saçak yapısıyla belirginler. Granatlar yarı öz şekilli olup genellikle sınırlarından itibaren klorite dönüşmüşler ve içerisinde kuvars ve epidot inklüzyonları bulunmaktadır. Kuvarlar sınırları düzensiz ve dalgalı sönmeleriyle kolaylıkla tanınırlar (Şekil 4.2.15).



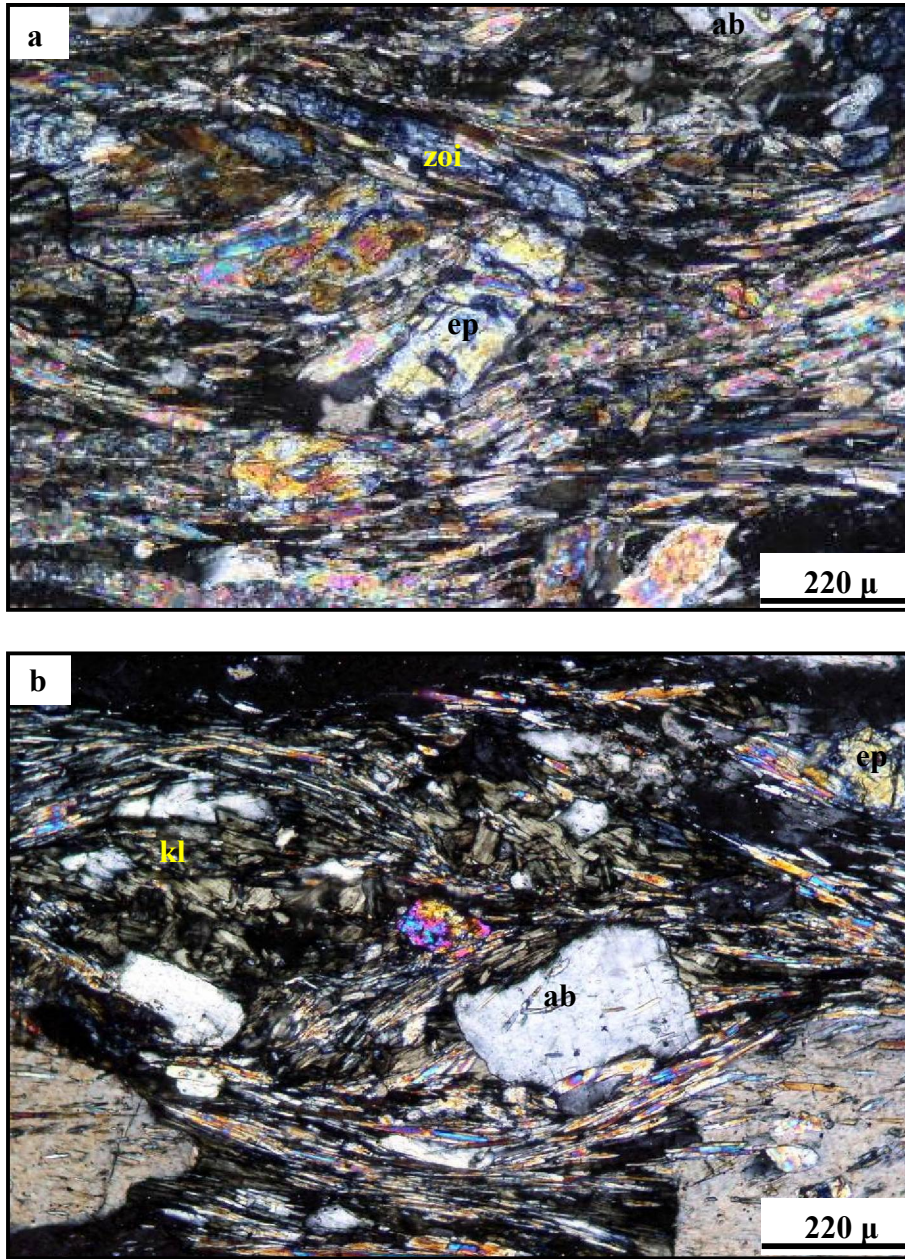
Şekil 4.2.15. Granat-klorit-epidot şistlerin mikroskop altında genel görünümü (gr: granat, kl: klorit, zoi: zoisit; çift nikel).

Albit-klorit-epidot şist

Dedetepe formasyonu içerisinde yayılım sunan albit-klorit-epidot şistler genellikle Zerdalilik köyünün batısında ve Derbendbaşı köyü doğusunda gözlenmektedirler. Makroskobik olarak el örneklerinde 0,1-0,2 cm büyüklüğünde albit benekleri gözle ayırt edilebilmektedir. Albit-klorit-epidot şistlerin mineral bileşimi Çizelge 4.2.6 da verilmektedir.

Kayaç bileşiminde ana bileşeni oluşturan epidotlar sarımsı yeşil, epidot türü olan zoisitler ise mavi renkli küçük kristaller halinde olmasıyla, tek yönde dilinimi ve yüksek rölyefiyle karakteristiktir. Kayaç içerisinde deformasyonla eş yaşlı olarak büyümüş sin-tektonik (Şekil 4.2.16b) ve deformasyon sonrası gelişmiş post-tektonik epidot kristalleri yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 4.2.16b). Post-tektonik epidot kristalleri gelişigüzel

dağılmışlardır. Bazı epidot kristalleri ve kayaçta yaygın olarak gözlenen albit kristalleri porfiroblastları oluşturmaktadır.

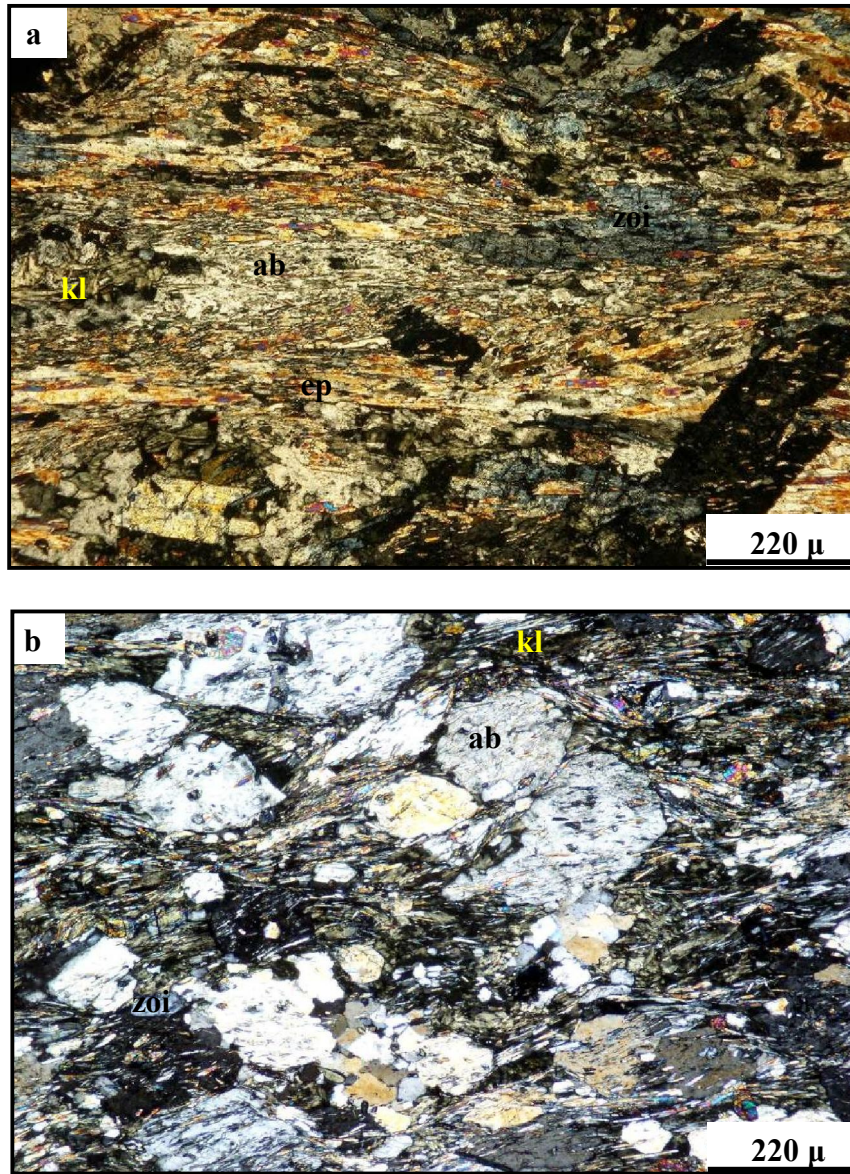


Şekil 4.2.16. a) Albit-klorit-epidot şistlerde gözlenen sin-tektmik epidot mineralleri, b) deformasyon sonrası gelişmiş albit mineralleri (ab: albit, ep: epidot, zo: zoisit, kl: klorit; çift nikol).

Albit porfiroblastları yarı öz şekilli olup muskovit ve klorit mineralleri tarafından sarılmışlardır. Bazı örneklerde albit porfiroblastları son metamorfizmada rotasyona uğramış ve yeni gelişen foliasyon tarafından çevrelenmiştir. Kayaç içerisinde kloritler

şistozite yönünde lifsi kristaller şeklinde dizilim göstermekte ve çoğunlukla epidot minerallerinden itibaren geri dönüşüme uğramıştır. Kuvarlar küçük kristalli, düzensiz sınırlı ve öz şekilsiz olarak dağılım gösterirler. Bu tür şistlerde albit, klorit ve epidot minerallerinin varlığı bu kayaların ilksel kayaların bazik kökenli olabileceğini göstermektedir.

Albit-klorit-epidot şistlerde muskovit ve klorit minerallerinin yönlenmelerinden kaynaklanan lepidoblastik doku, albit ve epidot porfiroblastlarından dolayı ise porfiroblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.17).



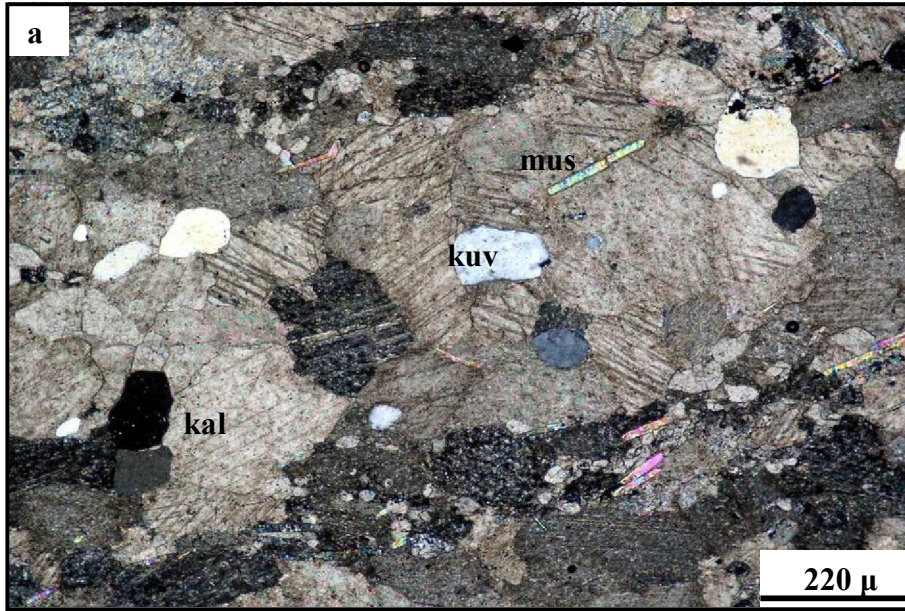
Şekil 4.2.17. a) Mika ve epidot minerallerinin yönlenmelerinden kaynaklanan lepidoblastik doku, b) albit porfiroblastlarından kaynaklanan porfiroblastik doku (ab: albit, ep: epidot, zoi: zoisit, kl: klorit; çift nikel).

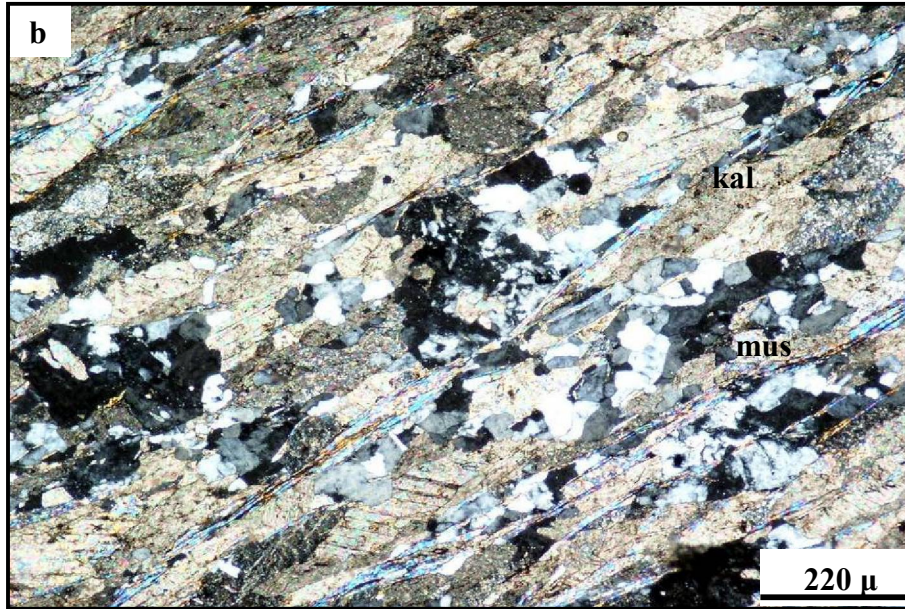
Mermer ve Kalkşist

Dedetepe formasyonunun genelinde geniş bir yayılıma sahip olan mermerler, şistlerin içerisinde merccek ve bandlar şeklinde bulunmaktadır. Kalkşistler ise şistler ile mermerler arasında geçiş seviyelerini oluşturmaktadır. Mermer ve kalkşistlere ait mineral bileşimleri Çizelge 4.2.6 da verilmektedir.

Mermerlerin büyük çoğunluğunu oluşturan kalsitler polisentetik ikizli olup açık kahverengi, sarımsı renkte ve eş boyutludur. Bazı örneklerde bulunan kalsit mineralleri deformasyon ikizlenmesi göstermektedir. Muskovit ve kuvars mineralleri ise kalsit minerallerinin arasında birbirinden bağımsız kristaller halinde bulunmaktadır. Kalkşistleri oluşturan ana minerallerden olan kalsit eş boyutlu ve genellikle orta büyüklüktedir. Muskovitler uzun, çubuksu kristaller şeklinde klorit ve kuvarsla birlikte kayaç içerisinde şistoziteyi oluştururlar. Şistoziteye paralel dizilim gösteren kuvarslar öz şekilsiz, dalgalı sönme gösteren küçük kristaller şeklinde bulunmaktadır. Muskovit ve klorit minerallerinin kayaçta paralel dizilimleri şistozitenin gelişmesine neden olmuştur.

Mermerlerde eş boyutlu kalsit kristallerinden kaynaklanan granoblastik doku (Şekil 4.2.18a), kalkşistlerde ise mika minerallerinden kaynaklanan lepidoblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.18b).





Şekil 4.2.18. a) Mermerlerde eş boyutlu kalsit minerallerinden kaynaklanan granoblastik doku, b) Kalkşistlerde kalsit ve muskovit minerallerinin yönlenmelerinden kaynaklanan lepidoblastik doku (kuv: kuvars, kal: kalsit, mus: muskovit; a, b: çift nikol).

4.2.2.3. Salihler formasyonu

Arazi gözlemlerine ve petrografik incelemelere dayanarak formasyonda baskın litolojiyi klorit fillitler oluşturmaktadır. Bu tür kayaçlarda mika minerallerinin diziliminden kaynaklanan iyi gelişmiş bir foliasyon gözlenmektedir. Salihler formasyonunu oluşturan birimlerin genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.7 de verilmektedir.

Çizelge 4.2.7. Salihler formasyonuna ait kaya birimlerinin mineral bileşimleri

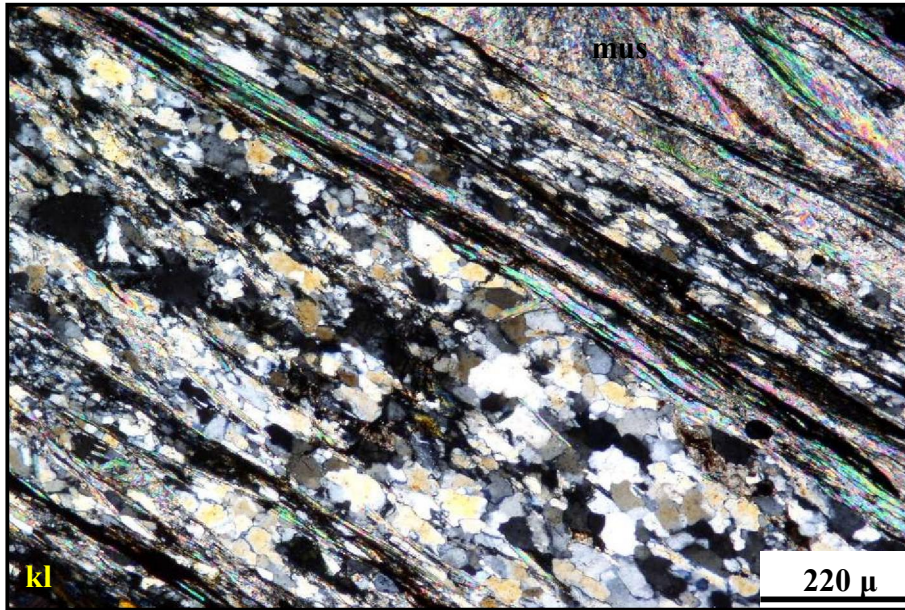
Litoloji Mineral	Klorit fillit	Mermer	Kalkşist
Kuvars	X	X	X
Muskovit	X	X	X
Epidot	X	----	----
Klorit	X	----	X
Kalsit	E	X	X

X: mineralin varlığı, ----: mineralin yokluğu, E: eser

Klorit fillit

Klorit fillitler Salihler formasyonu içerisinde en baskın litolojiyi oluşturmakta ve genellikle de Salihler köyünün kuzeyinde ve Zerdalilik köyünün kuzeyinde yüzlek vermektedir.

Kayaç içerisinde muskovit ve klorit mineralleri birbirine paralel olarak dizilmiş ve kayaçta şiztositeyi oluşturmuşlardır. Kuvarlar küçük kristaller şeklinde olup muskovit ve klorit mineralleri tarafından çevrelenmiştir. Kloritler açık yeşil pleokroizmalarıyla ve diğer minerallere oranla lifsi, küçük kristaller oluşturmalarıyla kolaylıkla tanınırlar. Klorit fillitlerde mika minerallerinin yönlenmelerinden kaynaklanan lepidoblastik doku gelişmiştir (Şekil 4.2.19).



Şekil 4.2.19. Klorit fillitlerde muskovit ve klorit minerallerinin yönlenmelerinden kaynaklanan lepidoblastik doku (mus: muskovit, kl: klorit; çift nikel).

Mermer ve Kalksist

Mermerlerin ana bileşenini oluşturan kalsitler çift nikolde öz şekilsiz, iri kristaller şeklinde ve çoğunda polisitetik ikizlenme gözlenmektedir. Deformasyona uğrayan kalsitlerde dalgalı sönme, bükülme ve deformasyon ikizi gelişmiştir. Ayrıca ikizlerin bazıları kristalin bükülme yerlerinde geliştiği gözlenmektedir. Muskovitler çubuksu, küçük kristaller halinde dağınık olarak bulunurlar. İkincil olarak oluşmuş kuvarlar ise eş boyutlu, öz şekilsiz kristallerden oluşmakta ve belirli bir yönde dizilim göstermektedir. Mermerlerde eş boyutlu kalsit minerallerinden kaynaklanan granoblastik doku

gözlenmektedir (Şekil 4.2.20). Buna karşın kalkıştelerde ise mika minerallerinin yönlenmesinden dolayı lepidoblastik doku gelişmiştir.



Şekil 4.2.20. Mermerlerde eş boyutlu kalsit minerallerinden kaynaklanan granoblastik doku. Deformasyona uğramış kalsitlerde deformasyon ikizi gözlenmektedir (kal: kalsit; çift nikel).

4.2.2.4. Çamlıca Grubu'nun metamorfizması

Çamlıca Grubu'nu oluşturan metamorfik kayalar alttan üste doğru Andıktaş formasyonu, Dedetepe formasyonu ve Salihler formasyonu olmak üzere üç formasyondan oluşmaktadır. Çamlıca Grubu'nun tabanını oluşturan Andıktaş formasyonu metavolkanik kayalardan üzerine uyumlu olarak gelen Dedetepe formasyonu farklı mineralojik bileşime sahip şist-mermer ve kalkışt ardalanmasından meydana gelmektedir. Çamlıca Grubu'nun en üst seviyelerinde yer alan Salihler formasyonu ise fillit, mermer ve kalkışt ardalanmasından oluşmaktadır.

Çamlıca Grubu'nun temelini oluşturan metavolkanik kayalarda saptanan albit + epidot + klorit + aktinolit parajenezi Andıktaş formasyonunun Barrow tipi fasiyes serisinin yeşilşist fasiyesinin biotit zonuna kadar yükseldiğini göstermektedir (Miyashiro, 1973). İndeks minerallerin içerisinde aktinolit her zaman olmayabilir. Kayanın içerisinde aktinolit bulunmaması bu tür kayaların yeşilşist fasiyesinin klorit zonu koşullarında gelişmiş olabileceğini, aktinolit görülmeyle başlanmasıyla klorit zonunun aşıp biotit zonu koşullarına ulaşıldığını göstermektedir (Miyashiro, 1973). Burada kullanılan klorit ve

biotit zonu sınıflamaları, Turner ve Verhoogen (1958)'in Barrow tipi fasiyes serisinin yeşilşist fasiyesinin kuvars-albit-muskovit-klorit ve kuvars-albit-epidot-biotit alt fasiyesine karşılık gelmektedir.

Andıktaş formasyonu üzerine uyumlu bir şekilde gelen Dedetepe formasyonu metamorfizma derecesinin belirlenebilmesi için karakteristik olabilecek yaygın indeks mineralleri içermektedir. Dedetepe formasyonuna ait şistlerde belirlenen mineral topluluğu kuvars + muskovit + albit + granat + aktinolit + epidot + klorit ± zirkon ± sfenden oluşmaktadır. Şistlerde albit + epidot parajenezinin gözlenmesi orta basınç / orta sıcaklıkta gelişen yeşilşist fasiyesini göstermektedir. Yeşilşist fasiyesi bu tür kayalarda klorit zonu ile başlamaktadır. Kloritin ortadan kaybolup albit ve epidotun ortaya çıkmasıyla biotit zonu koşullarına ulaşılmıştır. Barrow tipi metamorfizma sırasında yüksek gaz basıncı altında bu zonun başlangıç sıcaklığı 450-470 °C civarında olduğu saptanmıştır (Turner ve Verhoogen, 1960). Bu sıcaklıklarda kalsit, kuvars ile reaksiyon yapmaz fakat klorit ve kuvars ile beraber aktinolit + epidotu oluşturur.



Albit + epidot parajenezine granat mineralinin eklenmesiyle de granat zonu koşulları gelişmiştir. Yeşilşist fasiyesinin en yüksek sıcaklıklı bu alt fasiyesi, bu tür kayalarda kloritlerin yerini granatın almasıyla karakterize olmaktadır. Granat zonu, Eskola (1939)'nin epidot-amfibolit fasiyesinin yüksek sıcaklıklı kısmına, Turner ve Verhoogen (1958)'nin yeşilşist fasiyesinin kuvars-albit-epidot-almandin alt fasiyesine karşılık gelmektedir.

Dedetepe formasyonu üzerine uyumlu ve geçişli dokanakla gelen Salihler formasyonuna ait birimlerde saptanan mineral topluluğu kuvars + muskovit + klorit + epidot + kalsitten oluşmaktadır. Salihler formasyonun da yeşilşist fasiyesi klorit zonuyla başlamakta ve epidotun ortaya çıkmasıyla da biotit zonu koşullarına geçilmiştir.

Çamlıca grubunu oluşturan metamorfik kayalara ait duraylı mineral parajenezleri ilerleyen metamorfizma koşullarında artan metamorfizma derecesine göre aşağıda verilmektedir. Buna göre;

- Muskovit + Kuvars + Klorit
- Muskovit + Kuvars + Albit + Epidot
- Kuvars + Albit + Epidot (zoisit) + Granat

Sonuç olarak petrografik ve mineralojik veriler birlikte değerlendirildiğinde Çamlıca Grubunu oluşturan üç formasyon içerisinde belirlenen albit + granat + epidot + klorit indeks mineralleri Çamlıca Grubu'nun tek evreli yeşilşist fasiyesi metamorfizmasına uğradığını göstermektedir. Ayrıca şistlerde gelişen albit + epidot parajenezi orta basınç / orta sıcaklık yeşilşist fasiyesi koşullarını yansıtmaktadır. İlerleyen metamorfizma koşullarında Çamlıca Grubu'nda bulunan metamorfik kayalarda yer alan minerallerin ortaya çıkış ve kayboluşları Çizelge 4.2.8 de verilmektedir.

Çizelge 4.2.8. İlerleyen metamorfizma koşullarında Çamlıca Grubu'nda gelişen mineral değişimleri ve Barrow tipi mineral zonları

Metamorfik fasiyeler	Yeşilşist		
	Klorit	Biotit	Granat
Mineral zonları			
Kuvars	—————	—————	—————
Albit	 —————	
Muskovit	—————		—————
Klorit	—————	—————	
Epidot	 —————	
Kalsit	—————
Aktinolit	 —————	
Granat			—————
Zoisit	 —————	

4.2.3. Ezine Grubu

Ezine Grubu, Biga Yarımadası'nın kuzeybatı kesiminde yüzlek vermektedir (Şekil 4.2.1). K-G yönelimli Ezine Grubu alttan üste doğru üç formasyondan oluşmaktadır. Bunlar; i) Geyikli formasyonu, ii) Karadağ formasyonu ve iii) Çamköy formasyonudur.

4.2.3.1. Geyikli formasyonu

Ezine Grubu'nun tabanını oluşturan Geyikli formasyonu siyah-gri renkli rekristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Mineralojik olarak kayacın % 90'ından fazlasını kalsit minerali oluşturmaktadır. Kalsitin dışında daha az oranda da kuvars, albit ve muskovit

mineralleri bulunmaktadır. Kuvars mineralleri genellikle yuvarlak taneler şeklinde ve gri, beyaz renkli olarak gözlenirler.

4.2.3.2. Karadağ formasyonu

Geyikli formasyonu üzerine uyumlu ve geçişli bir dokanakla gelen Karadağ formasyonu ise gri renkli rekrystalize kireçtaşı, koyu gri-pembe ve beyaz renkli tabakalı rekrystalize kireçtaşından oluşmaktadır. Bu kireçtaşlarında da ana mineral olarak kalsit gözlenmektedir. Kalsit mineralleri çift nikolde sarımsı renkte ve polisentetik ikizlenmesiyle kolaylıkla tanınmaktadır (Şekil 4.2.21). Bazı kireçtaşlarının içerisinde aynı karbonat kütesine ait köşeli, yarı köşeli kalsit mineralleri bulunmaktadır.



Şekil 4.2.21. Gri renkli rekrystalize kireçtaşlarının mikroskop altında genel görünümü (kal: kalsit, mus: muskovit; çift nikol).

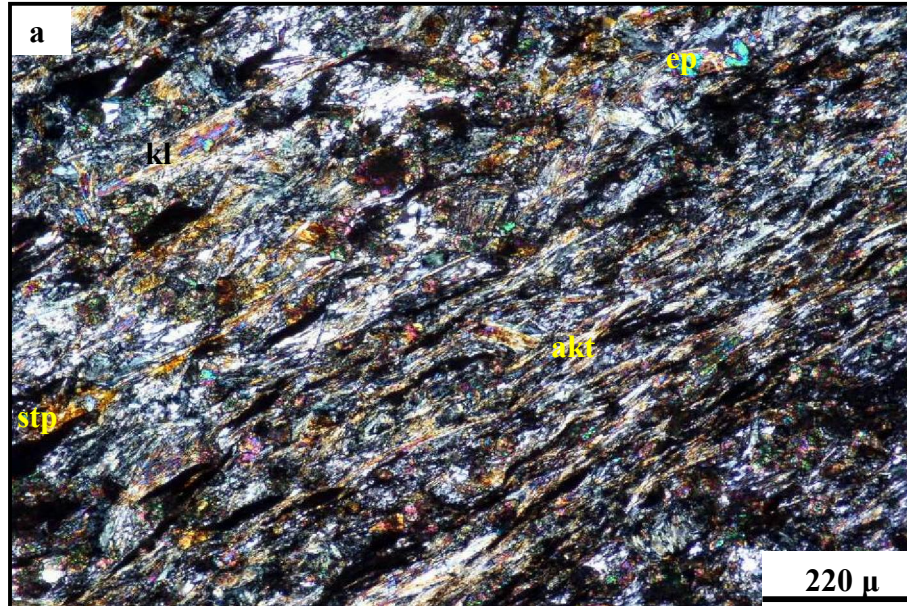
4.2.3.3. Çamköy formasyonu

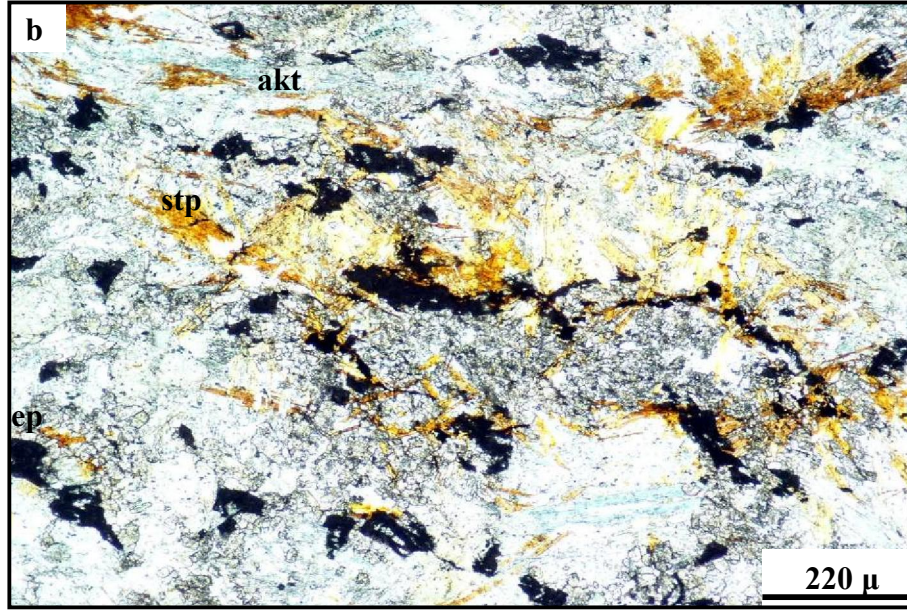
Ezine Grubu'nun en üst seviyelerinde bulunan Çamköy formasyonu metabazit, metaşeyl ve rekrystalize kireçtaşından oluşmaktadır. Mikroskopik çalışmalar sonucunda metabazitlerin genel mineral bileşimleri kuvars + epidot + aktinolit + klorit + albit + kalsit + stipnomelan ± opak mineraller olarak saptanmıştır (Çizelge 4.2.9).

Çizelge 4.2.9. Çamköy formasyonuna ait metabazit örneklerinin genel mineral bileşimi ve ortalama yüzde değerleri

Örnek no	07-14	07-33	07-41
Mineral (%)			
Kuvars	2	2	2
Epidot	25	20	24
Aktinolit	30	35	32
Klorit	22	24	22
Albit	5	6	7
Kalsit	6	3	5
Stipnomelan	10	10	8
Toplam	100	100	100

Metabazitler mikroskop altında çift nikolde açık ve koyu renkli minerallerden oluşmaktadır. Koyu renkli kısımlar başlıca aktinolit, klorit ve epidottan meydana gelmektedir. Aktinolitler yeşilimsi, mavimsi, çubuksu ve ışınal kristalleriyle, epidot ve kloritten kolaylıkla ayrılmaktadır. Kloritler yeşil renkli ve açık yeşil pleokroizma gösterirler. Kloritlerin büyük bir kısmı biotitten dönüşmüş olarak gözlenir. Açık renkli kısımlar ise albit, kalsit, kuvarstan oluşmaktadır. Stipnomelan kahverengi pleokroizması ve ışınal yapısıyla diğer minerallerden kolaylıkla ayrılmaktadır. Metabazitlerde aktinolit ve kloritten kaynaklanan lepidoblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.22).





Şekil 4.2.22. a) Metabazitlerde aktinolit ve klorit minerallerinden kaynaklanan lepidoblastik doku, b) Metabazitlerde yaygın olarak gözlenen stibnomelan mineralleri (akt: aktinolit, stp: stibnomelan, ep: epidot, kl: klorit; a: çift nikol, b: tek nikol).

4.2.3.4. Ezine Grubu'nun metamorfizması

Ezine Grubu'nun büyük bir bölümü rekristalize kireçtaşlarından ve daha az oranda da metabazit, metaşeyl araldanmasından oluşmaktadır. Bütün bu düşük dereceli litolojilerin metamorfizmaya uğramasının ilk nedeni Kestanbol granitinin Ezine Grubu'nun tabanında yer alan Geyikli formasyonu içerisinde sokulmasından kaynaklanmaktadır (Fytikas ve ark., 1976; Birkle ve Satır, 1995; Beccaletto, 2004). Kireçtaşları içerisinde bulunan kuvars, albit ve muskovit mineralleri düşük dereceli yeşilşist fasiyesi koşullarını (200-300 °C) göstermektedir. Aynı şekilde Çamköy formasyonu içerisinde ki birimlerde saptanan albit-klorit-epidot mineralleri de Ezine Grubu'nun yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğradığını göstermektedir.

4.2.4. Denizgören Ofiyoliti

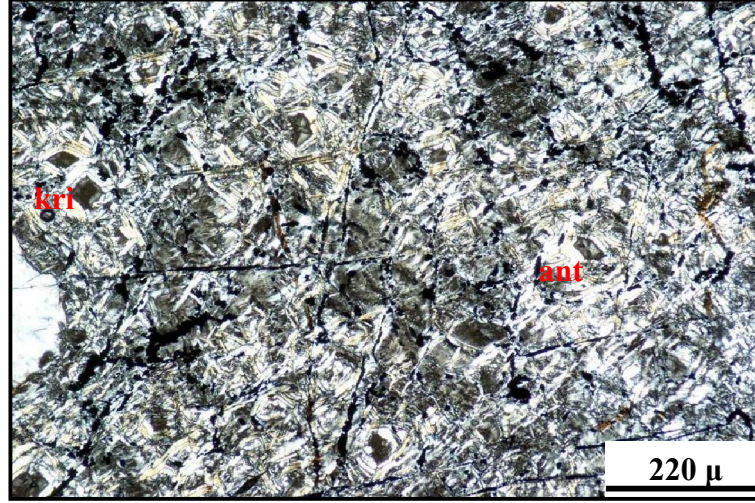
4.2.4.1. Denizgören Ofiyolitinin ve metamorfik taban kayalarının petrografisi

Biga Yarımadası'nın batı kesiminde Çamlıca Grubu'nun ve Ezine Grubu'nun üzerinde tektonik dokanakla yer alan Denizgören ofiyolitinin büyük bölümü serpantinlerden oluşmaktadır. Serpantinleşmenin az olduğu yerlerde gözlenen harzburjitler ilksel kayacın tanınabildiği en çok görülen litolojidir. Harzburjitler olivin,

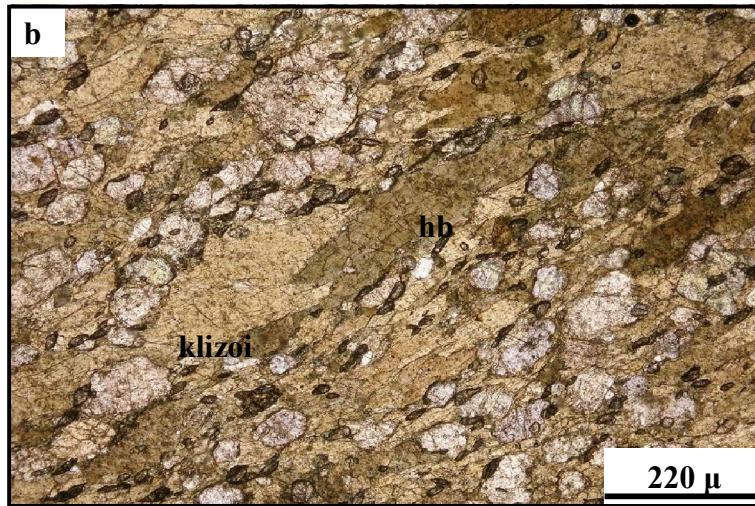
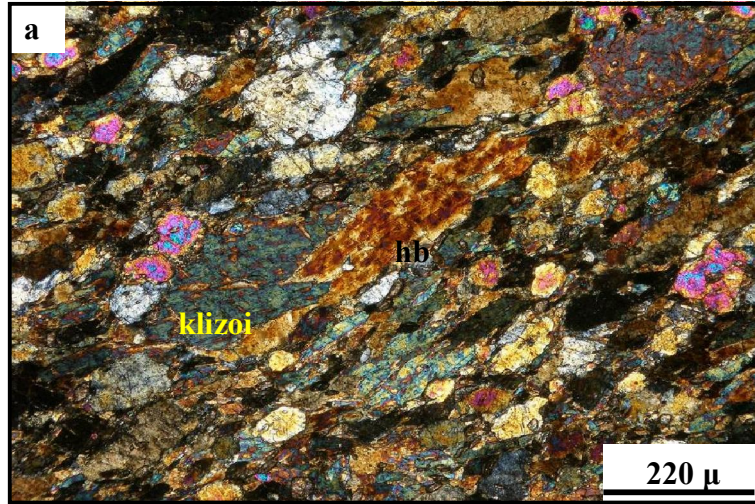
piroksen, serpantin ve opak minerallerden oluşmaktadır. Mineralojik incelemeler sonucunda serpantinlerin genel mineral bileşimleri olivin + antigorit + krizotil + piroksen + opak mineral olarak saptanmıştır.

Serpantinlerin ana mineralini oluşturan antigoritler çift nikolde mavimsi ve gri renklerde gözlenir. Mikroskop altında antigoritler kuşkanadı veya pul pul formlar halinde görülmektedir. Genellikle kalın antigorit şeritleri dalgalı sönme gösterirler. Bir başka serpantin minerali olan krizotiller ise lifsi haldedir ve olivinlerin içerisinde gelişmiştir. Rölyefinin düşük olmasıyla antigoritten kolaylıkla ayrılmaktadır. Krizotil mineralleri serpantinler içerisinde genellikle elek dokunun görüldüğü yerlerde bulunurlar. Serpantinlerde görülen piroksenlerin çoğu bastitleşme göstermektedir. Piroksenlerin mineral sınırları ve dilinimleri belli olmaktadır. Olivinlerin çoğu serpantinleşmiş olduğundan mineral sınırları tanımak oldukça zordur. Serpantinlerde gözlenen en yaygın doku elek dokusudur (Şekil 4.2.23). Elek dokusunu oluşturan serpantin mineralleri antigorit ve krizotildir.

Ezine Grubu'nun en üst kesiminde yer alan Çamköy formasyonu ile Denizgören Ofiyoliti arasında amfibolit mercikleri yüzlek vermektedir. Bu amfibolit mercikleri Denizgören Ofiyoliti'nin metamorfik tabanını oluşturmaktadır. Ofiyolitik kütlelerin tabanında bulunan amfibolitler koyu yeşil renkli, yer yer foliasyon kazanmış, genellikle masif yapılı ve iri taneli olarak gözlenmektedir. Amfibolitlerin genel mineral bileşimleri hornblend + plajyoklas + klinozoisit + epidot ± kuvars ± klorit ± sfen olarak belirlenmiştir. Amfibolitlerin büyük bir kısmını oluşturan hornblendler makroskobik olarak boyutları 0,1-0,3 cm arasında değişmektedir. Çift nikolde genellikle özşekilsiz ve yeşilimsi kahverengi pleokroizmasıyla tanınmaktadır. Kaya içerisinde hornblend minerallerinden kaynaklanan nematoblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.24). Hornblendler dokanağa yakın yerlerde yönelme kazanmıştır. Dokanaktan uzaklaştıkça amfibolitlerde yönelmenin azaldığı görülmektedir. Klinozoisitler genellikle çift nikolde mavi-mor girişim renklerine sahip, yüksek rölyefli ve iri kristaller halinde bulunur. Plajyoklas mineralleri polisentetik ikizlenmesiyle kolaylıkla ayrılmaktadır. Kloritler genellikle ikincil mineraller olup amfibollerin kenar kesimlerinde bulunmaktadır.



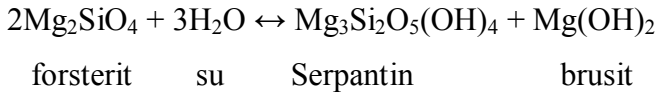
Şekil 4.2.23. Serpantinitlerde gelişen elek dokusu (kri: kizotil, ant: antigorit; çift nikol).



Şekil 4.2.24. a, b) Amfibolitlerin mikroskop altında genel görünümü ve nematoblastik doku (hb: hornblend, klizoi: klinozoisit, a: çift nikol, b: tek nikol)

4.2.4.2. Denizgören Ofiyolitinin ve metamorfik taban kayalarının metamorfizması

Denizgören Ofiyoliti'nin büyük bir bölümü serpantinlerden oluşmaktadır. Serpantinleşme süreci önce olivinde başlar, daha sonra ortopirokseni etkiler. Serpantinleşmiş ortopiroksenler yer yer ilksel doku özelliklerini korumuş ve yer yer de uğradığı deformasyon sonucu foliasyona paralel uzamıştır. Ortopiroksenler de serpantinleşme mineral dışından içinde doğru artmaktadır. Serpantinleşmeye en dayanıklı mineral olan klinopiroksen serpantinit içerisinde kalıntı olarak bulunmaktadır. Forsteritin su alma reaksiyonu aşağıdaki şekilde gelişmektedir:



Bu reaksiyon kayacın bünyesine su alarak kapalı sistemde hacminin artmasına neden olur. Hacim artmasıyla birlikte kütleli yer değiştirme gerçekleşir ve kayacın çatlak yüzeyleri cilalı, parlak bir görünüm alır.

Serpantinleşme sıcaklık ve ortamdaki bileşenlerin türüne, basıncına bağlı olarak değişmektedir. Bunun için üst sınır yaklaşık 500 °C dir. Laboratuar çalışmaları forsteritin düşük basınçlarda saf su buharı karşısında 400 °C nin üzerinde dengede olduğunu göstermiştir. 400 °C nin altında ise olivin kristalleri serpantin ve brusite dönüşür. Silis ve CO₂ su buharı dünitik kayaktan Mg'u alıp yerine silisi koyarak değişik sıcaklıklarda olivinden şu mineraller oluşmaktadır (Cann, 1970; Bilgin, 1995; Jamtveit ve Austrheim, 2010). 800 °C (olivine), 800-625 °C (enstatit ve talk), 625-600 °C (talk), 500 °C (antigorit). Çalışma alanında gözlenen serpantinler içerisinde antigoritin varlığı bu kayaların metamorfizma geçirdiğini göstermektedir. Antigoritin bulunması için 300-500 °C sıcaklık aralığı gerekmektedir (Bucher ve Frey, 2002). Bu da yeşilist-amfibolit fasiyesi koşullarına denk gelmektedir. Ayrıca petrografik gözlemlere göre olivin-antigorit birlikteliği sıcaklığın 500 °C olmasını gerektirir. Buna göre 2-4 kbar da 400-550 °C de antigorit-forsterit duraylıdır. Serpantin grubu minerallerinden krizotil ve lizardit ise düşük sıcaklıklarda (150-300 °C) oluşan serpantin mineralleridir ve genel olarak yeşilist fasiyesinin alt seviyelerinde ortaya çıkmaktadır (Coleman, 1976). Buna karşın antigorit ise yeşilist/mavişist ve düşük amfibolit fasiyesinin serpantin minerallerindedir. Bu mineral krizotil ve lizardite göre daha yüksek sıcaklık ve basınç koşullarında oluşmaktadır (Bucher ve Frey, 2002).

Denizgören Ofiyolitinin tabanında yer alan amfibolitlerin mineral bileşimi bu kayaların, ofiyolit yerleşmesine bağlı olarak amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını göstermektedir. Metamorfizma derecesi dokanaktan Çamköy formasyonuna doğru gidildikçe azalmaktadır. Amfibolit bileşimindeki klorit minerallerinin varlığı amfibolit fasiyesinin üzerine yeşilşist fasiyesinin geliştiğini göstermektedir.

4.2.5. Yüksek basınç/düşük sıcaklık metabazik kayaları

Biga Yarımadası'nda yüzlek veren YB / DS (yüksek basınç / düşük sıcaklık) metabazik kayaları iki farklı alanda yer almaktadır. Bunlardan birincisi Biga Yarımadası'nın batısında Çamlıca Grubu'nun içerisinde bulunan YB tektonik dilimidir. İkincisi ise Biga Yarımadası'nın güneyinde Kazdağ Grubu'nun batısında bulunan Çetmi Grubu içerisindeki YB metabazik kayalarıdır (Şekil 4.2.1).

4.2.5.1. Çamlıca Grubu içerisindeki YB (yüksek basınç) tektonik dilimleri

Eklojit fasiyesi metamorfik kayaları Çamlıca Grubu'nun Dedetepe formasyonuna ait şist-mermer ardalı istifi içerisinde tektonik dilimler şeklinde bulunmaktadır. Yaklaşık 2 km uzunluğunda ve 500 m genişliğinde olan bu dilimler iki farklı kaya tipi içermektedir. Bunlar; kuvars-mika şistler ve eklojit/mavişist parajenezi içeren metabazit kayalarıdır. Bu YB metabazit kayaları amfibolit, eklojit / mavişist, talk şist ve tremolit / aktinolit şistten oluşmaktadır. YB metabazit dilimi içerisinde bulunan kaya birimlerinin mineral toplulukları Çizelge 4.2.10 da verilmektedir. Eklojit / mavişist parajenezleri içeren mercekler genellikle elips şekilli, 100 m uzunluğunda, zayıf foliasyonlu ve heterojen dokulu olarak gözlenmektedir. Ayrıca bu YB metabazit dilimlerinin içerisinde çok sayıda kuvars damarları bulunmaktadır.

Çizelge 4.2.10. Çamlıca Grubu içerisindeki YB metabazit dilimine ait kaya birimlerinin genel mineral bileşimleri

Litoloji	Kuvars-mika şist	Amfibolit	Eklojit	Mavişist	Tremolit/aktinolit şist
Mineral					
Kuvars	X	X	X	X	X
Fengit	X	X	X	X	---
Granat	X	X	X	X	---
Glokofan	---	---	X	X	---
Omfasit	---	---	X	---	---
Hornblend	---	X	---	---	---
Plajjoklas	---	X	---	---	---
Klorit	X	X	---	X	X
Epidot	---	X	X	X	X
Piemontit	X	---	---	---	---
Tre./akt.	---	X	---	---	X

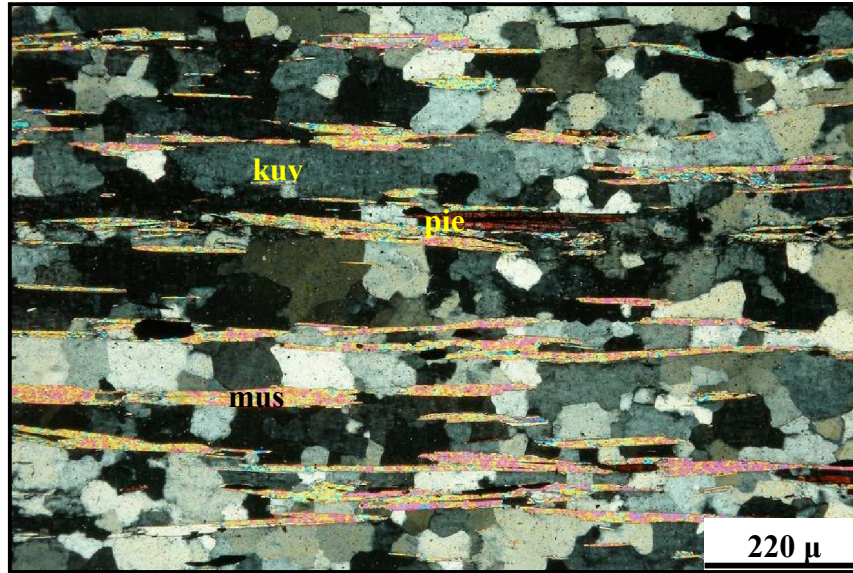
X: mineralin varlığı, ---: mineralin yokluğu

Kuvars-mika şist

Çalışma alanında özellikle Dedetepe çevresinde geniş yayılımlara sahip kuvars-mika şistler sarımsı beyaz renkli, izoklinal kıvrımlı, belirgin foliasyon ve lineasyona sahip kayalardır. Kuvars-mika şistlere ait mineral topluluğu Çizelge 4.2.10 da verilmektedir.

Kuvars-mika şistlerde en yaygın gözlenen mineral kuvars mineralidir. Kuvars mineralleri çift nikolde grimsi sarı girişim renklerine sahip ve dalgalı sönme gösterirler. Kuvars tanelerinin birbirleriyle olan sınırları düzgün ve aralarında 120^0 lik açılar

gelişmiştir. Tane sınırlarının düzgün, bükülmemiş olması, düzgün kristal yüzeyleri ortamda yüksek dereceli bir duraylılığın gerçekleştiğini göstermektedir. Mineral bileşimine katılan bir diğer mineral de mika minerallerinden fengittir. Çift nikolde canlı girişim renklerine sahip fengitler tek nikolde düşük rölyefleriyle ayırt edilebilmektedir. Kayaç içerisinde şistoziteyi oluştururlar. Granat mineralleri genellikle küçük kristaller halinde özşekli olarak matriks içerisinde dağılmışlardır. Kuvars-mika şistlerde rastlanan bir diğer mineralde piemontit mineralidir. Genellikle yüksek dereceli kayalarda görülen piemontit çift nikolde pembemsi kırmızı renkte, çubuksu kristaller halinde ve şistoziteye paralel olarak bulunurlar. Tek nikolde pembemsi pleokroizmasıyla ve yüksek rölyefiyle kolaylıkla tanınmaktadır. Aksesuar minerali olarak genellikle zirkon ve sfen mineralleri bulunmaktadır. Kuvars-mika şistlerde eş boyutlu kuvars minerallerinin oluşturduğu poligonal-granoblastik doku ve fengit minerallerinden dolayı da lepidoblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.25).

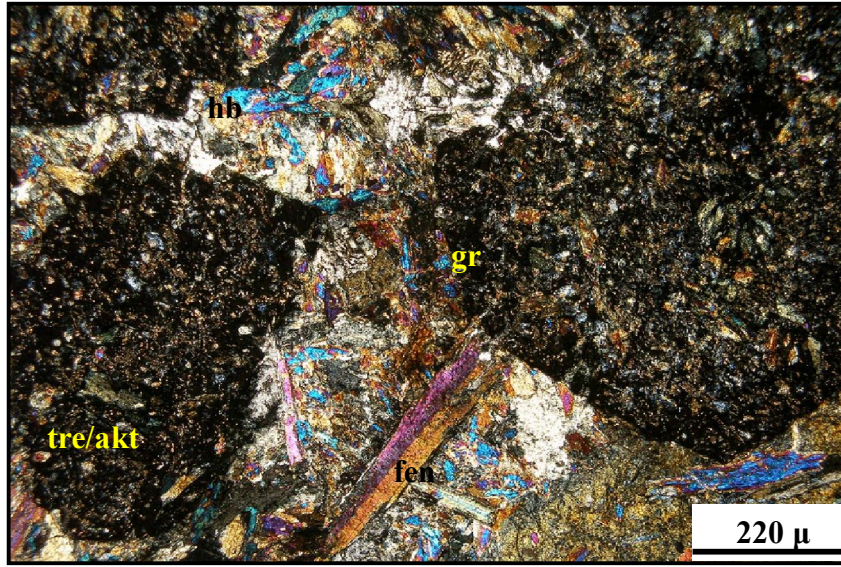


Şekil 4.2.25. Kuvars-mika şistlerin mikroskop altında genel görünümü (kuv: kuvars, mus: muskovit, pie: piemontit; çift nikol).

Amfibolit

YB metabazit dilimi içerisinde gözlenen açık-koyu yeşil renkli olan amfibolitler oldukça iri taneli olup genellikle masif yapılıdır. Makroskobik olarak granat ve epidot türü olan klinozoisit gözle ayırt edilebilmektedir. Amfibolitlerin genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.10 da verilmektedir. Ayrıca kalsit ve rutil kayaç içerisinde eser olarak bulunmaktadır.

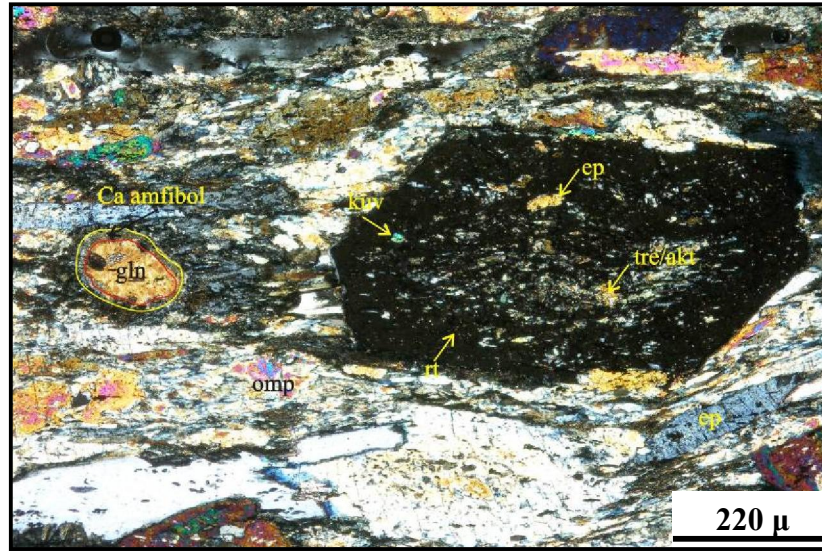
Amfibolitlerin ana bileşenini oluşturan hornblendler çubuksu, prizmatik kristalleri, çift yönde dilinimi ve belirgin yeşil pleokroizmasıyla karakteristiktir. Tremolit/aktinolit türü amfiboller ise çift nikolde yeşilimsi mavi girişim renkleri, çubuksu, ışınal kristalleri, açık yeşil, mavimsi pleokroizması ve yüksek rölyefiyle diğer minerallerden ayrılmaktadır. Granatlar öz şekilli ve dokanaklarında kloritleşme gözlenmektedir. Albit, tremolit/aktinolit ve kuvars granat içerisinde inklüzyonları oluşturur. Kloritler ise zeytin yeşili renginde, yapraksı ve yeşilimsi pleokroizmasıyla belirgindir. Amfibolitler içerisinde yaygın olarak gözlenen epidotlar öz şekilli, prizmatik kristaller şeklinde gelişmiş güzel dağılım gösterirler. Amfibollerin bir kısmı geri dönüşüm metamorfizması nedeniyle epidot ve klorite dönüşmüşlerdir. Amfibolitlerde hornblend, tremolit/aktinolit ve klinozoisit gibi prizmatik minerallerden kaynaklanan bu kayalara özgü tipik nematoblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.26).



Şekil 4.2.26. Amfibolitlerde fengit ve epidot minerallerinden kaynaklanan nematoblastik doku (gr: granat, fen: fengit, hb: hornblend, tre/akt: tremolit/aktinolit; çift nikol).

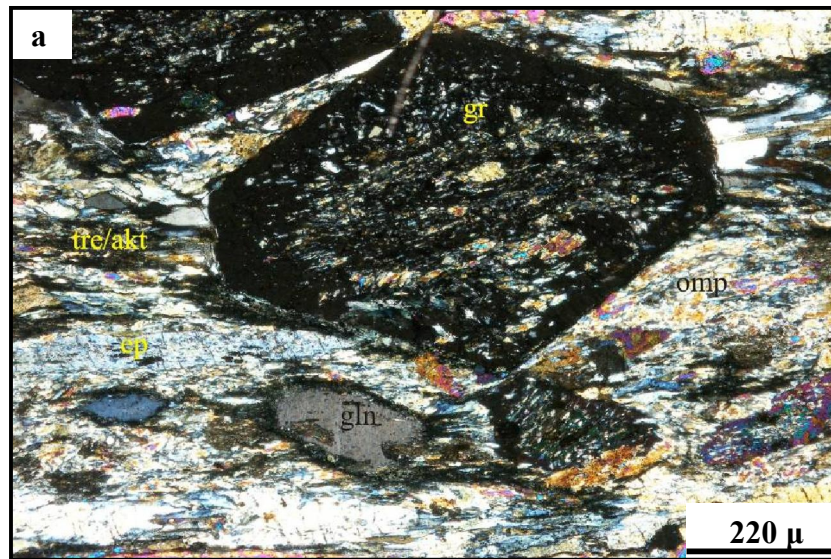
Eklojit/mavişist

Eklojit ve mavişistlerin genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.10 da verilmektedir. Rutil ve sfen kayaç bileşiminde eser olarak bulunmaktadır. Eklojitlerde gözlenen granatlar öz şekilli olup kayaç içerisinde poiklitik porfiroblastları oluşturmaktadır. Ayrıca makroskobik olarak granatların boyu 0,2-0,8 cm arasında değişmekte ve ince taneli matriks içerisinde dağılım sunmaktadır. Granat porfiroblastlarının içerisinde epidot, rutil, tremolit/aktinolit ve kuvars inklüzyonları bulunmaktadır (Şekil 4.2.27).



Şekil 4.2.27. Eklojitlerde gözlenen granat porfiroblastları (kuv: kuvars, gln: glokofan, omp: omfasit, ep: epidot, tre/akt: tremolit/aktinolit, rt: rutil, çift nikol).

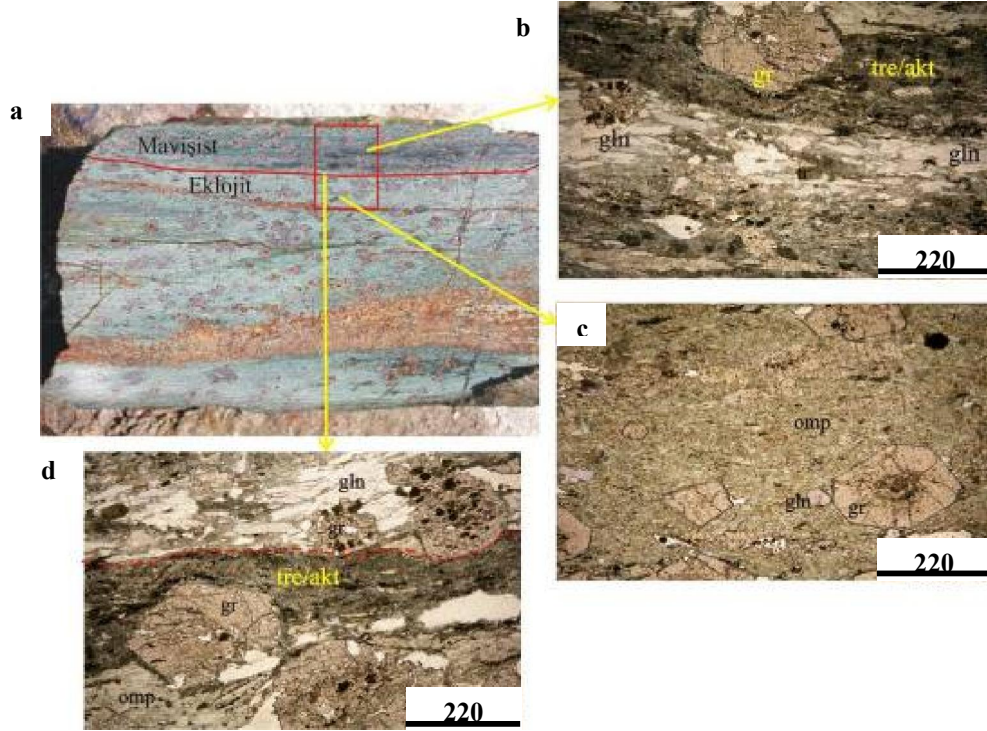
Granat porfiroblastları klorit, Ca amfibol (tremolit/aktinolit) ve zoisit mineralleri tarafından yer değişimine uğramışlardır. Kayaçta ana bileşeni oluşturan omfasitler soluk yeşil renkli, yeşilimsi zayıf pleokroizması ve yüksek rölyefiyle ayırt edilebilmektedir. Bol miktarda bulunan epidotlar ise çubuksu, öz şekilli kristaller şeklinde dağınık halde gözlenmektedir (Şekil 4.2.28).





Şekil 4.2.28. a, b) Eklojitlerin genel mineral bileşimlerini içeren mikroskop altındaki görünümü (gr: granat, ep: epidot, omp: omfasit, gln: glokofan, tre/akt: tremolit/aktinolit; a, b: çift nikol).

Petrografi ve arazi gözlemlerine göre mavişistler geç evre makaslama zonları boyunca eklojitlerden dönüşmüştür (Şekil 4.2.29).

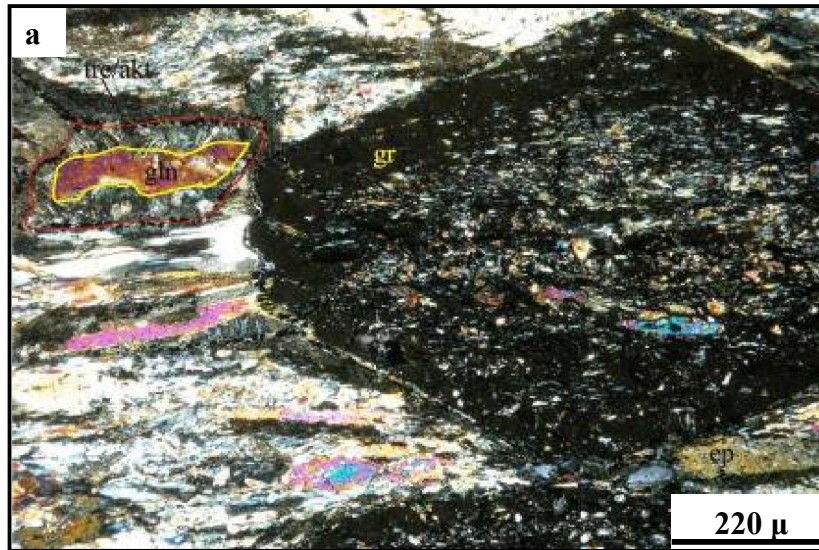


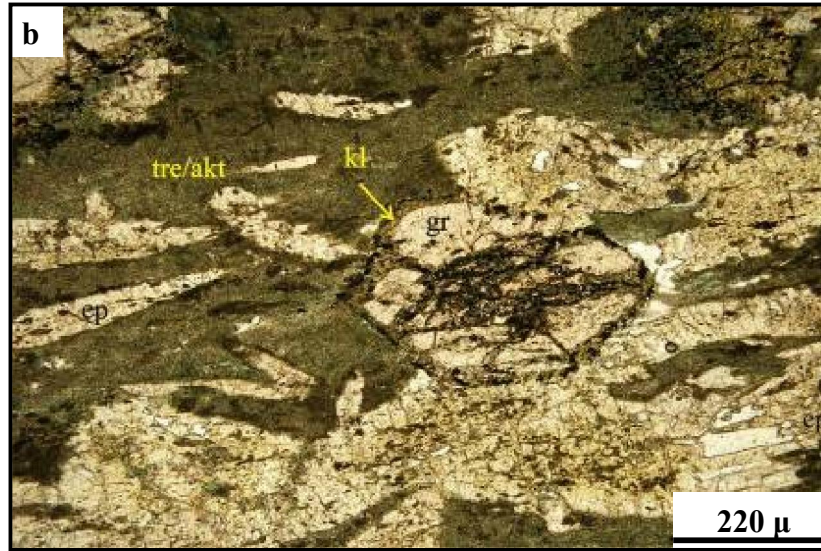
Şekil 4.2.29. a) Geç evre makaslama zonları boyunca oluşmuş eklojit/mavişist bölgeleri, b) glokofanca zengin mavişist düzeyleri, c) eklojit seviyeleri, d) eklojit ile mavişist arasındaki

geçiş seviyesi (gr: granat, omp: omfasit, gln: glokofan, tre/akt: tremolit/aktinolit; b, c, d: tek nikol).

Mavişistlerin genel mineral bileşimleri granat + glokofan + epidot + klorit + fengit ± kuvars olarak saptanmıştır. Aksesuar minerali olarak sfen, kalsit ve rutil mineralleri gözlenmiştir. Çok sayıda glokofan mineralleri makaslama zonları boyunca dağılım sunmaktadır.

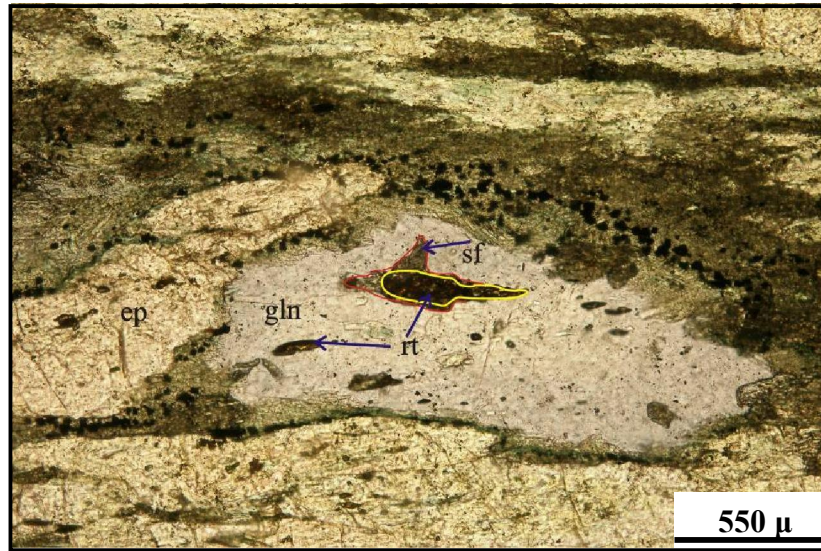
Eklojit/mavişistlerde gözlenen glokofan minerali çift nikolde çubuksu, sarımsı mavi girişim renklerine sahiptir. Tek nikolde mavimsi mor pleokroizmasıyla kolaylıkla diğer minerallerden ayrılmaktadır. Glokofan mineralleri makaslama bandına paralel uzanım gösterirler. Bu makaslama bandlarında glokofan omfasitin tüketilmesiyle oluşmuştur. Glokofan mineralinin çevresinde en son metamorfik evreyi gösteren tremolit/aktinolit koronası gelişmiştir (Şekil 4.2.30a). Granatların içerisinde glokofan + fengit + rutil + kuvars inklüzyonları bulunmaktadır. Alpin yaşlı eklojit/mavişistler albit, klorit ve tremolit / aktinolit minerallerinin gelişmesiyle belirtilen yeşilist fasiyesi metamorfizmasından etkilenmiştir (Şekil 4.2.30b). Klorit dokusal olarak geç evrede oluşmuş olup omfasit ve granatın kenarlarından dönüşüme uğramışlardır. Aynı şekilde glokofan mineralinin etrafında gelişen tremolit/aktinolitler de dokusal olarak geç evrede oluşmuş ve yüksek basınç fazlarıyla dengede değildir.





Şekil 4.2.30. a) Eklojit içerisindeki glokofan etrafında gelişen tremolit/aktinolit koronası, b) yeşilşist fasiyesi metamorfizması üzerlemesini gösteren mikroskop görüntüsü. Omfazitlerin tamamı Ca amfibole dönüşmüştür (gr: granat, gln: glokofan, ep: epidot, tre/akt: tremolit/aktinolit, kl: klorit; a: çift nikol, b: tek nikol).

Rutil minerallerinin çevresinde geri dönüşüm metamorfizmasını gösteren sfen halkaları gelişmiştir (Şekil 4.2.31). Sfen halkaları kayanın yüzeylenmesi sırasında rutilden dönüşmüştür. Rutil mineralleri tek nikelde kırmızımsı kahverenkli, yüksek rölyefi ile kolaylıkla tanınmaktadır.

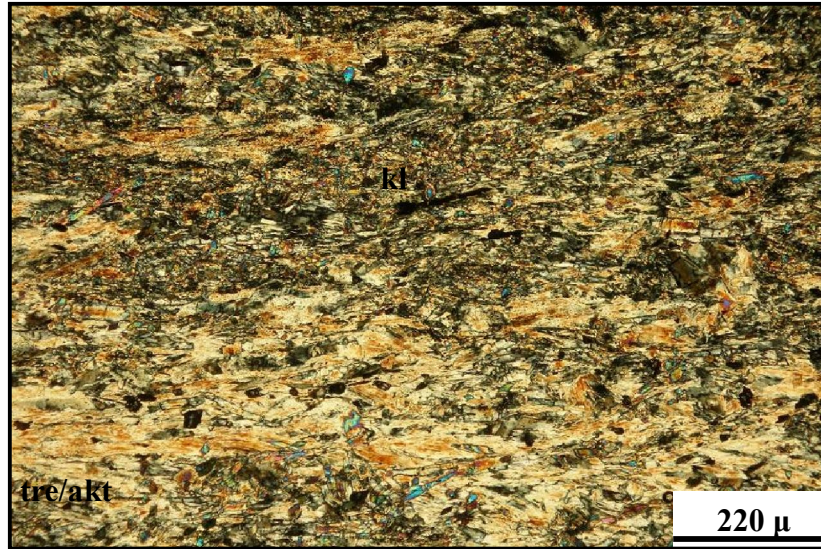


Şekil 4.2.31. Yeşilşist fasiyesi metamorfizmasını gösteren rutil minerallerinin etrafında gelişen sfen halkası (gln: glokofan, ep: epidot, rt: rutil, sf: sfen; tek nikol).

Tremolit/aktinolit şist

YB metabazit diliminin içerisinde yüzlek veren tremolit/aktinolit şistler özellikle Çamlıca Grubu'na ait Dedetepe formasyonu ile olan dokanağa yakın yerlerde deformasyon ve tektonizmaya bağlı olarak meydana gelen ezilme nedeniyle metabazitlerden dönüşmüştür.

Tremolit/aktinolit şistlerin genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.10 da verilmektedir. Amfibol kristalleri çift nikolde çubuksu, sarı-pembe-mavi girişim renklerine sahip, tek nikolde ise zayıf yeşilimsi pleokroizma göstermektedirler. Zayıf yönlenme, çubuksu amfibol mineralleri, ışınal klorit mineralleri en son deformasyon ve metamorfizmanın ürünüdür. Kayacın önemli bir bölümünü oluşturan klorit mineralleri çift nikolde sarımsı gri renkte, tek nikolde yeşil pleokroizma göstermektedir. Epidot türü olan zoisitler mavi girişim renkleriyle karakterize olmaktadır (Şekil 4.2.32). Kayaç içerisinde amfibol ve klorit mineralleri kayaca yönlenme kazandırmıştır. Kayaç içerisinde gözlenen doku da lepidoblastik dokudur.



Şekil 4.2.32. Tremolit/aktinolit şistlerin mikroskop altında genel görünüşleri (tre/akt: tremolit/aktinolit, kl: klorit; çift nikol).

4.2.5.2. Çetmi Grubu ile dokanaktaki YB (yüksek basınç) kayaları

Çetmi Grubu, Biga Yarımadası'nda Kazdağ Grubu'nun batı kesiminde yer almaktadır (Şekil 4.2.1). Çetmi Grubu ile dokanıklı YB metabazit kayaları eklojit/mavişist ve bunlarla birlikte bulunan granat-mika şistlerden oluşmaktadır. Aynı kaya içerisinde eklojitler yeşil renkli kesimlerle temsil edilirken mavişistler koyu mavimsi seviyelerle

karakterize olmaktadır (Şekil 4.2.29). Makroskobik olarak 0,3 – 0,5 cm boyutunda glokofan kristalleri kolaylıkla tanınmaktadır. YB metabazit kayalarının içerisinde gelişen mineral toplulukları Çizelge 4.2.11 de verilmektedir.

Çizelge 4.2.11. Çetmi Grubu içerisinde bulunan YB metabazit kayalarının mineral bileşimi

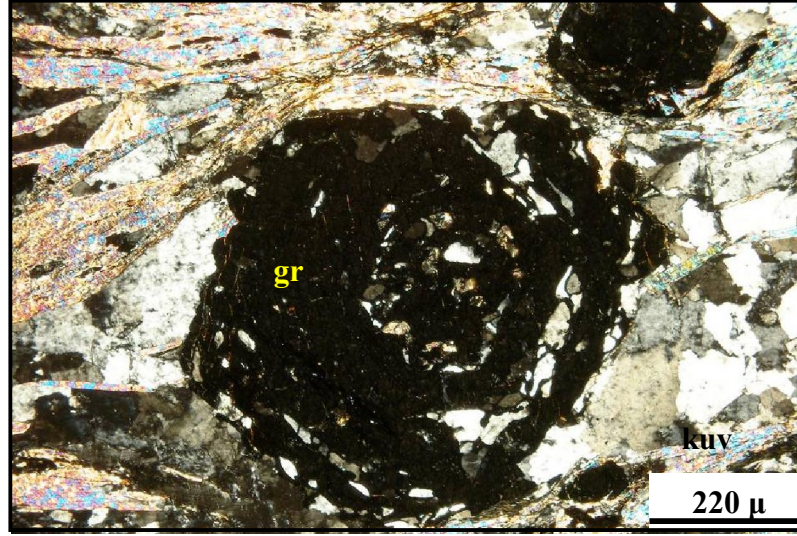
Litoloji	Granat-mika şist	Eklojit	Mavişist
Mineral			
Kuars	X	X	E
Granat	X	X	X
Fengit	X	X	E
Biotit	X	----	----
Klorit	X	X	E
Omfasit	----	X	----
Epidot	----	X	X
Glokofan	----	X	X
Aktinolit	----	----	X
Kalsit	X	E	----
Rutil	E	E	----
Zirkon	E	E	E
Sfen	E	E	E

X: mineralin varlığı. ----: mineralin yokluğu. E: eser

Granat-mika şist

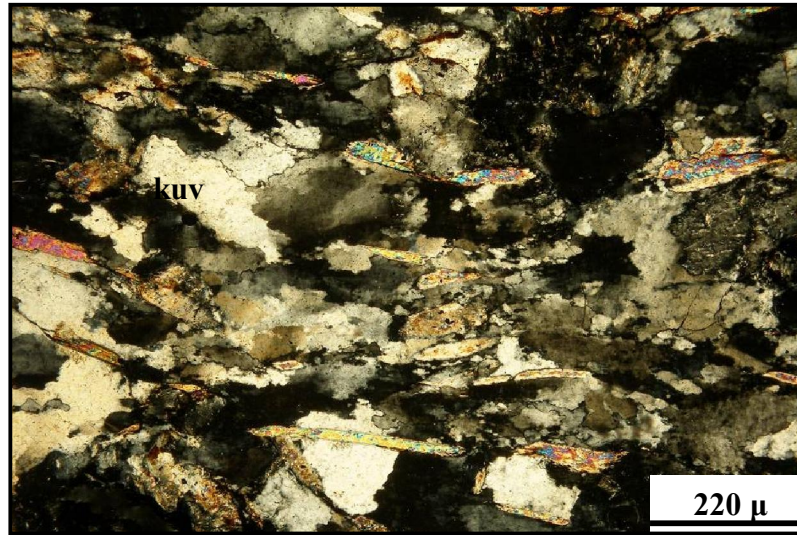
Çetmi Grubu ile dokanaklı granat-mika şistler eklojitler ile birlikte bulunur. Makroskobik olarak granat-mika şistlerde granat mineralleri 0,4 – 0,8 cm boyutlara sahiptir. Bu tür kayaların genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.11 de verilmektedir. Mikroskobik olarak granatlar iri kristaller halinde, özşekilli olarak gözlenmekte ve kayaç içerisinde porfiroblastları oluşturmaktadır. Granat mineralleri içindeki inklüzyonlar kuvars ve fengit minerallerinden oluşmaktadır. Granatlar içerisinde “S” şeklinde porfiroblast içi inklüzyon dizilimleri gelişmiştir (Şekil 4.2.33). Bu tür sin-tektonik spiral inklüzyon dizilimlerinin gelişiminin matriks içerisinde büyümekte olan porfiroblastların basit makaslama hareketleriyle bir eksen etrafında dönmelerinden kaynaklandığı belirtilmektedir (Spry, 1963; Passchier ve Trouw, 2005). Bu mekanizmada büyümekte olan porfiroblast içerisindeki kapanımlar dönme hareketinin başlangıç aşamalarında matriks uzanımlarıyla

ufak açılar yapmakta ve ileriki evrelerde porfiroblastın büyümesi ve dönme hareketinin devam etmesi nedeniyle önce “S” şekli almakta ve daha sonraki aşamalarda spiral şeklinde karmaşık bir içyapı oluşturmaktadır. Bu tür kayalarda gözlenen biotit minerali geç evre ile ilgilidir.



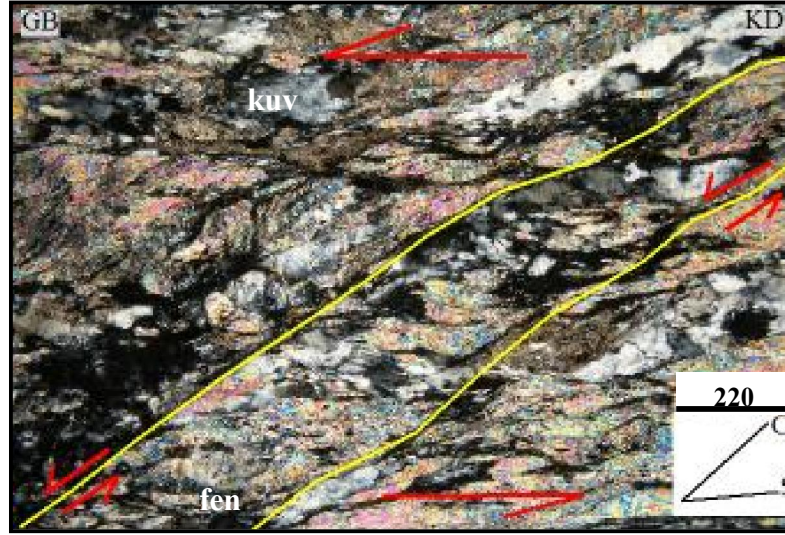
Şekil 4.2.33. Kartopu yapısı gösteren sin-tektonik granat porfiroblastı (kuv: kuvars, gr: granat; çift nikol).

Kuvars taneleri arasındaki sınırlar düzensiz olup yeniden kristallenme meydana gelmiştir (Şekil 4.2.34).



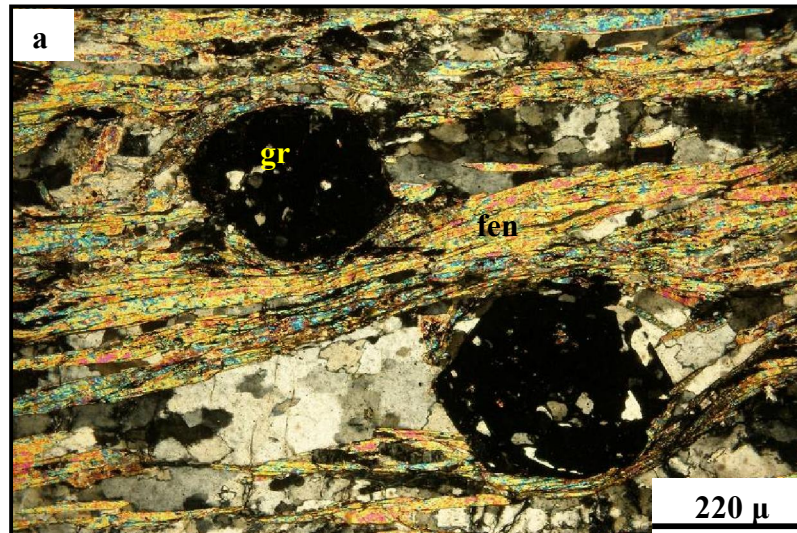
Şekil 4.2.34. Kuvars kristalleri arasında gelişen yeniden kristallenme (kuv: kuvars; çift nikol).

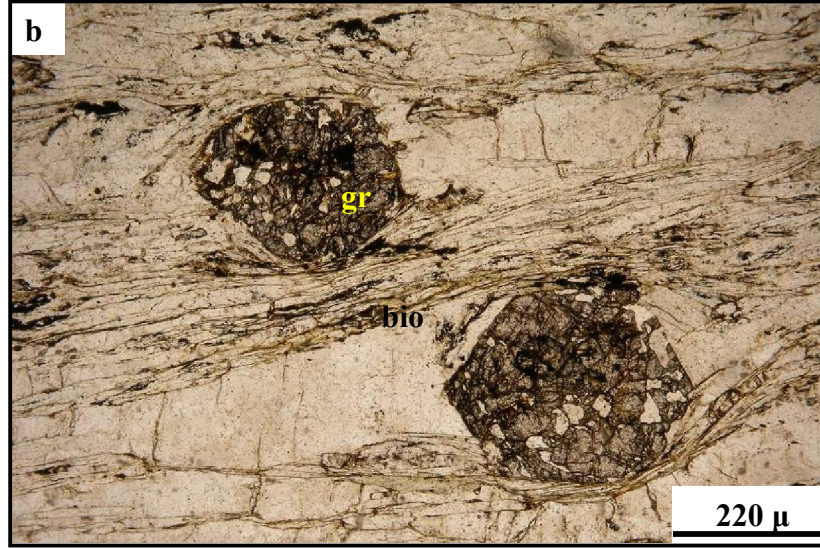
Mika mineralleri granat porfiroblastlarının etrafını sarmakta ve bazı mika minerallerinin klorite dönüştüğü gözlenmektedir. Granat-mika şistlerde tercihli mika yönelmelerinden kaynaklanan yapıların birbirine paralel uzanımını gösteren makaslama bandları (S/C yapıları) gelişmiştir (Şekil 4.2.35). S/C yapılarının makaslama bandlarındaki hareket yönleri ana makaslama zonu ile simetrik karakterdedir.



Şekil 4.2.35. Granat-mika şistlerde gelişen S/C' yapıları. Belirgin makaslama zonlarından oluşan C' düzlemleri toplam makaslama düzlemine paralel gelişmiştir (kuv: kuvars, fen: fengit; çift nikol).

Granat-mika şistlerde fengit ve biotit minerallerinden kaynaklanan lepidoblastik doku (Şekil 4.2.36a), granat porfiroblastlarından kaynaklanan porfiroblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.36b).

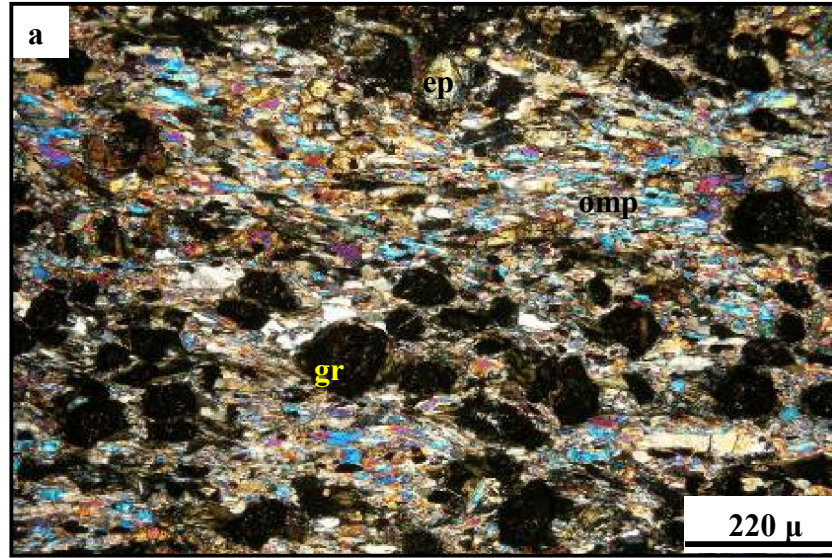




Şekil 4.2.36. a, b) Granat-mika şistlerde gözlenen lepidoblastik ve granat porfiroblastlarından kaynaklanan porfiroblastik doku (fen: fengit, gr: granat, bio: biotit; a: çift nikol, b: tek nikol).

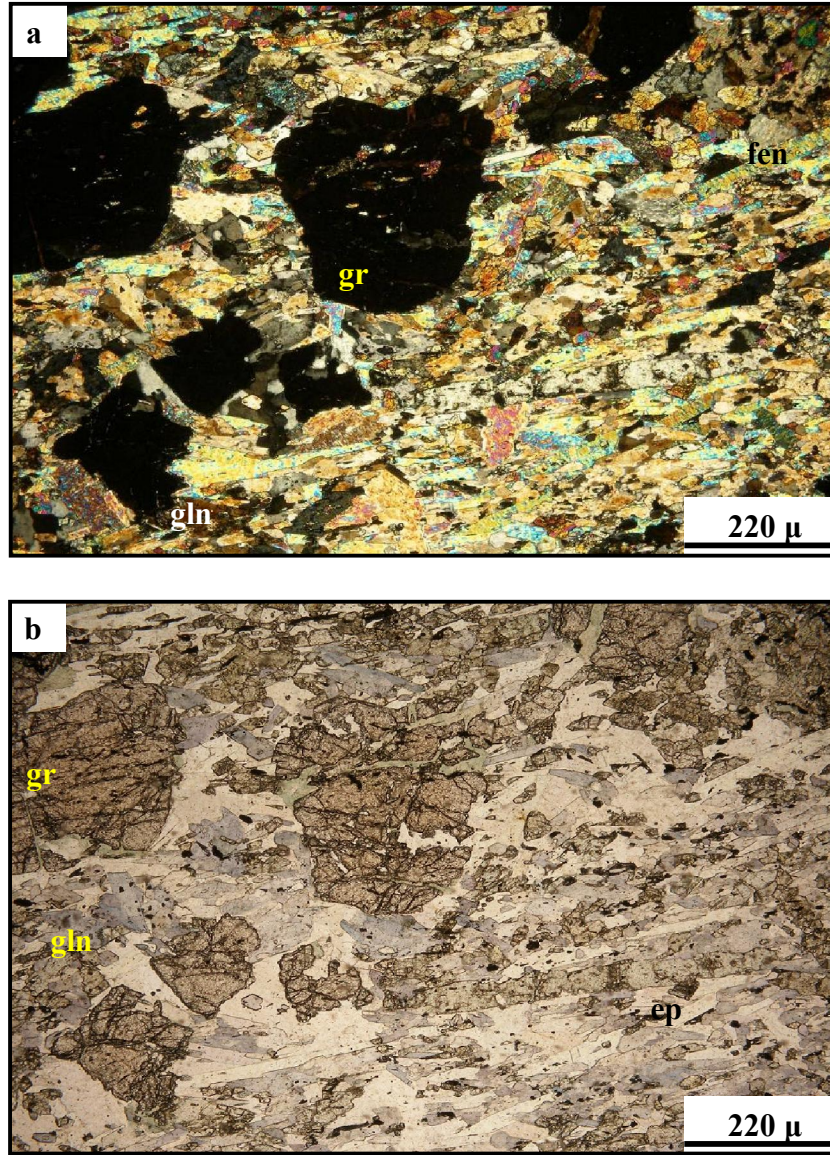
Eklojit/mavişist

Çetmi Grubu içerisinde yayılım sunan eklojit/mavişistlerin genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.11 de verilmektedir. Burada da mavişistler geç evre makaslama zonları boyunca eklojitlerden dönüşmüştür. Mikroskobik incelemelerde eklojit için iki önemli mineralden biri olan granatlar özşekli porfiroblastlar halinde matriks içerisinde dağılmışlardır. Granat içerisinde epidot + rutil + kuvars inklüzyonları gözlenmektedir. Omfasitler çift nikolde pembemsi mavi girişim renklerine sahip, tek nikolde ise yüksek rölyefiyle belirgindirler. Glokofanlar çubuksu ve mavimsi mor pleokroizmasıyla matriks içerisinde bulunmaktadır. Ayrıca tek nikolde çubuksu kristalleriyle ve yüksek rölyefi ile diğer minerallerden kolaylıkla ayrılmaktadır. Klorit ve tremolit/aktinolit mineralleri sırasıyla granat ve glokofan minerallerinden dönüşmüştür (Şekil 4.2.37). Bazı örneklerde kayaç içerisinde gelişen makaslama dolaylı fengit, epidot ve omfasit mineralleri kayaçta şistoziteyi oluşturmuşlardır.



Şekil 4.2.37. a, b) Eklojitlerin mikroskop altında genel görünümü. Granat mineralleri kenarlarından itibaren klorite dönüşmüşlerdir (gr: granat, omp: omfasit, gln: glokofan, ep: epidot, kl: klorit; a: çift nikel, b: tek nikel).

Mavişistler ise Çetmi Grubu içerisinde makaslama zonları boyunca eklojitlerden dönüşmüş olarak gözlenmektedir. Matriks içerisinde glokofan mineralleri omfasitten dönüşmüş olarak özellikle makaslama zonunun baskın olduğu yerlerde makaslama zonu boyunca uzanım sunmaktadır (Şekil 4.2.38). Mavişistlerde de yeşilist fasiyesi metamorfizması üzerlemesini gösteren albit + klorit + tremolit/aktinolit dönüşümleri gelişmiştir. Özellikle glokofanların çevresinde Ca amfibol (tremolit/aktinolit) koronaları yaygın olarak gözlenmektedir.

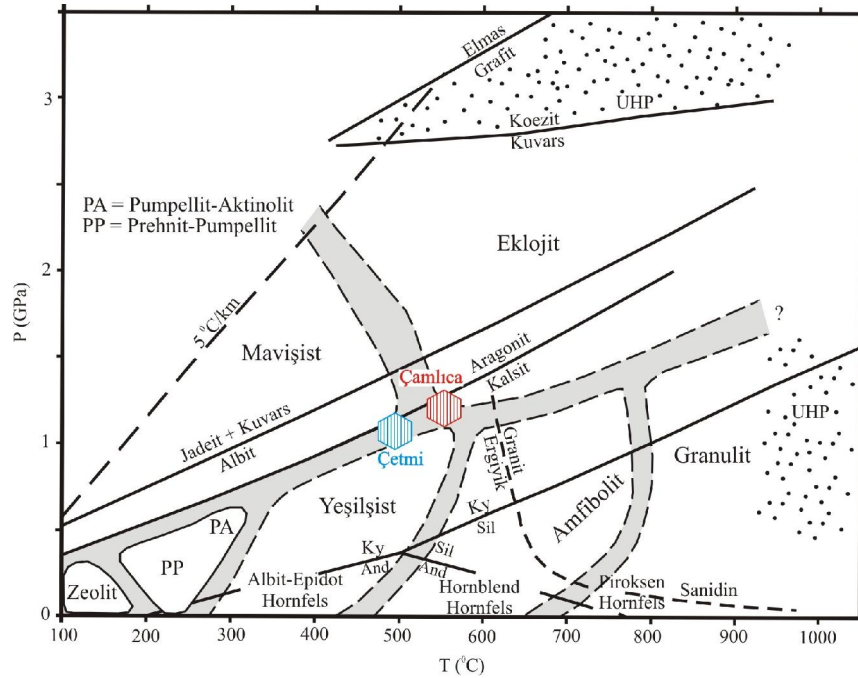


Şekil 4.2.38. a,b) Mavişistlerin mikroskop altında genel görünüşleri (gr: granat, gln: glokofan, ep: epidot, fen: fengit; a: çift nikol, b: tek nikol).

4.2.5.3. Yüksek basınç/düşük sıcaklık metabazik kayaların metamorfizması

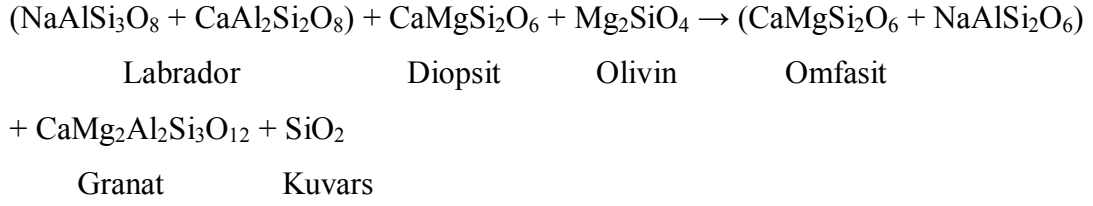
Biga Yarımadası'nda YB metabazik kayaları Çamlıca Grubu ve Çetmi Grubu ile tektonik ilişkili olarak bulunmaktadır. Eklojitler yüksek yoğunluklu, plajyoklas içermeyen, önemli oranda yeşil renkli bir piroksen olan omfasit ve kırmızı renkli granattan oluşan metamorfik mafik bir kayadır. Bu duraylı mineral çifti metabazit kayalarının yüksek basınç altında metamorfizma geçirdiğini göstermektedir. Eklojitlerde gözlenen tipik mineral topluluğu granat + omfasit + glokofan + epidot + fengit ± kuvars olarak saptanmıştır. Bu mineral parajenezi metabazik kayalarının eklojit fasiyesinde metamorfizma geçirdiklerini göstermektedir. Sadece granat ve omfasitten oluşan eklojitler

nadiren gözlenmektedir. Bu tip eklojitlerde granatlar genellikle omfasitten yapılmış bir matriks içerisinde öz şekilli taneler şeklinde bulunur. Bu iki ana mineral dışında kaya az oranda rutil, epidot, kuvars yer almaktadır. Glokofan ve omfasit dokusal olarak duraylı olabilecekleri gibi bazı eklojitlerde glokofanın omfasiti ornattığı gözlenmiştir. İki farklı glokofan oluşumu vardır. Birincisi makaslama nedeniyle eklojitten dönüşmüş mavişist düzeyleri ile ilgilidir. İkincisi eklojit fasiyesi metamorfizması sırasında omfasit ile duraylı olan glokofandır. Önceki çalışmalarda Çamlıca Grubu içerisinde tektonik dilim olarak bulunan metabazit kayalarının granat-klinohiproksen Fe-Mg jeotermometresi kullanarak hesaplanan sıcaklık değerleri 510 ± 50 °C olarak hesaplanmıştır. Minimum basınç değerleri de albit = jadeit + kuvars dengesine dayanarak omfasitin maksimum jadeit içeriğinden 11 kbar olarak hesaplanmıştır (Okay ve Satır, 2000b). Bununla birlikte Çetmi Grubu içerisinde bulunan metabazik kayaların basınç/sıcaklık (P-T) değerleri de granat-omfasit çifti kullanılarak 480 ± 50 °C sıcaklık ve 10 kbar basınç olarak belirlenmiştir (Okay ve Satır, 2000b). Bu değerlere göre Biga Yarımadası'nda yüzlek veren YB metabazik kayalarının P-T diyagramındaki yeri Şekil 4.2.39 da gösterilmektedir.



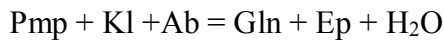
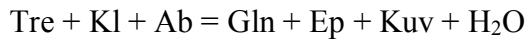
Şekil 4.2.39. Ana metamorfik fasiyeslerinin yaklaşık sıcaklıklarını gösteren P-T diyagramında eklojit fasiyesi metamorfizmasına uğrayan kayaların duraylılık alanları (Philpotts ve Ague, 2009'dan düzenlenmiştir).

Bazik bileşimli kayalardan eklojitlere dönüşüm şematik olarak aşağıdaki şekilde verilebilir.



Coleman ve ark. (1965) eklojitleri mineralojik bileşimlerine göre A, B, C olmak üzere üç grup altında toplamıştır. Bunlar sırasıyla; kimberlitlerde ve bazaltlar içinde ksenolitler olarak yer alan ve mantonun derin kesimlerinden geldiği kabul edilen A grubu (Hawaii ya da Güney Afrika kimberlitleri), gnays-migmatit türü yüksek sıcaklıktaki metamorfik arazilerde band veya mercekler şeklinde yer alan; B grubu (Dabie Shan) ve mavişistlerle ilişkili olarak gözlenen üst kabuk kayaları ile beraber bulunan; C grubu (Fransiskan Kompleksi, Tavşanlı zonu eklojitleri, Biga Yarımadası eklojitleri) dur. Çalışma alanındaki eklojitlerin mineral parajenezine göre bu kayalar Coleman ve ark. (1965)'in C grubu eklojitlerine karşılık gelmektedir. Bunun yanında Carswell (1990) eklojitleri sıcaklık dengelerine dayanarak düşük sıcaklık eklojitleri (~450-550 °C), orta sıcaklık eklojitleri (~550-900 °C) ve yüksek sıcaklık eklojitleri (~900-1600 °C) olmak üzere üç gruba ayırmıştır. Biga Yarımadası'ndaki YB metabazik kayaları düşük sıcaklık eklojit grubuna girmektedir.

Mavişistler geç evre makaslama zonları boyunca eklojitlerden dönüşmüştür. Mavişistlerde saptanan mineral topluluğu granat + glokofan + epidot + fengit ± kuvars dan oluşmaktadır. Sadece yüksek basınçlarda duraylı olan sodik mavi amfibolün varlığı mavişist fasiyesi metamorfizmasını karakterize etmektedir. Glokofan mineralleri makaslama zonları boyunca uzanım göstermekte ve omfasitlerin tüketilmesiyle oluşmaktadır. Yüksek basınç koşullarında glokofan oluşumunu gösteren ve yeşilist fasiyesi metamorfizmasından ayıran reaksiyonlar aşağıda verilmektedir.



Bu reaksiyonlarda düşük dereceli mineral topluluğu olan klorit + albit + aktinolit tipik mavişist fasiyes topluluğu olan glokofan + epidot tarafından yer değişime uğramıştır. Biga Yarımadası'nda yayılım sunan düşük basınç mavişistleri glokofan + epidot + fengit parajeneziyle karakterize olmaktadır. Eklojit fasiyesinde olduğu gibi mavişistlerde duraylı albit minerali içermezler.

Eklojit/mavişistler klorit + albit + epidot + kalsik amfibol (tremolit/aktinolit) gelişmesi ile tanımlanan geri dönüşüm metamorfizmasının etkileri gözlenmektedir. Geri dönüşüm metamorfizması granatların klorit tarafından, sodik amfibollerin (glokofan) kalsik amfibol (tremolit/aktinolit) tarafından ornatılması, kayada yaygın albit ve klorit gelişimi ile kendini belli etmektedir. Geri dönüşüm metamorfizması sonucunda yüksek basınç metamorfizmasını tanımlayan sodik amfibol kayada tamamen yok olmakta ve kaya albit + klorit + tre/akt parajenezi içeren yeşilşist fasiyesi kayaçlarına dönüşmektedir. Sonuç olarak Biga Yarımadası'nda yüzlek veren metabazik kayalar ilk olarak eklojit fasiyesinde metamorfizmaya uğramışlardır. Daha sonra kayalarda omfasitin tüketilip glokofan ve fengit parajenezinin ortaya çıkmasıyla mavişist fasiyesi metamorfizması gelişmiştir. En son olarak kayalar yeşilşist fasiyesinde geri dönüşüm metamorfizmasına uğramışlardır.

4.2.6. Örenli metamorfitleri

Biga Yarımadası'nda Kazdağ Grubu'nun batısında yüzlek veren Örenli metamorfitleri metabazit, şist ve rekristalize kireçtaşı ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 4.2.1). Birbirleriyle ardalanma sunan ve düzenli bir istif oluşturan Örenli metamorfitleri Çetmi Grubunun kuzeyinde ve güneyde Çetmi Grubu ile Kazdağ Grubu'na metamorfik kayaların arasında olmak üzere iki alanda yayılım sunmaktadır. Örenli metamorfitlerine ait kaya birimlerinin mineral toplulukları Çizelge 4.2.12 de verilmektedir.

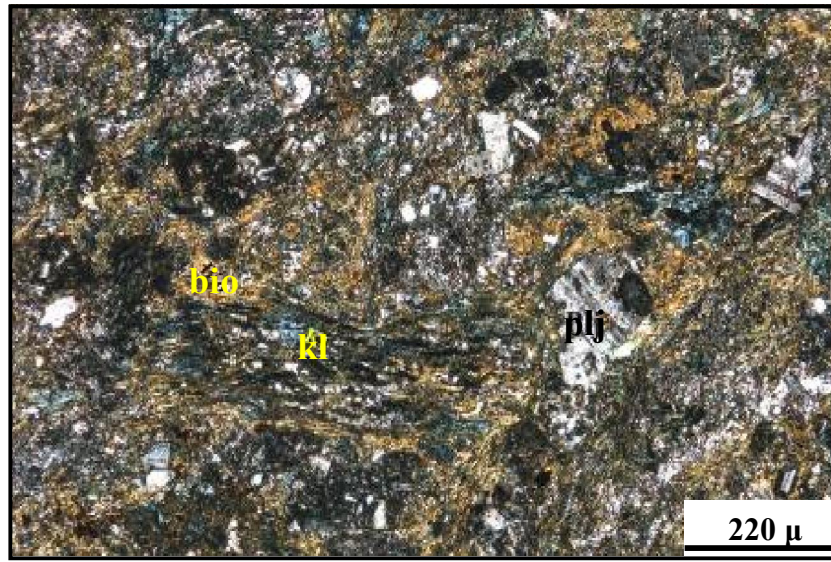
Çizelge 4.2.12. Örenli metamorfitlerinin genel mineral bileşimleri

Litoloji	Metabazit	Kuars-mika şist	Mermer
Mineral			
Kuars	X	X	E
Muskovit	----	X	X
Biotit	X	X	----
Klorit	X	X	----
Plajiolklas	X	----	----
Epidot	X	----	----
Kalsit	----	----	X
Zirkon	----	E	----

X: mineralin varlığı, ----: mineralin yokluğu, E: eser

Metabazit

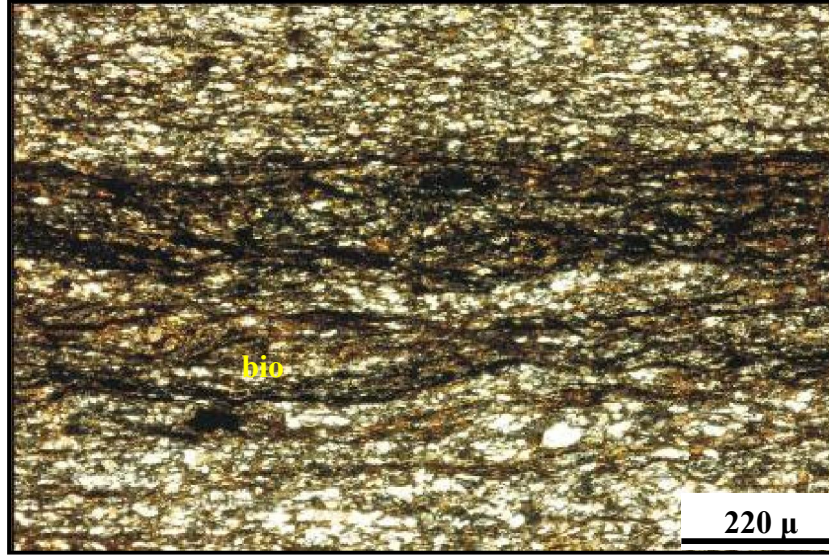
Arazide makroskobik olarak yeşil renkli, belirgin foliasyona sahip metabazitlerde mika mineralleri kayacın mineral bileşiminin önemli bir bölümünü oluşturmaktadır. Metabazitlerin genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.12 de verilmiştir. Mika minerallerinden biotit tek yönde dilinimi ve kahverengi pleokroizmasıyla tanınmaktadır. Klorit mineralleri daha çok biotit minerallerinden dönüşmüş olarak gözlenmektedir. Bunun yanında kayacın mineral bileşimine katılan plajyoklas mineralleri belirgin polisentetik ikizlenmesiyle kolaylıkla ayrılmaktadır (Şekil 4.2.40).



Şekil 4.2.40. Metabazitlerin mikroskop altında genel görünümü (bio: biotit, plj: plajyoklas, kl: klorit; çift nikel).

Metapelit

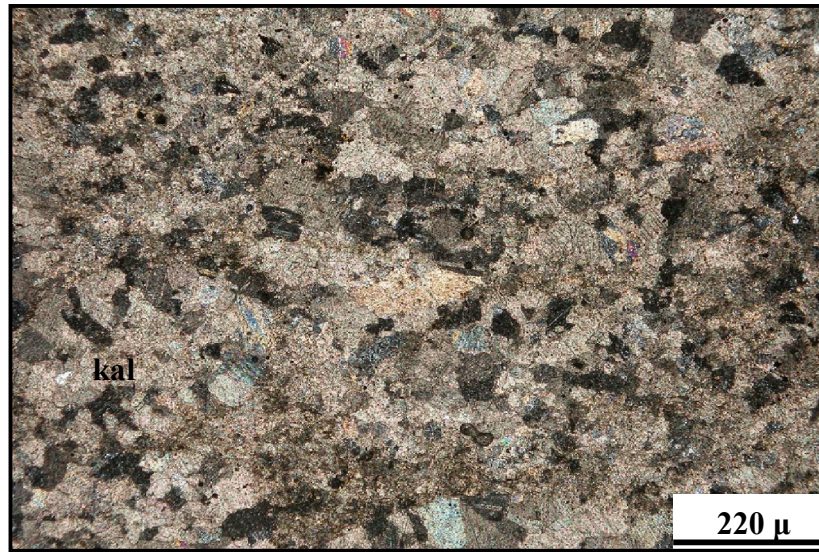
Metapelitler arazide siyahımsı-koyu gri renkli, çok ince taneli ve belirgin foliasyonludur. Metapelitlere ait genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.12 de verilmiştir. Mikroskobik incelemeler sonucunda mika mineralleri kayacın ana bileşenlerini oluşturmaktadır. Klorit mineralleri mika minerallerinden dönüşmüş olduğu görülmektedir. Bu mineraller kayaç içerisinde şistoziteyi oluşturmaktadır. Kuvars mineralleri çift nikelde grimsi beyaz renkli olup şistozite boyunca uzanım göstermektedir. Metapelitlerde mika minerallerinden kaynaklanan lepidoblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.41).



Şekil 4.2.41. Kuvars-mika şistlerde mika minerallerinin yönleneşinden kaynaklanan lepidoblastik doku (bio: biotit; çift nikol).

Mermer

Mermerler arazide açık bej-gri renkli, masif görünümlü, karstik boşluklar içeren, bol kırıklı-çatlaklı olarak gözlenmektedir. Kayacın mineral bileşiminin çok büyük bir bölümünü oluşturan kalsit kristalleri iyi dilinim ve kafes ikizlenmesi göstermektedir. Kayaç içerisinde kalsit minerallerinden kaynaklanan granoblastik doku gelişmiştir (Şekil 4.2.42).



Şekil 4.2.42. Mermerlerde gözlenen granoblastik doku (kal: kalsit; çift nikol).

4.2.6.1. Örenli metamorfitlerinin metamorfizması

Biga Yarımadası'nda Kazdağ Grubunun batısında yer alan Örenli metamorfitlerinde saptanan klorit + biotit + muskovit parajenezi bu kayaların yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğradıklarını göstermektedir.

4.2.7. Kazdağ Grubu

Biga Yarımadası'nda Edremit körfezinin kuzeyinde yer alan KD-GB yönelimli Kazdağ Grubu alttan üste doğru dört formasyona ayrılmaktadır (Duru ve ark., 2004; Şekil 4.2.1). Bunlar; i) Fındıklı formasyonu, ii) Tozlu formasyonu, iii) Sarıkız mermeri, iv) Sütüven formasyonudur.

4.2.7.1. Fındıklı formasyonu

Kazdağ Grubu'nun en alt kesimini oluşturan Fındıklı Formasyonu genel olarak amfibollü gnays, şist ve mermer ardalanmasından oluşmaktadır. Ayrıca gnaysların içerisinde kalk-silikat seviyeleri bulunmaktadır. Ayrıntılı mineralojik ve petrografik incelemeler sonucunda Fındıklı formasyonu gnays, kuvars-mika şist, stavrolit şist, mermer ve kalk-silikattan oluşmaktadır. Fındıklı formasyonuna ait kaya birimlerinin içerisinde gelişen mineral toplulukları Çizelge 4.2.13 de gösterilmektedir. Alt seviyelerde kalsit, plajyoklas, muskovit, kuvars ve stavrolit mineralleri ağırlıklı olarak bulunurken üste doğru ise hornblend, ortoklas, biotit minerallerinin ağırlıklı olduğu mineralojik bileşim saptanmıştır.

Çizelge 4.2.13. Fındıklı formasyonuna ait kaya birimlerinde gelişen genel mineral topluluğu

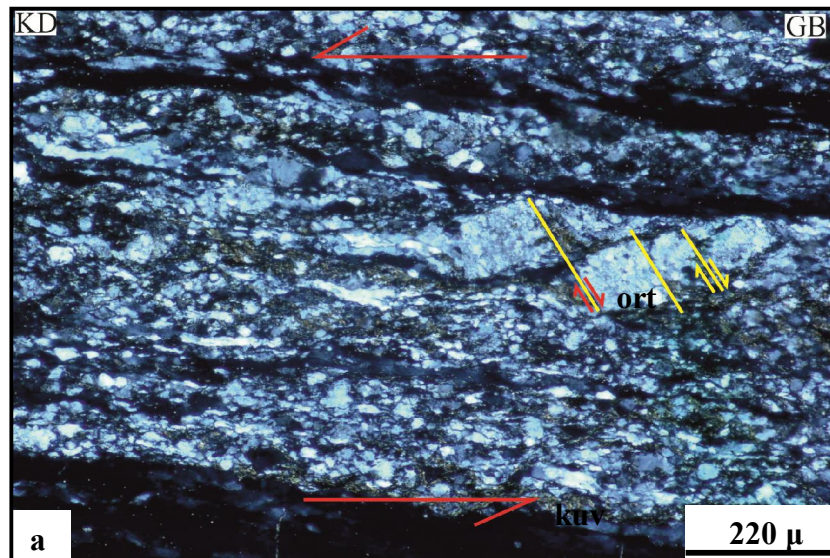
Litoloji	Gnays	Kuvars-mika şist	Stavrolit şist	Mermer	Kalk-silikat
Mineral					
Biotit	X	X	X	----	X
Epidot	X	X	X	----	X
Granat	----	----	----	----	X
Hornblend	X	----	----	----	X
Kalsit	E	----	----	X	X
Klorit	X	X	----	----	----
Kuvars	X	X	X	X	X

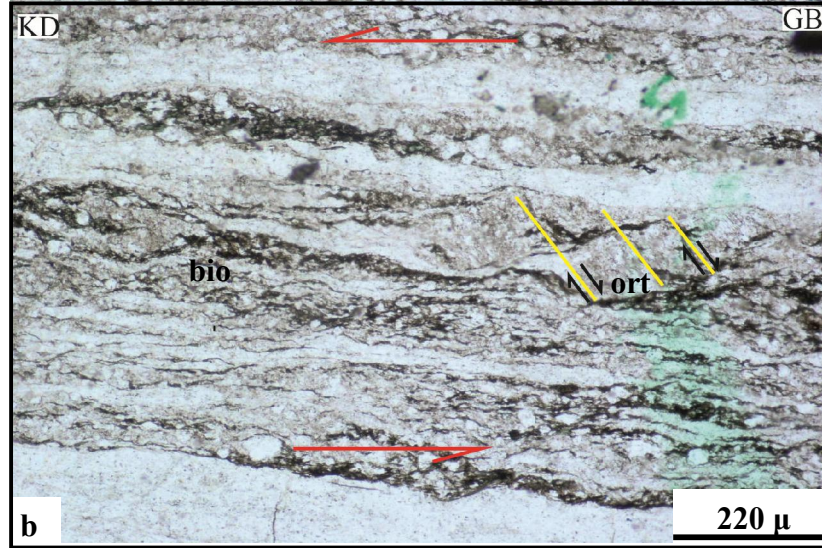
Muskovit	----	X	X	X	X
Ortoklas	X	X	X	----	----
Plajiyoklas	X	X	E	----	X
Stavrolit	----	----	X	----	----
Sfen	E	E	E	----	E
Apatit	E	E	----	----	----
Zirkon	E	E	E	----	----

X: mineralin varlığı, ----: mineralin yokluğu, E: eser

Gnays

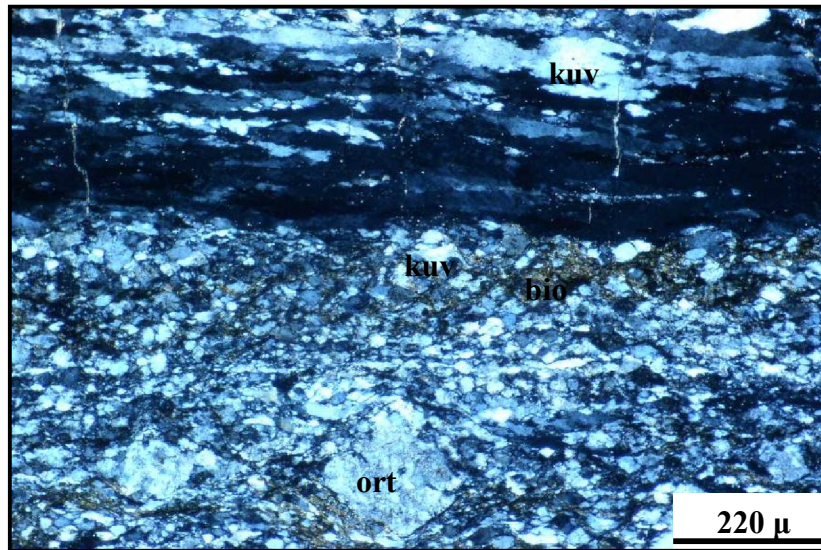
Arazide sarımsı kirli beyaz renkli, belirgin foliasyon ve lineasyona sahip gnayslar içerisinde saptanan mineral toplulukları Çizelge 4.2.13 de gösterilmiştir. Kayacın mineral bileşimine en çok katılan mineral bir K-feldspat türü olan ortoklas mineralidir. Gnayslardaki uzamış kristalleri oluşturan ortoklaslar çift nikolde gri renkli olup kayaç içerisinde porfiroblastları oluştururlar. Uzamış ortoklas minerallerinde asimetric budinlenme gözlenmektedir (Şekil 4.2.43). Domino tipli ortoklas mineralleri genellikle köşeli şekilli, budinin iç yüzeyi küçük yer değiştirmelerle dış yüzeyine doğru eğimlenmiştir. Ortoklas minerallerinde gözlenen bu mikrofaylanma ya da domino tipli budinlenme makaslama hareket yönünün belirlenmesinde kullanılabilir. Buna makaslama hareketinin yönü KD ya doğrudur.





Şekil 4.2.43. a, b) Gnayslarda gözlenen domino tipli asimetric ortoklas budinleri, sağ yanal hareket ve ortoklas içerisinde sintetik faylar görülmektedir (ort: ortoklas, kuv: kuvars, bio: biotit; a, b: çift nikol).

Gnayslarda ayrıca C' tipli makaslama bandı klivajları gelişmiştir. Ortoklas mineralleri içerisinde gelişen mikrofaylar makaslama bandı klivajlarına paralel gelişmiştir. Gnaysların mineralojik bileşiminde yaygın olarak gözlenen bir diğer mineralde kuvars dır. Kuvars mineralleri arasında dinamik rekristalizasyon sonucunda yeniden kristallenme meydana gelmiştir (Şekil 4.2.44).

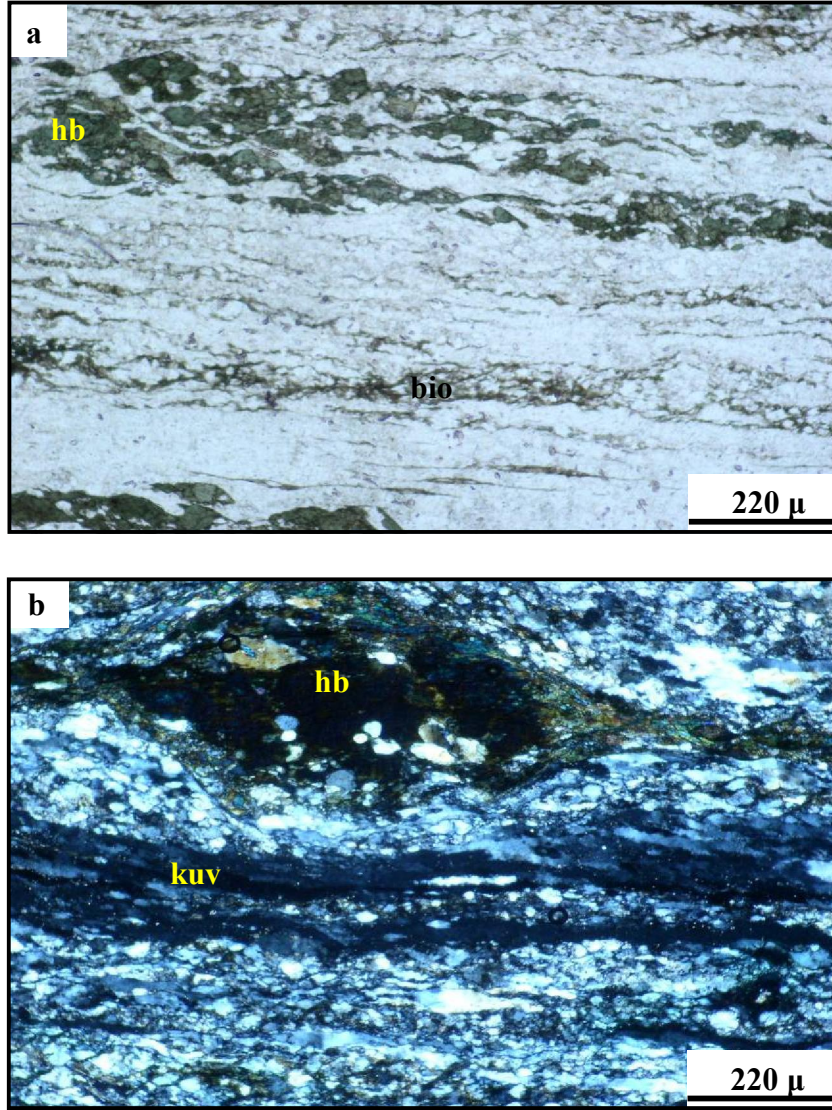


Şekil 4.2.44. Kuvars içerisinde meydana gelen dinamik rekristalizasyonun tipik dokusu (ort: ortoklas, kuv: kuvars, bio: biotit; çift nikol).

Yeniden şekillenme işlemi sonucunda kristal içerisindeki düzensizlikler belli düzlemler boyunca yoğunlaşmaya uğrarlar. İnce kesitlerde bu durum yaklaşık tekdüze sönme gösteren, faklı yönlenmelere sahip zonal oluşumlara neden olur. Bu geçiş zonları deformasyon bandları olarak tanımlanmaktadır (Passchier ve Trouw, 2005). Bu yapılar dalgalı sönme ile alt tane oluşumu arasındaki bir ara evreyi simgelemektedir. Alt taneler kristalin içerisinde keskin sınırlarla bölümlere ayrılmaktadır. Şekil 4.2.44 de dalgalı sönme gösteren büyük, eski kuvars tanelerinin ve uzamış alt tanelerinin kalıntıları yeniden kristalizasyon ile yeni oluşmuş küçük tanelere geçmektedir. Yeniden şekillenme sırasında yeni mineraller oluşmaz. Bununla birlikte eski ve yeni taneler arasında küçük bileşimsel değişimler olabilir (Vernon, 2004).

Gnayslar içerisinde bulunan bir diğer mineral olan hornblendler çift nikolde yeşilimsi sarı renkte ve bazı gnays örneklerinde belirli bir yön boyunca uzamış olarak gözlenmektedir. Tek nikolde yeşilimsi pleokroizması ve yüksek rölyefi ile kolaylıkla tanınmaktadır. Kayaç içerisinde porfiroblastlar şeklinde gözlenen hornblend minerallerinde mikro budinlenme gözlenmektedir. Aynı zamanda bu tür budinlenme makaslama bandı budinlenmesi olarak da adlandırılmaktadır (Passchier ve Trouw, 2005). Makaslama bandı budinleri uzun, mercek şekilli ve büyük yer değiştirmeye uğramış olarak bulunmaktadır.

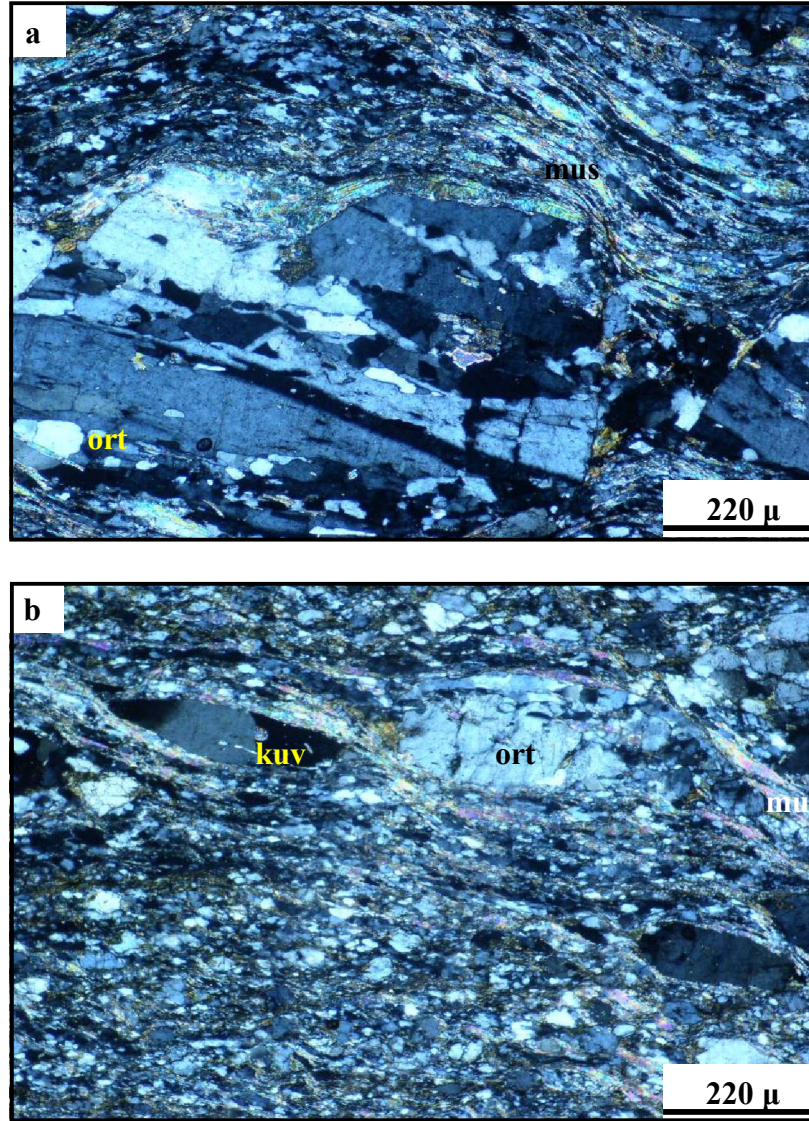
Gnayslar içerisinde gözlenen biotit ve klorit mineralleri kayaç içerisinde şistoziteyi oluşturmaktadır. Kloritler biotitlerden dönüşmüş olarak bulunmaktadır. Epidot mineralleri ise çift nikolde pembemsi mavi renklere ve küçük taneler halinde matriks içerisinde dağılımı sunmaktadır. Aksesuar minerali olarak sfen, zirkon ve apatit mineralleri gözlenmektedir. Gnayslarda gelişen asimetric budinler ve dinamik rekristalizasyon olayları bu kayaların yüksek dereceli metamorfizma koşullarında geliştiğini göstermekle birlikte meydana gelen makaslama hareketlerinin yönünü de vermektedir. Gnayslarda mika minerallerinden kaynaklı lepidoblastik doku (Şekil 4.2.45a), amfibol ve ortoklas minerallerinden kaynaklanan porfiroblastik doku gelişmiştir (Şekil 4.2.45b).



Şekil 4.2.45. a) Gneyslarda gözlenen lepidoblastik doku, hornblend mineralleri şistozite boyunca dizilmişlerdir. b) porfiroblastik doku (hb: hornblend, kuv: kuvars, bio: biotit; a: tek nikol, b: çift nikol).

Kuvars-mika şist

Kuvars-mika şistlere ait genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.13 de verilmektedir. Kayacın mineral bileşiminde en fazla bulunan mineraller kuvars ve mika mineralleridir. Kuvars mineralleri arasındaki sınırlar düzdür. Kuvars ve ortoklas mineralleri içerisinde dinamik rekristalizasyon sonucu yeniden şekillenme ve yeniden kristalleşme meydana gelmiştir (Şekil 4.2.46).



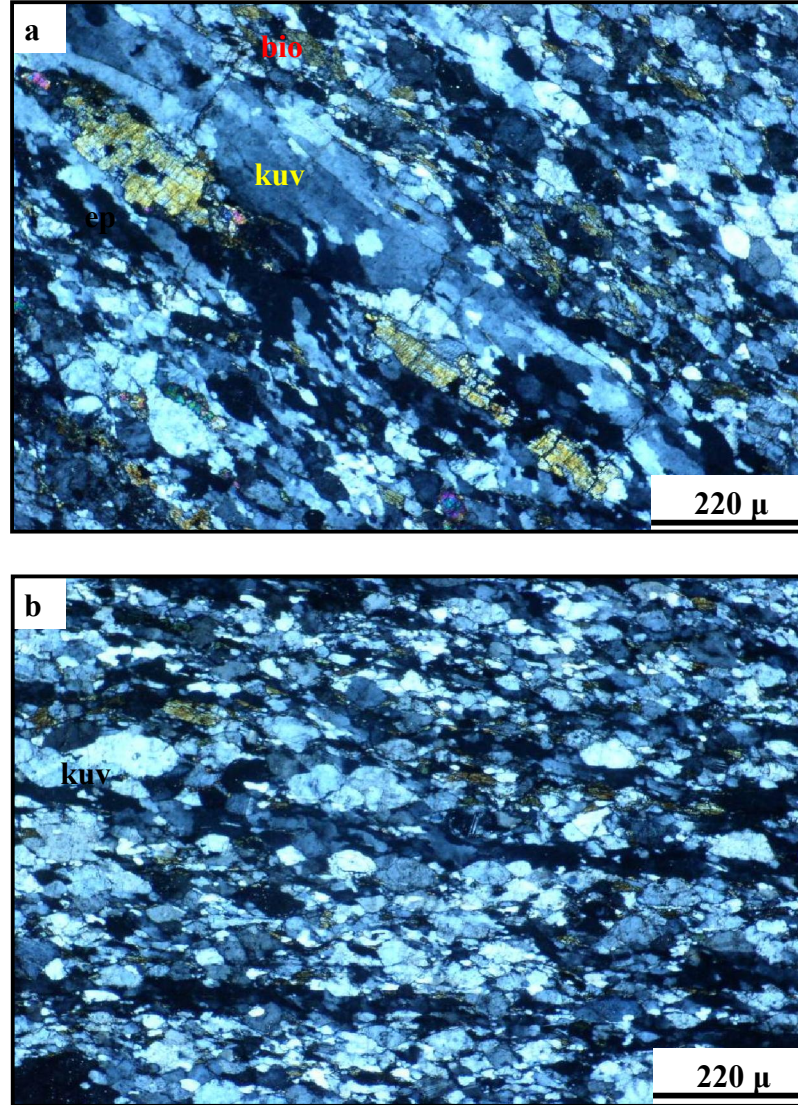
Şekil 4.2.46. a) Ortoklas taneleri içerisinde gelişen yeniden kristalleşme, b) kuvars tanelerinin yeniden şekillenmesi (kuv: kuvars, ort: ortoklas, mus: muskovit, a, b: çift nikol).

Tane sınır göçü ile kuvars ve ortoklas kristallerinde iç serbest enerji değerinde azalmalar gerçekleşmiştir. Bu olay sonucunda da kristallerin yeniden düzenlenmesi ve yüksek dislokasyon yoğunluğuna sahip eski tanelerin yeni taneler tarafından yer değiştirmesine neden olmuştur. Bu olay yeniden kristalleşme veya tane sınır göçü yeniden kristalleşmesi olarak adlandırılmaktadır (Passchier ve Trouw, 2005).

Kuvars-mika şistlerde mineral bileşimine katılan mika minerallerinde biotit yeşilimsi kahverenkli, tek yönde dilinime sahip çubuksu kristaller şeklinde gözlenmektedir. Bu tür biotit mineralleri tek nikolde belirgin rölyefli ve yeşilimsi pleokroizma göstermektedir. Bazı biotit mineralleri klorite dönüşmüştür. Diğer bir mika minerali olan muskovitler

kayaç içerisinde ortoklas porfiroblastlarını sarar şekilde gözlenmektedir. Mika mineralleri kayaç içerisinde şistoziteyi oluşturmaktadır. Epidot mineralleri ise çift nikolde sarımsı girişim renklerine sahip olup tek nikolde belirgin rölyeflidir.

Kuars-mika şistlerde mika minerallerinden kaynaklanan lepidoblastik doku (Şekil 4.2.47a), eş boyutlu kuvars minerallerinin oluşturduğu granoblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.47b).

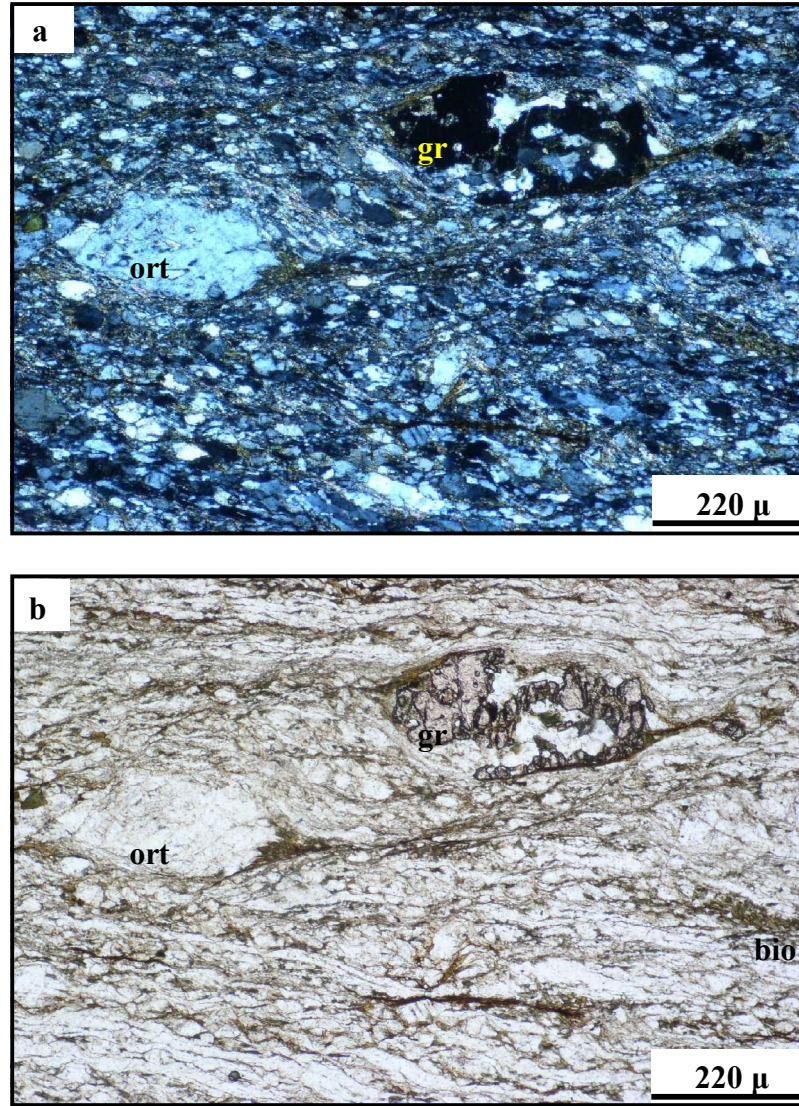


Şekil 4.2.47. Kuvars-mika şistlerde gözlenen a) lepidoblastik doku, b) granoblastik doku (kuv: kuvars, bio: biotit; a, b: çift nikol).

Granat-mika şist

Mikroskobik çalışmalar sonucunda granat-mika şistlerin genel mineral bileşimleri kuvars + granat + biotit + muskovit + ortoklas + plajyoklas + klorit ± zirkon ± apatit olarak

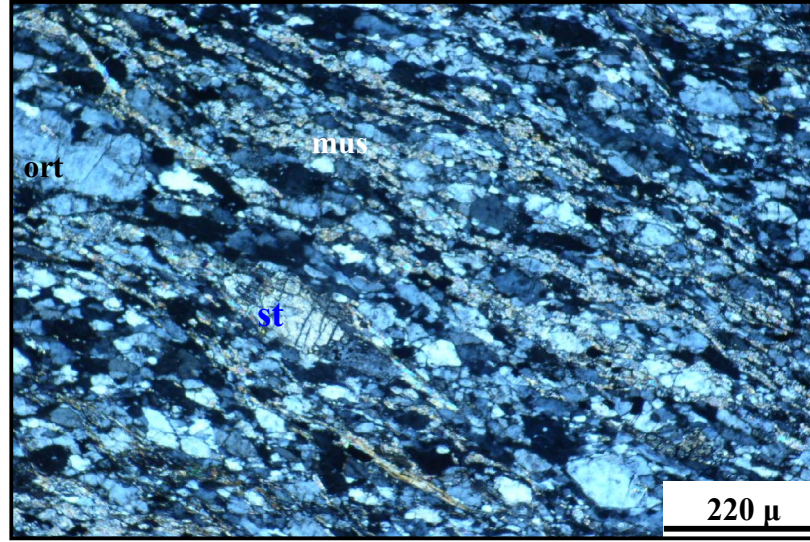
saptanmıştır. Bu tür şistlerin en belirgin minerali olan granatlar özşekilsiz ve kuvars kapanımları içermektedir. Ortoklas mineralleri çift nikolde gri renkli olup granat mineralleriyle birlikte kayaç içerisinde porfiroblastları oluştururlar. Mika grubu mineralleri granat ve ortoklasları sarar durumdadır. Bu grup minerallerinden biotit yeşilimsi pleokroizmasıyla, muskovit ise canlı girişim renkleriyle tanınmaktadır. Kloritler çift nikolde lacivertimsi mavi girişim rengi ve açık yeşil pleokroizmasıyla tanınırlar. Kloritlerin çoğu ikincil olup biotit ya da granattan dönüşüm sonucu oluşurlar. Kuvarslar ise eş boyutlu ve sınırları düzdür. Plajioklaslar ise kuvarsların arasında olup onlarla yaklaşık eş boyutludur ve polisentetik ikizlenme gösterirler. Granat-mika şistlerde granat ve ortoklas porfiroblastlarından dolayı porfiroblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.48).



Şekil 4.2.48. Granat-mika şistlerde gözlenen porfiroblastik doku (ort: ortoklas, gr: granat, bio: biotit; a: çift nikol, b: tek nikol).

Stavrolit şist

Stavrolit şistler baskın olarak ortoklas ve mika minerallerinde oluşmaktadır (Şekil 4.2.49). Stavrolit şistlere ait genel mineral toplulukları Çizelge 4.2.13 de verilmiştir. Mikroskopta ince-uzun kristaller şeklinde gözlenen stavrolit minerali çift nikolde açık sarı renkte, tek nikolde ise yüksek rölyefi ve açık sarı pleokroizmasıyla kolaylıkla tanınır. İnce-uzun stavrolit kristalleri kayacın şistozitesi yönünde uzama göstermektedir. Ortoklaslar çubuksu, iri kristaller halinde matriks içinde dağılım gösterirler.



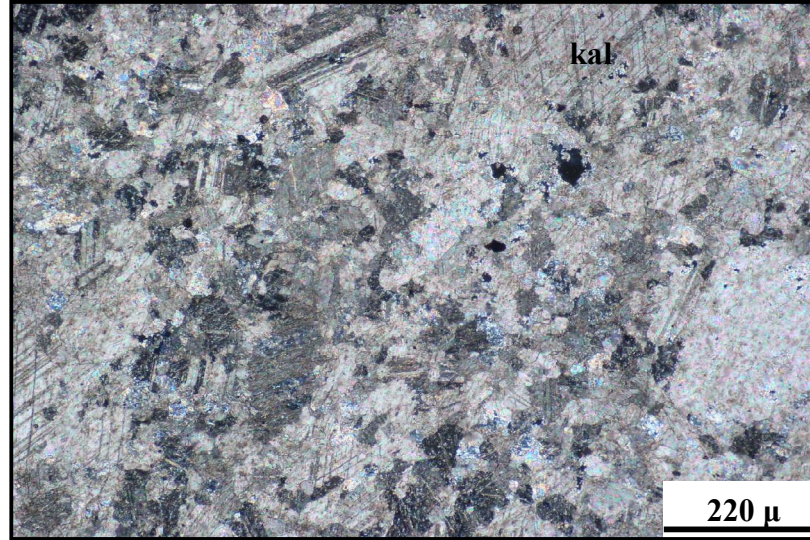
Şekil 4.2.49. Stavrolit şistlerin mikroskop altında genel görünümü (ort: ortoklas, mus: muskovit, st: stavrolit; çift nikol).

Mermer

Mermerlerin genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.13 de verilmiştir. Mermerlerin büyük çoğunluğunu oluşturan kalsitler polisentetik ikizli olup birbirleriyle girik dokanak yaparlar (Şekil 4.2.50). Muskovit ve kuvarslar ise bu minerallerin arasında bağımsız, tek kristaller şeklinde bulunur.

Kalk-silikat

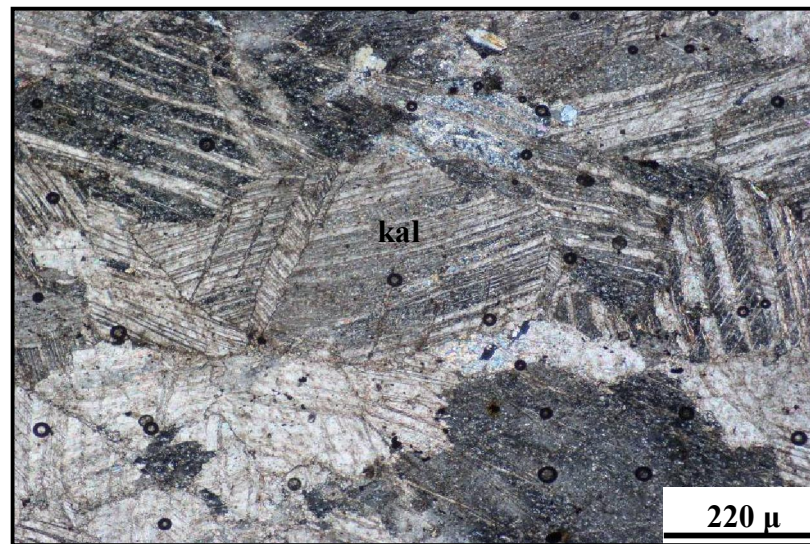
Kalk-silikatların genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.13 de verilmiştir. Dış yüzeyi sarımsı beyaz, taze yüzey rengi açık yeşil olan kalk-silikatlar oldukça sert ve dayanımlıdır. Mineral bileşiminin büyük bölümünü plajyoklas ve epidotlar oluşturmaktadır. Kalk-silikatların ilksek kayaçlarının diyajenez sırasında sedimentler içerisinde Ca, Si, Al ve Mg zenginleşmeleriyle ilişkili olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.2.50. Mermerlerin mikroskop altında genel görünümü (kal: kalsit, çift nikol).

4.2.7.1.1. Babadağ mermeri

Mikroskobik incelemeler sonucu Babadağ mermerinin genel mineral bileşimi kalsit + muskovit + kuvars olarak saptanmıştır. Polisentetik ikizlenme göstermesiyle ayırt edilen kalsit minerallerinde kinkband yapıları gelişmiştir (Şekil 4.2.51). Bu yapılar kristalin birbirinden farklı yönlenmelere sahip bölümlere ayrılmasından oluşmaktadır. Kinkband yapıları kristallerin paralel düzlemler boyunca birbiri üzerine kayması ve bu yüzeylere paralel düzlemler boyunca mineralde kısaltmaların gerçekleşmelerinden kaynaklanmaktadır (Passchier ve Trouw, 2005). Mermerlerde granoblastik doku gelişmiştir.



Şekil 4.2.51. Babadağ mermerinde gözlenen kinkband yapıları ve granoblastik doku (kal: kalsit, çift nikol).

4.2.7.2. Tozlu formasyonu

Tozlu formasyonu mikroskobik ve petrografik incelemeler sonucu genel olarak metadünit, metaperidotit, serpantinit ve amfibolitten oluşmaktadır. Tozlu formasyonuna ait kaya birimlerinin içerisinde gelişen mineral toplulukları Çizelge 4.2.14 de gösterilmektedir.

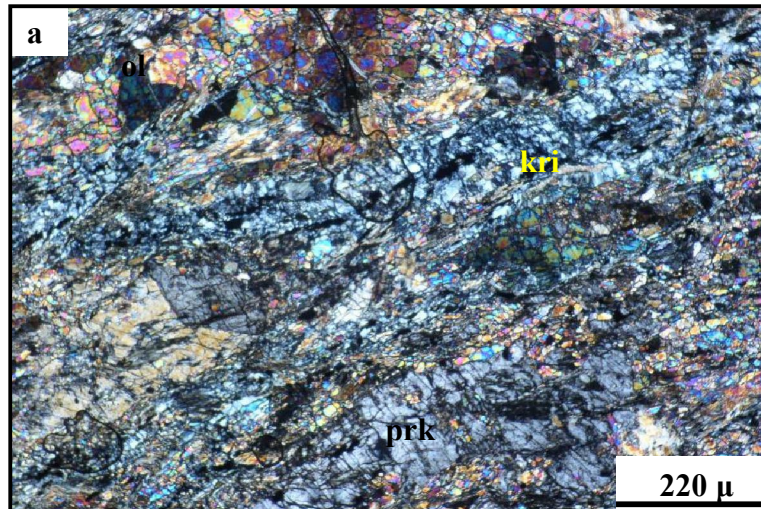
Çizelge 4.2.14. Tozlu formasyonuna ait kaya birimlerinde gelişen genel mineral topluluğu

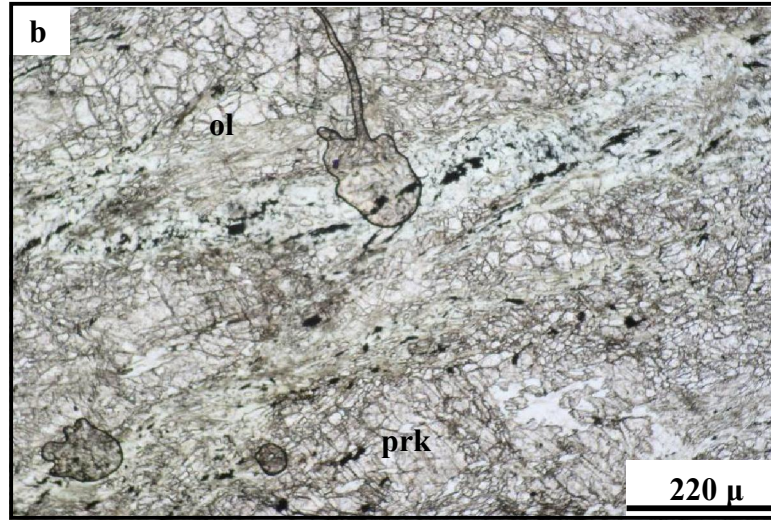
Litoloji	Metadünit	Serpantinit	Amfibolit	Metaperidotit
Mineral				
Antigorit	----	X	----	----
Hornblend	----	----	X	X
Kuvars	----	----	X	----
Klorit	----	X	----	----
Krizotil	X	X	----	----
Plajiolklas	----	----	X	X
Piroksen	E	X	----	X
Olivin	X	X	----	X
Rutil	----	----	X	----
Sfen	----	----	E	----

X: mineralin varlığı, ----: mineralin yokluğu, E: eser

Metadünit

Kayacın mineral bileşiminin büyük çoğunluğunu olivin mineralleri oluşturmaktadır (Şekil 4.2.52). Olivin minerallerinin büyük kısmı serpantin minerallerine dönüşmüş olarak gözlenmektedir.

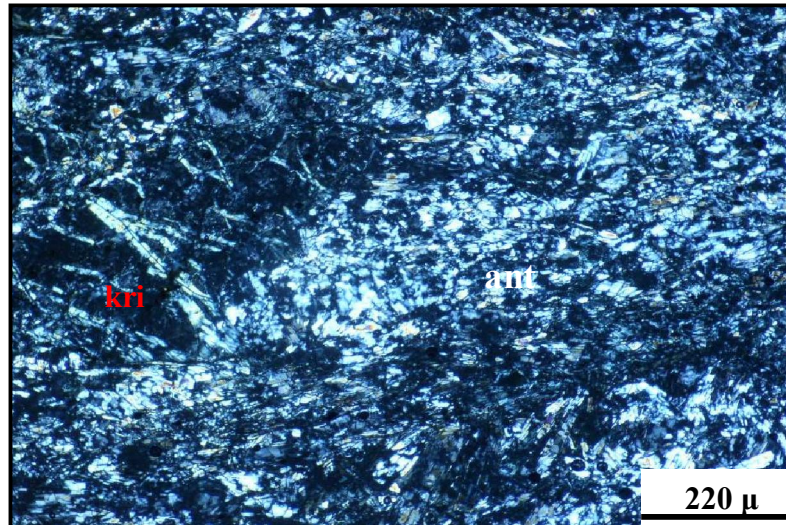




Şekil 4.2.52. a, b) Metadünitlerin mikroskop altında genel görünümü (ol: olivin, prk: piroksen, kri: krizotil; a: çift nikol, b: tek nikol).

Serpantinit

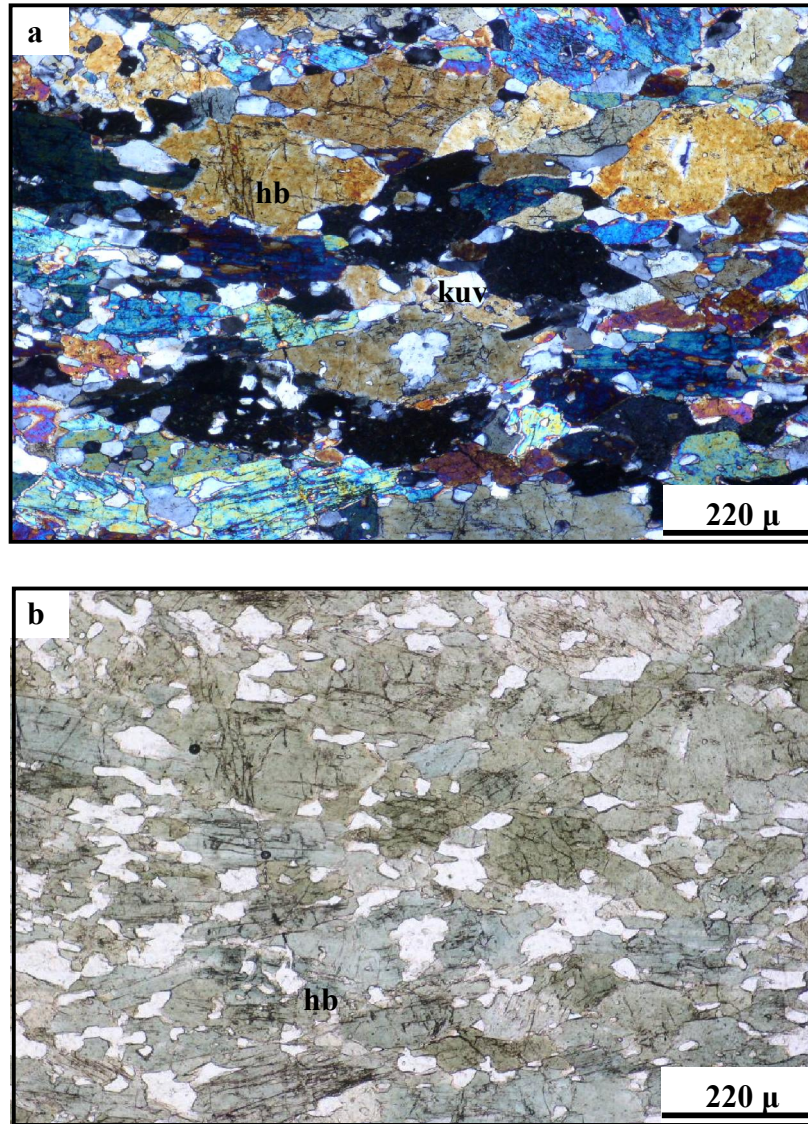
Serpantinitlerin genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.14 de verilmiştir. Serpantinitlerin ana mineralini oluşturan antigorit mineralleri çift nikolde mavimsi ve gri renkli olarak görülmektedir. Bir başka serpantin minerali olan krizotiller ise lifsi haldedir ve olivinlerin içerisinde gelişmiştir. Piroksenlerde is bastitleşme gözlenmektedir. Serpantinitlerde gözlenen en yaygın doku elek dokusudur (Şekil 4.2.53).



Şekil 4.2.53. Serpantinitlerde gözlenen elek dokusu (ant: antigorit, kri: krizotil; çift nikol).

Amfibolit

Arazide oldukça siyah renkli, kaba foliasyonlu ve iri kristalli olarak gözlenen amfibolitlerin genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.14 de verilmiştir. Amfibolitlerde baskın olarak hornblend mineralleri bulunmaktadır. Hornblend mineralleri çift nikolde sarımsı mavi girişim renklerine sahip olup tek nikolde belirgin rölyefi, çift yönde gelişen dilinimi ve yeşil pleokroizmasıyla kolaylıkla tanınmaktadır. Ayrıca matriks içerisinde iri kristalleri oluştururlar. Amfibolitlerde gözlenen bir diğer mineral olan plajiyoklaslar ise çift nikolde polisentetik ikizlenmesiyle tanınırlar. Kuvarlar ise küçük kristaller şeklinde matriksi içerisinde dağılım gösterirler ve aralarındaki sınırlar düzdür. Amfibolitlerde nematoblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.54).



Şekil 4.2.54. a, b) Amfibolitlerde gözlenen nematoblastik doku (hb: hornblend, kuv: kuvars; a: çift nikol, b: tek nikol).

Metaperidotit

Arazide belirgin foliasyonlu ve bileşimsel tabakalanma gösteren metaperidotitlerin genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.14 de verilmiştir. Kayaç içerisinde en yaygın gözlenen mineral olivindir. Olivin minerallerinin büyük oranda serpantin minerallerine dönüşmüştür. Piroksen mineralleri iri kristaller şeklinde olup bu minerallerde bastitleşme gelişmiştir.

4.2.7.3. Sarıkız Mermeri

Çalışma alanında Sarıkız mermeri alt seviyelerde şist ile başlamakta üste doğru ise mermerlere geçiş göstermektedir. Şist ve mermerlere ait genel mineral toplulukları Çizelge 4.2.15 de verilmektedir.

Çizelge 4.2.15. Sarıkız mermeri içerisinde bulunan şist ve mermerlerin genel mineral bileşimleri

Litoloji	Şist	Mermer
Mineral		
Biotit	X	----
Epidot	X	----
Granat	X	----
Kalsit	E	X
Kuvars	X	X
Klorit	X	----
Muskovit	----	X
Ortoklas	X	----
Plajjoklas	X	----
Zirkon	E	----
Sfen	E	----

X: mineralin varlığı, ----: mineralin yokluğu, E: eser

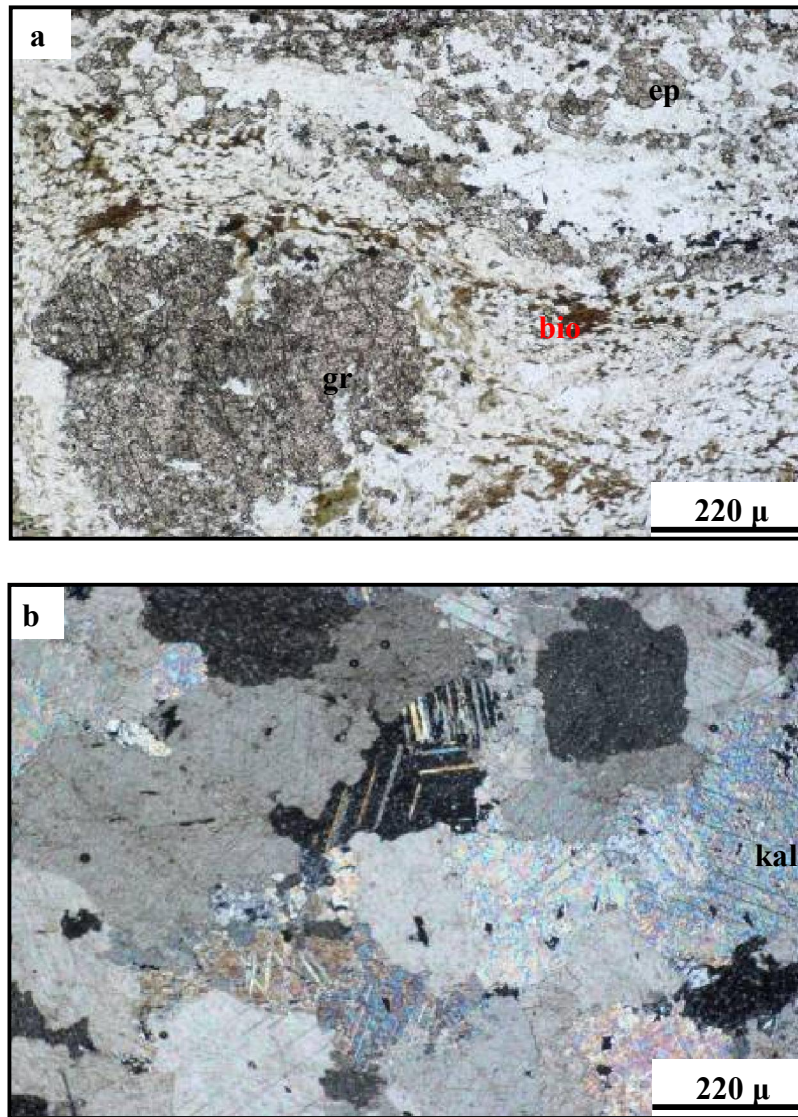
Şist

Şistler baskın olarak kuvars, ortoklas ve biotit minerallerinden oluşmuştur. Kuvarslar küçük taneler şeklinde gözlenmekte ve aralarındaki sınır düzdür. Ortoklas mineralleri gri renkli ve büyük taneler şeklinde bulunur. Biotit mineralleri ise çift nikolde kahverenkli, küçük, özşekilsiz taneler halinde dağılım sunmaktadır. Tek nikolde belirgin röllyefe ve

kahverengi pleokroizmaya sahiptir. Gnayslar içerisinde gözlenen bir diğer mineral ise granattır. Granat mineralleri özşekilsiz ve kenarlarından itibaren klorit dönüşümleri gözlenmektedir. Epidot mineralleri küçük taneler halinde matriks içerisinde belirli bir yönde dizilim gösterirler. Şistlerde granat minerallerinden kaynaklanan porfiroblastik doku gelişmiştir (Şekil 4.2.55a).

Mermer

Mermerlerin mineral bileşiminde ana mineral olarak gözlenen kalsitler iri kristaller şeklinde gözlenmekte ve kalsit mineralleri polisentetik ikizlenmeye sahiptir. Mermerlerde iri kalsit minerallerinden kaynaklanan granoblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.55b).



Şekil 4.2.55. a) Şistlerde gözlenen porfiroblastik doku, b) mermerlerde gözlenen granoblastik doku (gr: granat, bio: biotit, ep: epidot, kal: kalsit; a: tek nikel, b: çift nikel).

4.2.7.4. Sütüven formasyonu

Sütüven Formasyonu başlıca granitik gnaystan ve daha az oranda amfibolit ve mermer mercceklerinden oluşmaktadır. Ayrıca migmatizasyon Sütüven Formasyonu içerisinde yaygın bir şekilde gözlenmektedir. Sütüven formasyonuna ait kaya birimlerinin genel mineral topluluğu Çizelge 4.2.16 da verilmektedir.

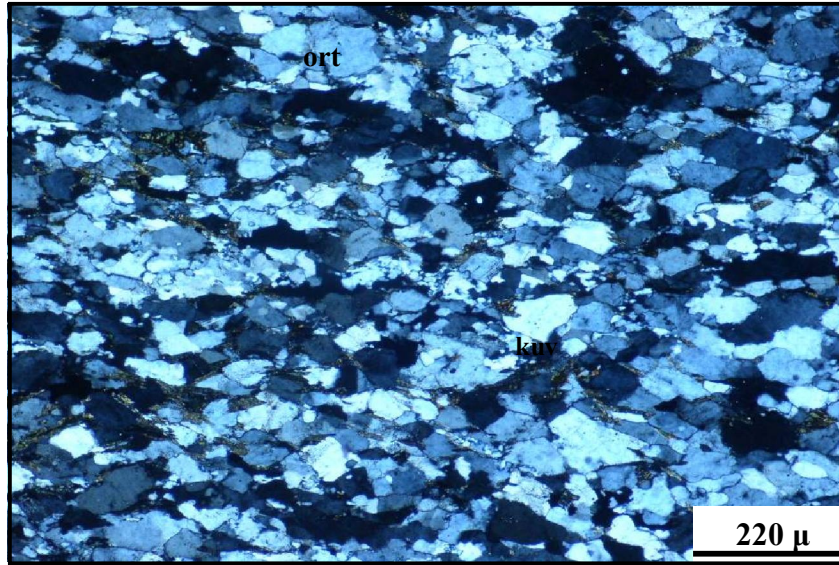
Çizelge 4.2.16. Sütüven formasyonuna ait kaya birimlerinde gelişen mineral topluluğu

Litoloji	Gnays	Amfibolit	Migmatit	Mermer
Mineral				
Biotit	X	----	E	----
Epidot	X	X	----	----
Granat	----	X	----	----
Hornblend	----	X	E	----
Kalsit	----	----	----	X
Klorit	E	X	X	----
Kuvars	X	X	X	X
Muskovit	E	----	----	X
Ortoklas	X	----	X	----
Plajioklas	X	X	X	X
Sillimanit	X	----	----	----
Sfen	E	E	E	----
Apatit	E	----	----	----
Zirkon	E	E	----	----

X: mineralin varlığı, ----: mineralin yokluğu, E: eser

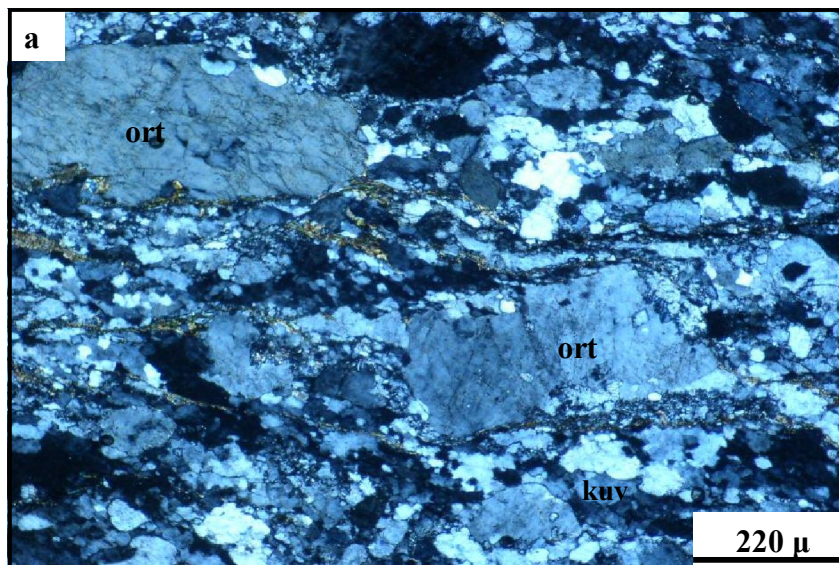
Gnays

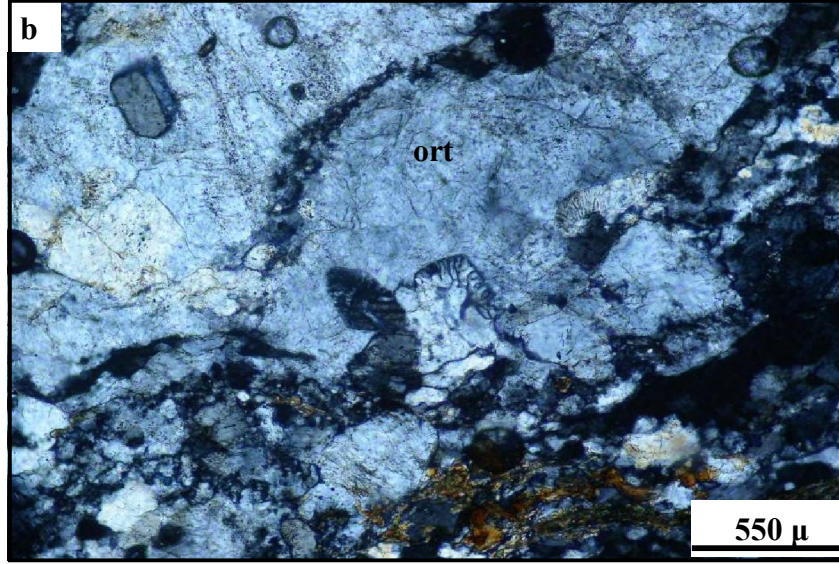
Sütüven formasyonunun baskın litolojisini oluşturan gnayslar arazide granitik gnays ve bantlı gnays şeklinde yayılım sunarlar. Granitik gnaysların mineral bileşimleri büyük oranda kuvars, plajioklas ve ortoklas minerallerinden oluşmaktadır. Eş boyutlu kuvars mineralleri gri renkli olup birbirleriyle olan sınırları düzdür. Biotit mineralleri küçük taneler şeklinde matriks içinde dağılım sunarlar. Kloritler biotitten dönüşmüş olarak bulunurlar. Granitik gnayslarda eş boyutlu kuvars minerallerinden kaynaklanan granoblastik poligonal doku gelişmiştir (Şekil 4.2.56).



Şekil 4.2.56. Granitik gnayslarda gelişen granoblastik poligonal doku (kuv: kuvars, ort: ortoklas; çift nikol).

Bantlı gnaysların mineralojik bileşiminde baskın olarak ortoklas ve kuvars mineralleri bulunmaktadır. Her iki mineralde kayaca bantlı bir yapı kazandırır ve tek veya çok sayıda mineralden oluşan şeritler oluşturur. Ortoklas mineralleri çift nikolde gri renkli ve genelde iri kristaller şeklinde gözlenir. Bu iri kristaller kayaç içerisinde porfiroblastları oluşturmaktadır. Ortoklasların kenarlarında yeniden kristalleşme ve simplektik büyümeler gelişmiştir. Ortoklas porfiroblastlarının dokanaklarında porfiroblast içerisine doğru yelpaze şeklinde kuvars + plajyoklas büyümelerinden kaynaklanan mirmekitik doku özellikle bu tür kayaçlarda yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 4.2.57).



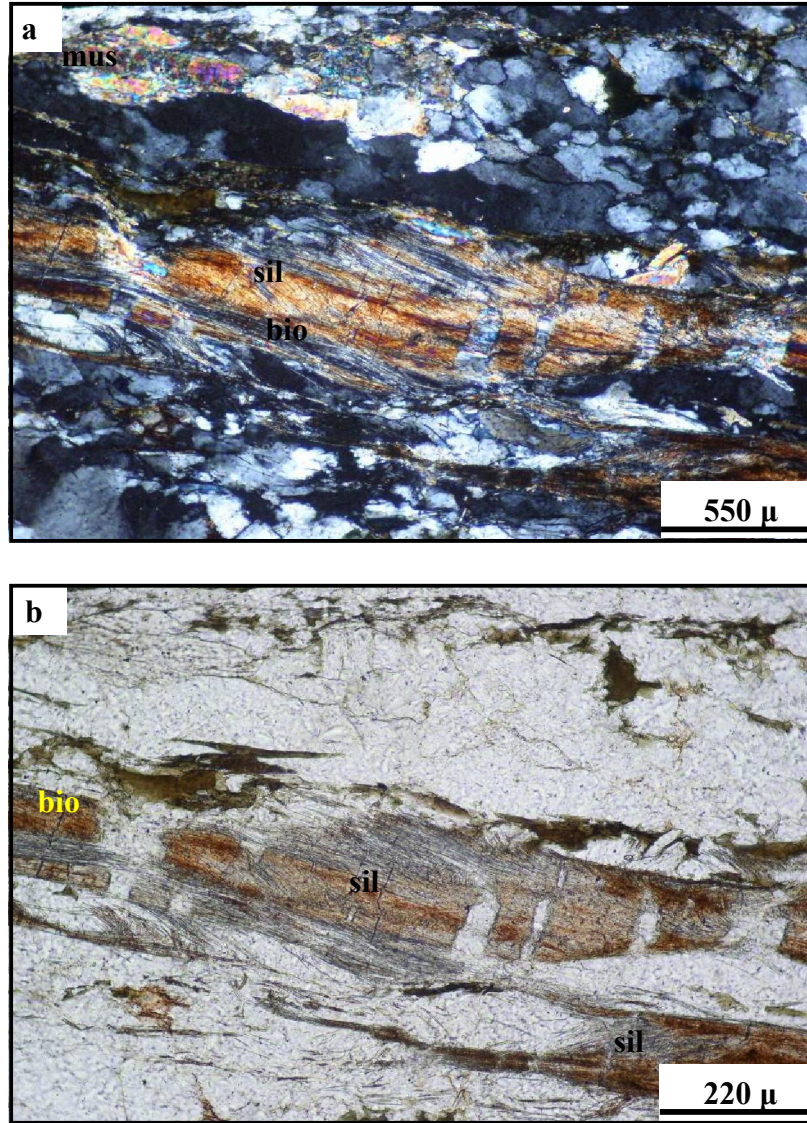


Şekil 4.2.57. a) Ortoklas minerallerinin kenarlarında gelişen yeniden kristalleşme, b) ortoklas mineralinin dokanağında gözlenen mirmekitik doku (ort: ortoklas, kuv: kuvars; a, b: çift nikol).

Mineral bileşimine büyük oranda katılan bir diğer mineral olan kuvars ise çift nikolde beyazımsı gri renkli olarak gözlenmekte ve bazı örneklerde kuvars mineralleri yeniden şekillenmeye uğramışlardır. Plajyoklas mineralleri polisentetik ikizlenmesiyle kolaylıkla tanınmaktadır. Epidot mineralleri mavimsi sarı girişim renklerine sahip ve belirgin rölyefiyle ayrılmaktadır. Mineral bileşiminde az oranda bulunan hornblendler ise tek nikolde belirgin çift yönde dilinimi ve yeşil pleokroizmasıyla tanınmaktadır.

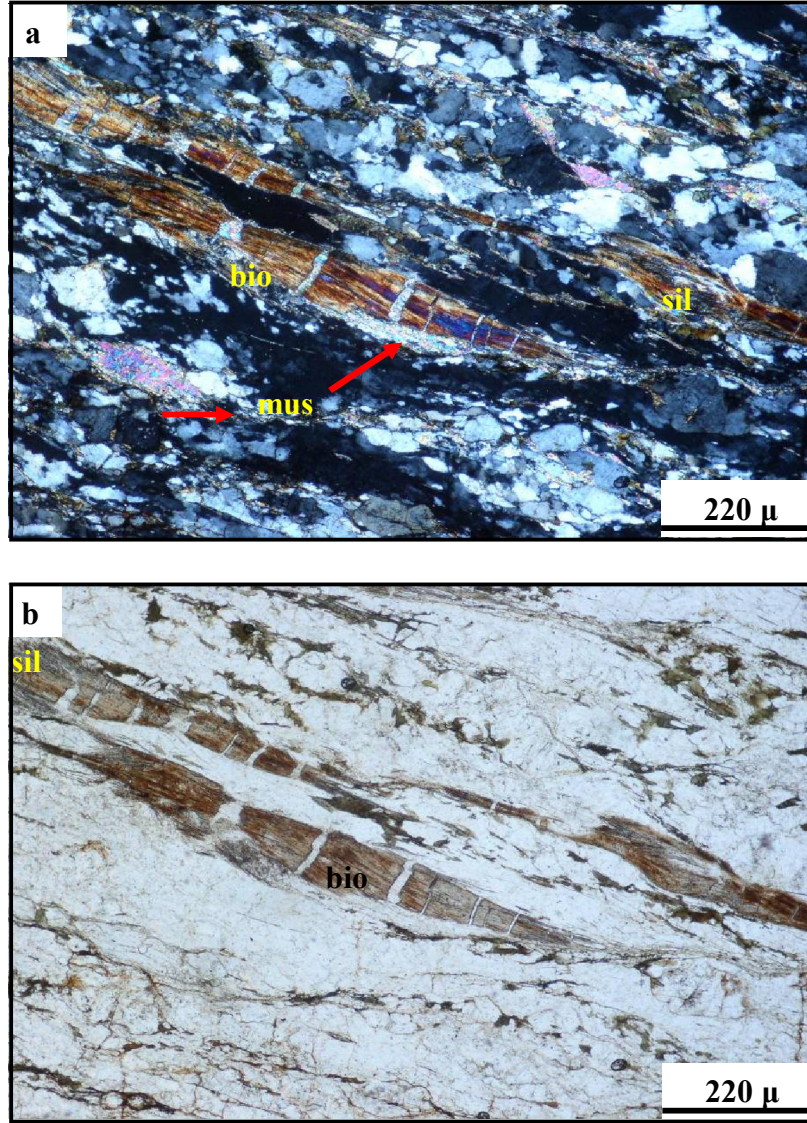
Sütüven formasyonu içerisinde yayılım sunan gnayslarda metamorfizma derecesinin ortaya çıkarılmasına yardımcı olabilecek sillimanit mineralleri gözlenmiştir. Sillimanit mineralleri çift nikolde gri, renksiz ve ince kıl şeklinde bulunmaktadır. Aynı zamanda sillimanitler ince kristaller şeklinde biotit ve muskovit mineralleriyle birlikte paralel uzanım göstermektedirler (Şekil 4.2.58). Sillimanitlerin biotit kristallerinin pseudomorfik replasman yolu ile geliştiği söylenebilir.

Sütüven formasyonu içerisindeki gnayslar dokusal ve mineralojik olarak granitlere benzediğinden granitik gnays olarak incelenmiştir.



Şekil 4.2.58. a, b) Gnayslarda gözlenen yüksek sıcaklık metamorfizmasını gösteren ince kıl şeklinde sillimanit mineralleri (sil: sillimanit, bio: biotit, mus: muskovit; a: çift nikol, b: tek nikol).

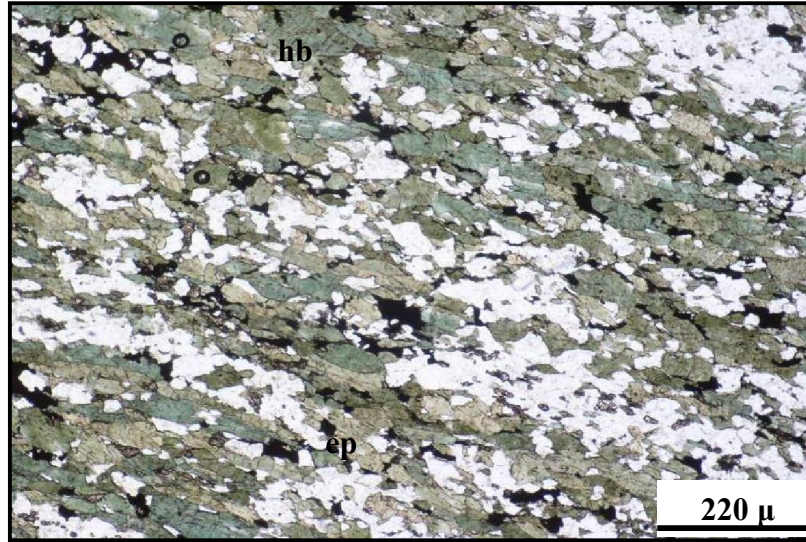
Kayaç içerisinde gözlenen bazı sillimanit mineralleri gelişigüzel matriks içerisinde dağılım sunmaktadır. İnce kristaller şeklinde matriks içerisinde ve biotitlerin sınırlarında muskovitlerin varlığı gözlenmiştir. Bu muskovitlerin üzerleyen geri dönüşümlü metamorfizma ürünü, sillimanitten dönüşmüş kristaller olduğu düşünülmektedir. Gnayslarda mika ve sillimanit minerallerinden kaynaklanan lepidoblastik doku (Şekil 4.2.59), ortoklas porfiroblastlarından kaynaklanan porfiroblastik doku gözlenmektedir (Şekil 4.2.57a).



Şekil 4.2.59. a,b) Gneyslarda gözlenen lepidoblastik doku (sil: sillimanit, bio: biotit, mus: muskovit; a: çift nikol, b: tek nikol).

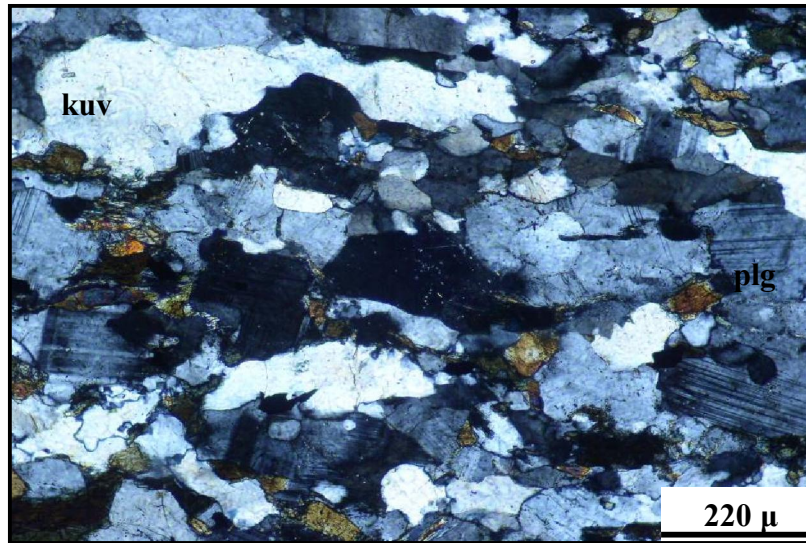
Amfibolit

Amfibolitlerin genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.16 da verilmiştir. Amfibolitlerin mineral bileşimleri baskın olarak hornblend minerallerinden oluşmaktadır. Hornblend mineralleri çift nikolde sarımsı pembe renkli, tek nikolde ise yeşil pleokroizması ve belirgin çift yönde dilinimi ile tanınmaktadır. Kayaç içerisinde deformasyon nedeniyle yönlendirme gösterirler ve şistoziteyi oluştururlar (Şekil 4.2.60).



Şekil 4.2.60. Amfibolitlerin mikroskop altında genel görünümü (hb: hornblend, ep: epidot; tek nikol).

Mineral bileşiminde önemli bir orana sahip plajyoklaslar ise polisentetik ikizlenmesiyle ayrılmaktadır. Aynı zamanda plajyoklas minerallerinde deformasyon etkisinde kalmış deformasyon ikizlenmesi gözlenmektedir (Şekil 4.2.63). Plajyoklaslarda gelişen deformasyon ikizlenmesinde ikiz lamelleri mızrak ucu gibi sivrilerek mineral içerisinde son bulmaktadır. Ayrıca ikizlenme özellikle kristalin bükülme yerlerinde gelişmiştir.



Şekil 4.2.61. Plajyoklas minerallerinde gözlenen deformasyon ikizlenmesi (plg: plajyoklas, kuv: kuvars; çift nikol).

Migmatit

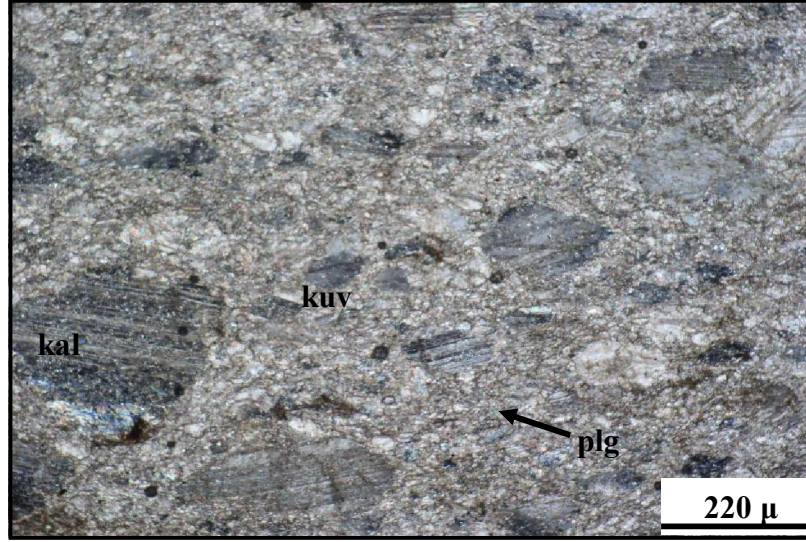
Migmatitlere ait genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.16 da verilmiştir. Migmatitlerin mineral bileşiminde yaygın olarak ortoklas ve kuvars mineralleri gözlenmektedir (Şekil 4.2.62). Migmatizasyon gnaysların içerisinde gelişmekte ve bazı kayalarda ptigmatik yapılar sunmaktadır. Ortoklas mineraller iri kristaller şeklinde bulunmakta ve zonlanma göstermektedir. Kuvars mineralleri grimsi beyaz renkli ve küçük kristaller halinde matriks içinde dağılım gösterirler. Plajioklaslar polisentetik ikizlenmesiyle tanınırlar. Biotit minerallerinin büyük bölümü klorite dönüşmüştür.

Mermer

Mermerlerin genel mineral bileşimleri Çizelge 4.2.16 da verilmiştir. Kayacın mineral bileşiminde ana minerali oluşturan kalsit mineralleri çift nikolde sarımsı renkte ve çift yönden dilinimi ile belirgindir. İri kalsit kristallerinin yanında daha küçük kalsit mineralleri bulunmaktadır (Şekil 4.2.63). Daha az oranda bulunan muskovit, plajioklas ve kuvars mineralleri matriks içerisinde gelişigüzel dağılım sunmaktadır.



Şekil 4.2.62. Migmatitlerin mikroskop altında genel görünümü (ort: ortoklas, kuv: kuvars; çift nikol).

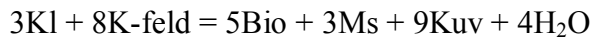


Şekil 4.2.63. Mermerlerin mikroskop altında genel görünümü (kal: kalsit, plg: plajiolklas, kuv: kuvars; çift nikol).

4.2.7.5. Kazdağ Grubu'nun metamorfizması

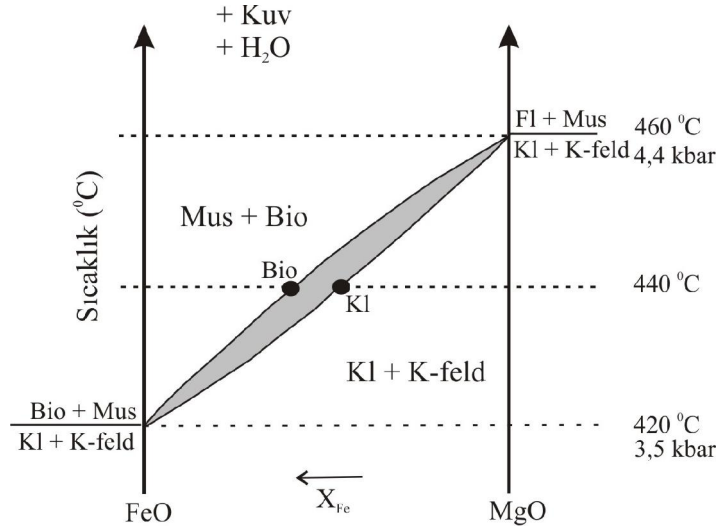
Kazdağ Grubu alttan üste doğru dört formasyondan oluşmaktadır. Bunlar; Fındıklı formasyonu, Sarıkız mermeri, Tozlu formasyonu ve Sütüven formasyonudur. Bu formasyonlar metamorfizma derecesinin belirlenebilmesi için yaygın indeks mineralleri içermektedir. Bu formasyonlardan Fındıklı formasyonu, Sarıkız mermeri ve Sütüven formasyonu metapelit kökenli, Tozlu formasyonu ise metabazik kökenlidir. Metapelit kökenli formasyonların metamorfizması ve metabazik kökenli Tozlu formasyonunun metamorfizması aşağıda ayrıntılı olarak anlatılmaktadır.

Metapelit kökenli formasyonlar genel olarak kuvars + biotit + muskovit + ortoklas + plajiolklas + granat + hornblend + epidot + stavrolit + sillimanit parajenezi içermektedir. Metamorfizma yeşilşist fasiyesinin biotit zonuyla başlamaktadır. Biotit zonu uygun kimyasal koşullarda biotit mineralinin ortaya çıkmasıyla karakterize olmaktadır. Bu mineral sıcaklık yükseldiğinde bütün metamorfizma olayları sırasında duraylı kalabilir. Birçok reaksiyon biotit oluşturabilir. Bunlardan en olağan olanı kloritin K-feldspatla reaksiyona girerek biotit ve muskovit oluşturmasıdır. Çünkü klorit bütün pelitik kayalarda K-feldspattan daha fazladır (Winter, 2001).



Yaklaşık 400 °C de K-feldspat ve kloritin tüketilmesiyle oluşmuş ilk biotit Al ca fakir metapelitlerde ortaya çıkar. Reaksiyon yaklaşık 3,5 kbar basınçta 420 °C de denge

koşullarına sahiptir (Şekil 4.2.64). Bu tür reaksiyonların denge koşulları kayacın Fe/Mg oranına bağlıdır. Biotit zonunda gözlenen bir diğer mineral de epidottur.



Şekil 4.2.64. K-feld-Mus-Bio-Kln topluluğunu temsil eden P-T-X_{Fe} diyagramı (Bucher ve Frey, 2001 den alınmıştır).

Biotit + epidot parajenezine granat mineralinin eklenmesiyle de yeşilist fasiyesinin en yüksek sıcaklıklı alt fasiyesi olan granat zonu gelişmiştir. Yaklaşık 450 °C metapelitlerde ilk granat minerali ortaya çıkar. Granat Mg içermeyen KFLASH (K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O) sisteminde iki reaksiyonun gelişimiyle duraylıdır (Winter, 2001). Reaksiyonlardan birincisi Fe kloritin Fe-granata bozulması reaksiyonudur.

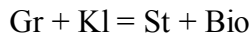


İkinci reaksiyon ise Fe-klorit daha az alüminyumludur ve almandin + az oranda Fe-biotite dönüşebilir.



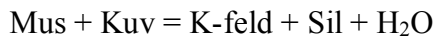
Fe ce zengin klorit 500-520 °C de granat + biotit tarafından yer değiştirilir. Granat + biotitten oluşan yeni topluluk çok yüksek derecelerde duraylı kalmaktadır. İki mineral arasındaki Fe-Mg etkileşimi jeotermometre olarak kullanılabilir. İlk granat + biotit çiftinin ortaya çıkması 470 °C de gerçekleşir (Bucher ve Frey, 2002). Metapelit kökenli formasyonların içerisinde bulunan bazı kayalarda aktinolitın yerine alüminyumca daha zengin bir amfibol olan hornblend geçer. Bu durumda bu alt fasiyeste hornblend bakımından zengin amfibolitler oluşabilmektedir. Granat zonu, Eskola (1939)'nın epidot-amfibolit fasiyesinin yüksek sıcaklıklı kısmına, Turner ve Verhoogen (1958)'nin yeşilist fasiyesinin kuvars-albit-epidot-almandin alt fasiyesine karşılık gelmektedir.

Yaklaşık 500 °C de Mg ca zengin bileşimlerde K-feldspat + klorit topluluğu ortadan kaybolur ve ilk stavrolit minerali ortaya çıkar. Metapelitik kayalarda stavrolit mineralinin ortaya çıkışı amfibolit fasiyesine geçişi göstermektedir. Aynı zamanda metapelit kökenli formasyonların içerisinde bulunan amfibolitlerde gözlenen hornblend + plajioklas parajenezi de metamorfizma koşullarının amfibolit fasiyesi koşullarına ulaştığını göstermektedir. Bu zonun özelliklerinde bir tanesi de bazik bileşimli kayaların metamorfizması sırasında plajioklasın yanında epidot görülmesidir. Al₂O₃ bakımından zengin fakat biraz K₂O ve MgO dan fazla FeO içeren sedimanlar stavrolit verirler. Eğer bu şartlar gerçekleşmemiş ise stavrolit oluşmaz. Stavrolit mineralinin yanında biotit mineralinin de gözlenmesi orta amfibolit fasiyesinin başlangıcını işaret etmektedir. Stavrolit + biotitin ilk ortaya çıkması sırasındaki sıcaklık 600 °C nin üzerindedir.



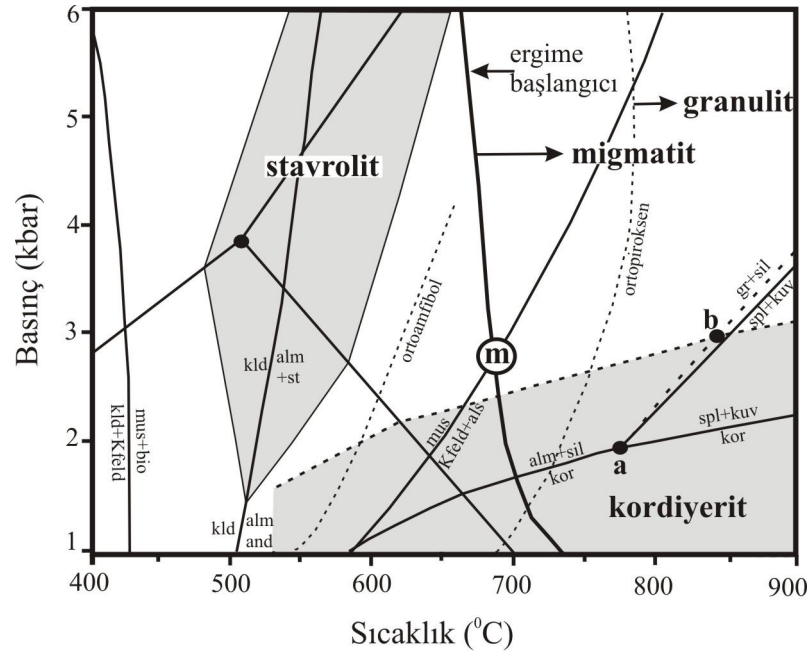
Metamorfik bölgelerde klorit + granat zonu, stavrolit + biotit zonundan keskin bir izogradla ayrılmaktadır. Sınır sıcaklığı yaklaşık 600 °C dir.

St + Kl = Bio + Sil reaksiyonu ile sillimanit + biotitin ortaya çıkmasıyla sillimanit zonuna geçilmiştir. Metapelit kökenli formasyonlarda yer alan kayalarda sillimanit mineralinin varlığı metamorfizma koşullarının granulit fasiyesi koşullarına ulaştığını göstermektedir. Bu tür kayalarda granulit fasiyesi dehidrasyon ve muskovitin olmayışı ile sillimanit, granat, kuvars, K-feldspat ve ortopiroksen minerallerinin varlığıyla karakterize olmaktadır. Muskovitin dengesini kaybetmesi bu zonun başlangıcını belirten özelliktir. Yeşilist fasiyesinin en az metamorfizmaya uğramış bölgelerinden amfibolit fasiyesinin en yüksek sıcaklıklarına kadar duraylı kalan muskovit burada kaybolur.



Bu reaksiyon ister kontak metamorfizma ister Barrow tipi bölgesel metamorfizma sırasında olsun çok yüksek sıcaklıklarda basınca bakmaksızın muskovitin yok olduğunu ifade etmektedir. Fazla miktardaki muskovit ve kuvars birleşerek K-feld + sil + H₂O meydana getirirler.

Yüksek dereceli metamorfizma bölgelerinde aynı zamanda migmatitleşme de gerçekleşmektedir. Yaklaşık 650-700 °C de suya doymuş koşullar altında feldspat ve kuvars içeren kayalarda kısmi ergime başlamaktadır (Şekil 4.2.65). Burada ergimenin başladığını gösteren eğri “granitik” sistemlerde kısmi ergimenin ve migmatit oluşumunun başladığını göstermektedir. Bu da bu eğrinin üzerindeki sıcaklıkta dehidrasyon reaksiyonlarıyla K-feldspat bileşeni oluşur.



Şekil 4.2.65. Metapelitlerdeki düşük basınç/yüksek sıcaklık reaksiyonlarını gösteren P-T diyagramı (Bucher ve Frey, 2001 den alınmıştır).

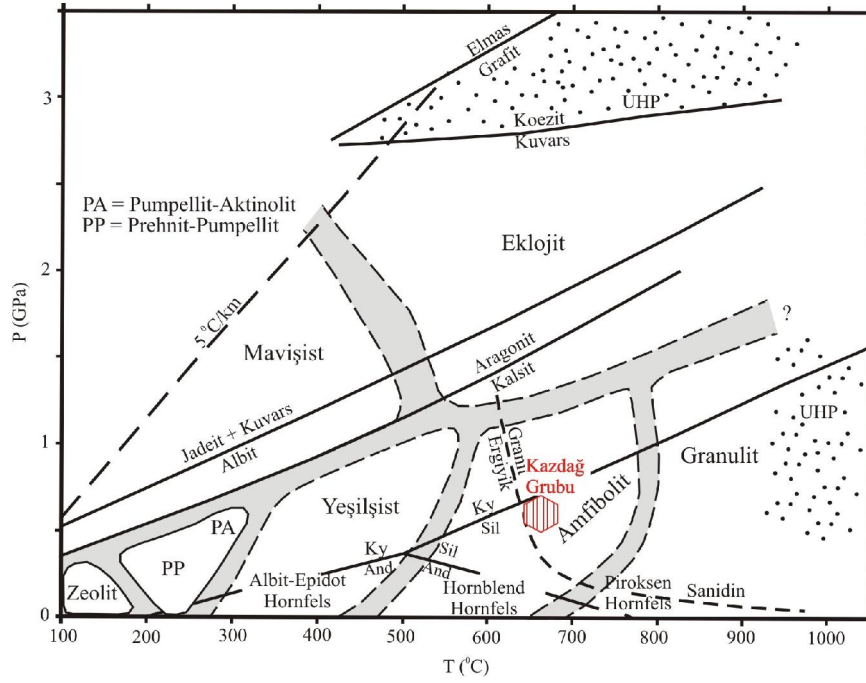
Metabazik kökenli Tozlu formasyonu genel olarak hornblend + plajiyoklas + piroksen+ granat + olivin + kuvars parajenezi içermektedir. Bu formasyona ait mineral parajenezinde plajiyoklasın ve hornblendin bulunması bu kayaların amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini göstermektedir. Hornblend + plajiyoklas amfibolit fasiyesinde duraylıdır. Epidot tipik olarak daha üst amfibolit koşullarında ortadan kaybolur. Metabazik kökenli kayalarda gelişen amfibolit fasiyesi genellikle birlikte gelişen pelitik kayalardaki daha üst granat, stavrolit ve daha düşük sillimanit zonuna karşılık gelmektedir.

Kazdağ Grubu'nun metapelit kökenli kayaları ilerleyen metamorfizma sırasında ilk olarak yeşilşist fasiyesinin biotit zonu koşullarında metamorfizma geçirmiştir. Sıcaklığın artması ve granat mineralinin parajeneze eklenmesiyle granat zonuna geçilmiştir. Stavrolit mineralinin ortaya çıkmasıyla da amfibolit fasiyesi koşullarına ulaşılmıştır. Daha sonra sillimanit mineralinin ortaya çıkmasıyla da kayalar granulit fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Buna karşın metabazik kökenli formasyonlarının içermiş olduğu hornblend ve plajiyoklas parajenezi amfibolit fasiyesi koşullarını işaret etmektedir. Son olarak Kazdağ Grubu'nun bütün kayaları yeşilşist fasiyesinde geri dönüşüm metamorfizmasına uğramıştır. İlerleyen metamorfizma koşullarında Kazdağ Grubu'nda bulunan metamorfik kayalarda yer alan minerallerin ortaya çıkış ve kayboluşları Çizelge 4.2.17 de verilmektedir.

Çizelge 4.2.17. İlerleyen metamorfizma koşullarına Kazdağ Grubu'nda gelişen mineral değişimleri ve Barrow-Abukuma tipi mineral zonları

Metamorfik fasiyesler	Yeşilist	Amfibolit		Granulit
Mineral zonları	Biotit	Granat	Stavrolit	Sillimanit
Metabazit				
Kuars			
Epidot		—————		
Plajjoklas	 —————		
Hornblend	—————	—————		
Granat		—————		
Piroksen		—————		
Olivin	 —————	
Metapelit				
Kuars	—————			
Muskovit	—————		
Biotit	—————			
Klorit			
Plajjoklas	—————			
Epidot	—————		
Granat		—————	
Ortoklas	—————		
Stavrolit			—————
Sillimanit				—————
Hornblend		—————	

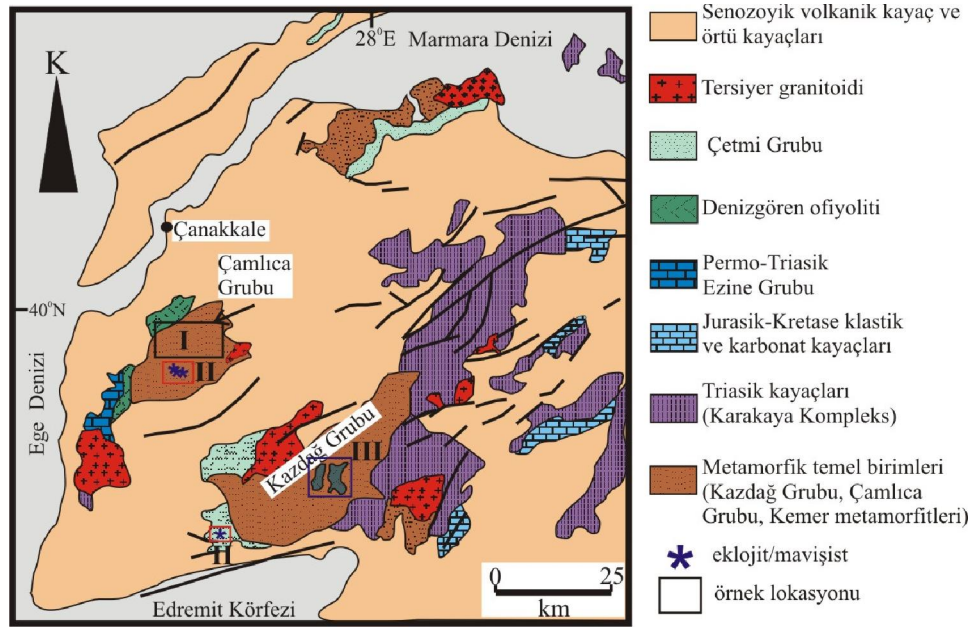
Önceki çalışmalarda Kazdağ Grubu metamorfik kayaların P-T koşulları 640 ± 50 °C ve 5 ± 1 kbar olarak hesaplanmıştır (Okay ve Satır, 2000b). Biga Yarımadası'nın güneyinde yüzlek veren Kazdağ Grubu metamorfik kayalarının P-T diyagramındaki yeri Şekil 4.2.66 da gösterilmektedir.



Şekil 4.2.66. Ana metamorfik fasiyeslerinin yaklaşık sıcaklıklarını gösteren P-T diyagramında Kazdağ Grubu metamorfik kayalarının duraylılık alanları (Philpotts ve Ague, 2009'dan düzenlenmiştir).

4.3. Kaya Birimlerinin Jeokimyası

KB Anadolu'da Biga Yarımadası'nda yüzlek veren metamorfik kayaların mineralojik bileşimlerindeki değişimlerin ilksel kaya kimyaları ile olan ilişkilerinin belirlenebilmesi, köken ve tektonik ortamlarının ortaya çıkarılması amacıyla ana, iz ve nadir toprak elementi analizleri yapılmıştır. Jeokimyasal analizler için üç farklı lokasyonda bulunan toplam 34 örnek seçilmiştir. Metamorfik kayaların toplam kaya analizleri Kanada-ALS Chemex şirketine ait laboratuarlarda ICP-AES ve ICP-MS ile yapılmıştır. Bu çalışmayla ilk kez toplam 34 örneğin jeokimyasal analiz sonuçları jeokimyasal diyagramlar yardımıyla yorumlanmış ve kimyasal özelliklerinden yola çıkarak köken kayaları belirlenmeye çalışılmıştır. Şekil 4.3.1 de örneklerin alındığı yerler verilmektedir.



Şekil 4.3.1. Biga Yarımadası'nda jeokimyasal analizi yapılan örneklerin alındığı yerler (Okay ve Satır, 2000b'den değiştirilmiştir).

4.3.1. Çamlıca Grubu

Alttan üste doğru Andıktaş formasyonu, Dedetepe formasyonu ve Salihler formasyonundan oluşan Çamlıca Grubu'ndan alınan toplam 13 örneğin jeokimyasal analizleri yapılmıştır (Şekil 4.3.2). Bu örneklerden 5 tanesi Dedetepe formasyonu ve Salihler formasyonuna ait şist ve fillitlerden, geri kalan 8 örnek ise Andıktaş formasyonuna ait metavolkanik kayalardan alınmıştır. Bu bölümde ilk olarak metapelitik kayaların jeokimyası anlatılacaktır. Daha sonra ise metavolkanik kayaların jeokimyasına geçilecektir.

The figure is a geological map of the Çamlıca Group area. It shows various geological units, faults, and topographic features. The map is bounded by coordinates 45°E to 60°E and 10°N to 35°N. The legend includes the following items:

- Neojen sedimanter ve volkanik kayalar (Neogene sedimentary and volcanic rocks)
- Denizgören ofiyoliti (Denizgören ophiolite)
- Salihler formasyonu (fillit, mermer, kalkışit) (Salihler formation (illite, marble, calcite))
- Dedetepe formasyonu (sist, mermer, kalkışit) (Dedetepe formation (slate, marble, calcite))
- Andıktaş formasyonu (metalav, metalüf) (Andıktaş formation (metasandstone, metaconglomerate))
- Kuvars damarı (Quartz veins)
- eklojit/mavişist (Eclogite/melanite)

The map also shows various faults and topographic features. The legend includes the following items:

- normal and doğrultu atımlı fay (normal and normal-slip fault)
- bindirme ve doğrultu atımlı fay (thrust and normal-slip fault)
- foliasyon (foliation)
- lineasyon (lineation)
- tepel (peak)
- köy (village)

The map includes a scale bar from 0 to 4 km and a north arrow. The sample locations are marked with blue dots and labeled with numbers like 10-01, 10-02, 10-03, 10-04, 10-05, 08-51, 08-52, 08-53, 08-54, 09-83, 09-84, 09-85, and 03-133. The map also shows various geological units, faults, and topographic features.

Şekil 4.3.2. Çamlıca Grubu'nda jeokimyasal analizi yapılan örneklerin yerleri.

4.3.1.1. Metapelitlerin jeokimyası

Jeokimyasal veriler ilksel sedimanter kayacın bileşimindeki değişimleri net olarak yansıtmaktadır. Bu amaçla Çamlıca Grubu'nun Dedetepe formasyonu ve Salihler formasyonundan alınan 5 örneğin ICP-AES ile elde edilen ana ve iz element analiz sonuçları Çizelge 4.3.1 de verilmektedir. Metapelitlere ait 5 örneğin yerleri Şekil 4.3.2 de mavi nokta ile gösterilmektedir.

Çizelge 4.3.1. Metapelitik kayalardan elde edilen ana ve iz element verileri

Örnek	10-01	10-02	10-03	10-04	10-05
Ana elementler (wt % oksit)					
SiO ₂	63,9	72,7	86,4	61,5	67,3
Al ₂ O ₃	4,27	12,55	5,8	6,07	14,6
Fe ₂ O ₃	2,91	4,4	2,92	2,22	4,91
CaO	14,2	0,32	0,17	13,05	0,24
MgO	0,54	0,73	0,37	0,45	0,77
Na ₂ O	0,1	0,7	0,1	0,1	0,6
K ₂ O	0,8	2,31	1,1	1,13	2,66
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
TiO ₂	0,16	0,54	0,26	0,32	0,63
MnO	0,47	0,07	0,22	0,18	0,08
P ₂ O ₅	0,05	0,01	<0,01	0,07	0,09
SrO	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
BaO	0,01	0,05	0,01	0,02	0,05
LOI	13,6	4,39	2,79	13,75	5,75
Total	101	98,8	100	98,9	97,7
İz elementler (ppm)					
Ba	105,5	409	118	159,5	404
Co	18,1	11,6	16,6	16,9	15,2
Cr	70	170	50	120	140
Cs	1,45	5,12	2,17	2,18	6,91
Cu	18	15	13	29	44
Ga	5,6	16,4	7,3	8	19,1
Hf	1	5,3	1,4	1,9	4,4
Mo	<2	<2	<2	<2	2
Nb	3,6	10	4,9	6,1	11
Ni	24	58	36	80	76
Pb	12	14	11	11	14
Rb	29,8	102	41,3	41,7	118,5
Sn	1	3	1	1	3
Sr	116,5	59,6	34,8	30,7	53,3
Ta	0,4	1,4	0,5	0,6	1,3
Th	3,52	10,95	4,3	5,22	11,65
Tl	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
U	0,42	0,99	0,42	0,74	1,42
V	46	72	58	48	131
W	2	6	4	3	6
Y	18,3	20,3	12,6	27	28
Zn	22	57	32	43	101
Zr	40	194	51	69	160

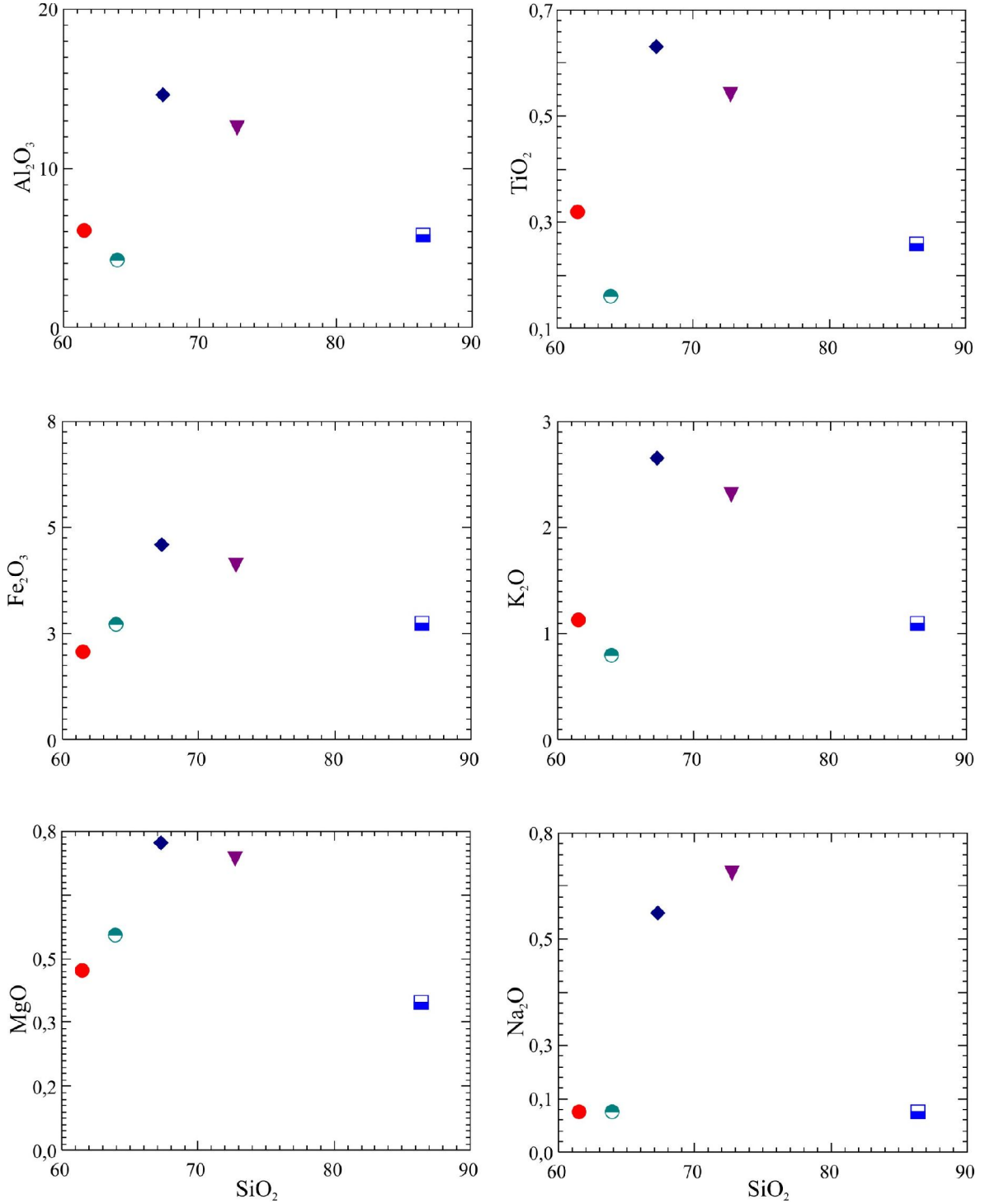
4.3.1.1.1. Ana ve iz elementler

Çamlıca Grubu içerisindeki farklı yerlerden alınan şist ve fillitlerden analizi yapılan ana elementler SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , Cr_2O_3 , TiO_2 , MnO , P_2O_5 , SrO ve BaO den oluşmaktadır. Numuneler sadece yaklaşık bir bilgi edinmek üzere Harker diyagramında değerlendirilmişlerdir. Kayalar genellikle yüksek SiO_2 (63-86 %), düşük-ortaç Al_2O_3 (4-14 %), düşük CaO (0,2-14 %), K_2O (1-2,6 %), Na_2O (0,1-0,6 %) değerleriyle karakterize olmaktadır. İki örnek dışındaki (10-01 ve 10-04) bütün örneklerde CaO ve Na_2O 'in tüketilmesi alterasyon sırasında plajyoklasın tümüyle bozulduğunu göstermektedir. 10-01 ve 10-04 nolu örnekler diğer örneklerle oranla yüksek CaO (13-14 %) ve düşük Na_2O (0,1 %) değerlerine sahiptir. Bu iki örnek ise kuvars ve kalsitçe zenginleşme göstermektedir. Buna karşın iz element dağılımları da oldukça değişkendir.

Değişim diyagramları ana elementler arasındaki korelasyonun (pozitif yada negatif) ve ilişkinin ortaya çıkarılması açısından son derece önemlidir. Metasedimanter kökenli kayaların değişim diyagramlarındaki gidişleri kayacı oluşturan farklı bileşenlerin karışmasından kaynaklanmaktadır. Ana oksit değerlerinin SiO_2 'ye karşı düşürüldüğü diyagramlara Harker diyagramları adı verilmektedir (Rollinson, 1993). SiO_2 'ye karşı seçilmiş ana element değerleri Harker değişim diyagramlarına düşürülmüştür (Şekil 4.3.3). Değişim diyagramlarında örneklerin iki gruba ayrıldıkları görülmektedir. Birinci grup 10-01 ve 10-04 nolu örneklerden, ikinci grup ise 10-02, 10-03 ve 10-05 nolu örneklerden oluşmaktadır. Her iki grupta kendi içerisinde korelasyona sahiptir. Özellikle Al_2O_3 - SiO_2 ve K_2O - SiO_2 değişim diyagramlarında her iki gruba ait örnekler negatif korelasyon gösterirler. Bu değişim ilksel sedimentteki illitik kil + muskovit – kuvars oranını yansıtmaktadır. Buna karşın Fe_2O_3 - SiO_2 ve MgO - SiO_2 değişim diyagramlarında ise ikinci grup örnekler negatif korelasyon gösterirken birinci grup örnekler pozitif korelasyon göstermektedir. Pozitif korelasyon kayaç içerisinde SiO_2 arttıkça Fe ve Mg miktarı da artmaktadır. Bu da ilksel sediment içerisinde Fe ve Mg ca zengin kilin (klorit) varlığını göstermektedir. TiO_2 - SiO_2 diyagramında ikinci grup örnekler negatif korelasyona sahip iken birinci grup örnekler ise saçılmış halde bulunmaktadır. Na_2O - SiO_2 değişim diyagramında ise her iki gruba ait örnekler saçılmış olarak dağılım sunmaktadır. Bu durumda metapelitik kayaların ilksel sedimanter kayalarının az oranda detritik albit içerdikleri buna karşın plajyoklasların alterasyonu ile oluşan illitik kilce daha zengin oldukları anlaşılmaktadır.

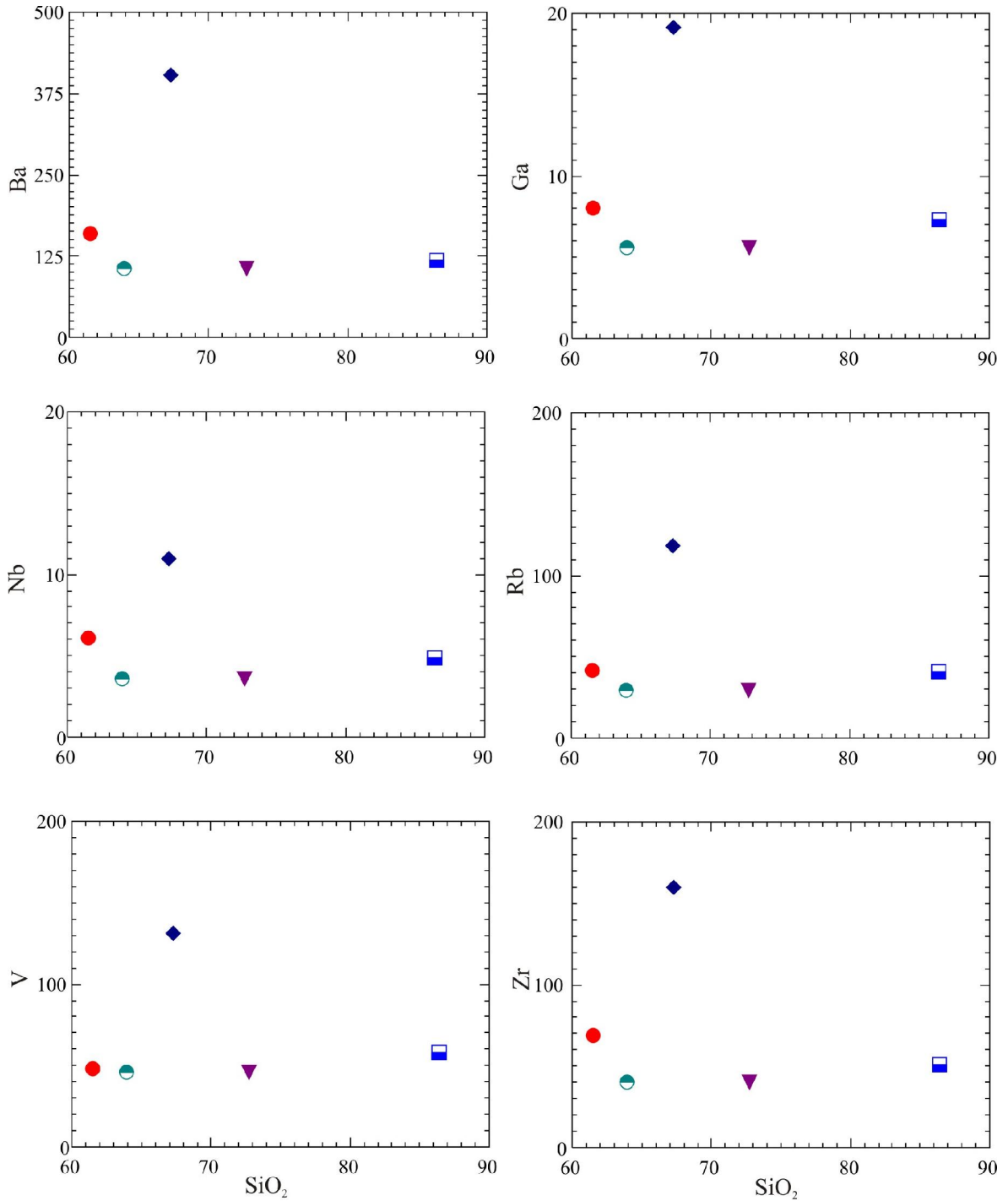
Ana hatlarıyla değerlendirildiğinde ikinci grup örneklerin (10-02, 10-03 ve 10-05) farklı kil/ kuvars + plajyoklas oranlarına sahip kırıntılı sedimanter kayaçlardan türedikleri

anlaşılmaktadır. Düşük kuvars + plajiolas değerleri ile karakterize olan birinci grup örneklerin ilksel sedimanter kayaları kumca fakir illit, klorit ve muskovitçe zengin kayalar olmalıdır.



Şekil 4.3.3. Çamlıca Grubu'ndan alınan metapelit örneklerinin temel oksitlerinin Harker değişim diyagramları.

İz elementler Ba, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Hf, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, U, V, W, Y, Zn ve Zr dan oluşmaktadır. Çamlıca Grubu'ndan alınan toplam 5 örneğin iz elementlerinin SiO_2 değerine göre Harker değişim diyagramlarına düşürülmüştür (Şekil 4.3.4).



Şekil 4.3.4. Çamlıca Grubu'ndan alınan metapelit örneklerinin iz elementlerinin Harker değişim diyagramları.

İz elementlere göre oluşturulan değişim diyagramlarında ikinci grup örneklerin (10-02, 10-03 ve 10-05) tamamı dağınık bir yapı göstermektedir. Birinci grup örnekler (10-01, 10-04) ise V-SiO₂ değişim diyagramı hariç tüm diyagramlarda negatif korelasyona sahiptir.

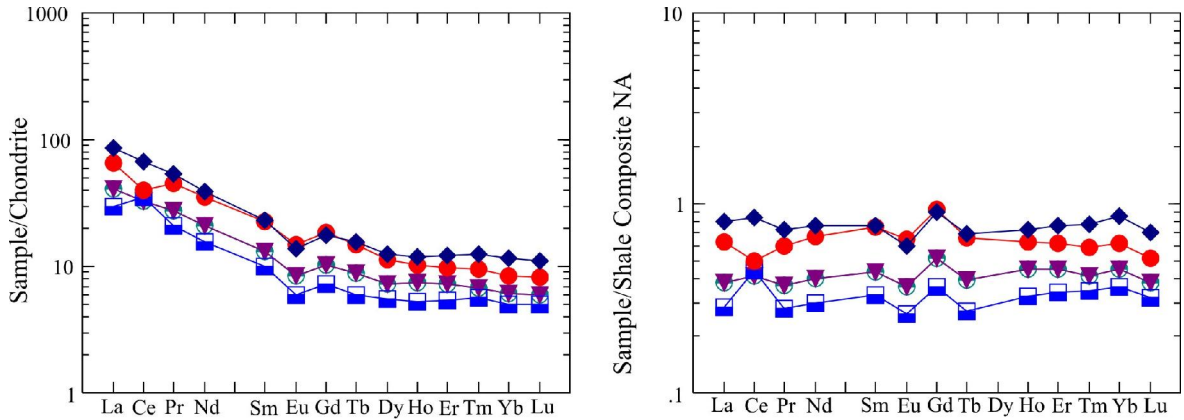
4.3.1.1.2. Nadir toprak elementleri

Bazı nadir toprak elementleri (REE) yüksek dereceli granulitik metamorfizmada dahi önemli bir farklılaşmaya uğramadıklarından metamorfitlerin ilksel kayasının ve bu kayaların türediği kaynak kayasının belirlenmesinde güvenilir veriler olarak kullanılmaktadır (Cullers ve ark., 1974; Green ve ark., 1972). İncelenen kayalar içerisinde zirkon ve monazit gibi nadir toprak elementlerini içeren aksesuar minerallerde anormal değişimler görülmediği sürece, kaynak bölgeler hakkında sağlıklı veriler elde edilebilmektedir. Çamlıca Grubu'na ait metapelit örneklerinde monazitin bulunmayışı ve zirkon yüzdelerinde önemli bir değişimin olmayışı nedeniyle nadir toprak elementlerinin ilksel kayaya ait ortalama değerleri vermesi beklenmelidir. ΣREE içerikleri 69,20-156,27 ppm arasında değişmektedir (Çizelge 4.3.2).

Çizelge 4.3.2. Metapelit örneklerinin ICP-MS ile belirlenen nadir toprak element (REE) değerleri

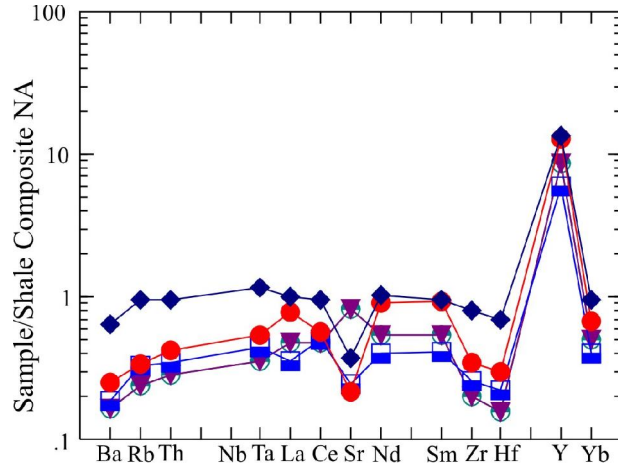
Örnek	10-01	10-02	10-03	10-04	10-05
Nadir toprak elementleri (ppm)					
La	15	25,4	11	24,3	31,4
Ce	31,6	51	33,6	38	64
Pr	3,78	6,08	2,88	6,15	7,42
Nd	14,8	22,1	11	24,9	28
Sm	3,05	4,32	2,31	5,23	5,33
Eu	0,73	0,92	0,52	1,3	1,2
Gd	3,15	3,96	2,22	5,7	5,45
Tb	0,51	0,66	0,35	0,86	0,9
Dy	2,8	3,81	2,09	4,37	4,72
Ho	0,63	0,76	0,45	0,88	1,02
Er	1,8	2,38	1,35	2,46	3,06
Tm	0,24	0,34	0,2	0,34	0,45
Yb	1,53	2,24	1,24	2,09	2,9
Lu	0,23	0,32	0,19	0,31	0,42
(La/Yb)CN	7	8,1	6,4	8,3	7,8
Eu/Eu*	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
ΣREE	79,85	124,29	69,20	116,89	156,27

Kondirite göre normalize edilmiş ve NASC (Kuzey Amerika Şeyl Bileşimi)-normalize edilmiş nadir toprak element (REE) profilleri Şekil 4.3.5a, b de gösterilmektedir. Bu diyagramlarda REE paternleri hafif bir eğime sahiptir ve (La/Yb) oranı 7-8,3 arasında değişmektedir. Yaklaşık düz seyreden HREE (ağır nadir toprak elementi) paternleri hemen göze batmaktadır (Şekil 4.3.5a). Eu anomalisi sabit olup genellikle negatif bir eğilim (ortalama $Eu/Eu^* 0.7$) sunmaktadır. Genelde bu tür LREE (hafif nadir toprak elementi) yönünden zenginleşmiş ve negatif Eu anomalileri sunan paternler kratonik kuşakların, farklılaşma nedeniyle Eu'ca fakir fakirleşmiş felsik kayalardan beslenmiş alt kabuk metasedimentler için çok karakteristiktir (Prime ve Pohl, 1994). NASC (North American Shale Composite, Gromet ve ark., 1984) değerlerinin metapelit örnekleriyle birlikte REE diyagramına düşürüldüğünde bunların paternlerinin benzer trende sahip oldukları ve ortak bir şekilde negatif Eu anomalisi sergilediği görülmektedir (Şekil 4.3.5b). Bu diyagramlarda bir örnek (10-04) negatif Ce anomalisine sahiptir. Bu da bu elementin yeniden yayıldığını ifade etmektedir.



Şekil 4.3.5. a, b) Metapelit örneklerinin REE (nadir toprak elementi) diyagramları. Normalize değerler Taylor ve McLennan (1985) den alınmıştır.

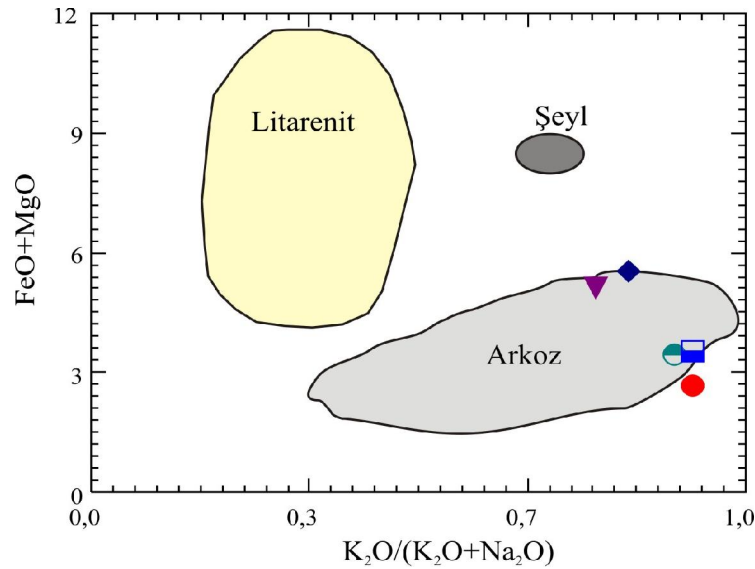
Metapelit örneklerine ait REE diyagramlarındaki benzer sonuçlar çoklu element spider diyagramlarında da elde edilmiştir (Şekil 4.3.6). Bu diyagramda örnekler çok az hafif iyon litofil elementlerce (LILE) tükenme eğilimindedir. Y' da büyük bir artış gözlenmekte buna karşın üç örneğin dışında iki örnekte de Sr artmaktadır.



Şekil 4.3.6. Metapelit örneklerine ait çoklu element spider diyagramı.

4.3.1.1.3. Kimyasal ve kaya sınıflaması

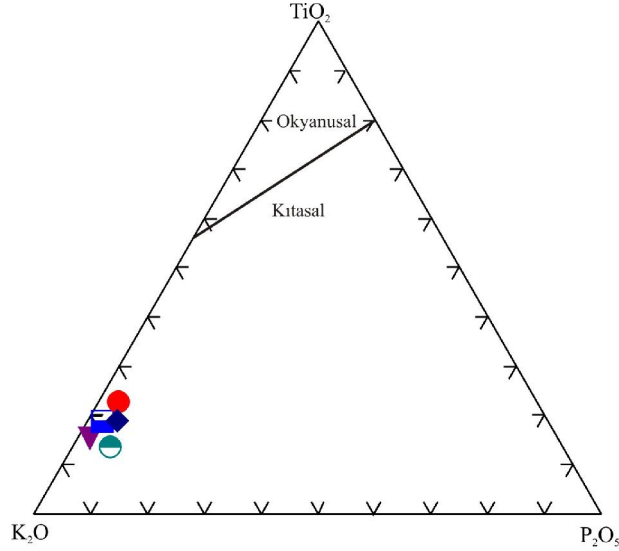
İlksel kırıntılı sedimentin türünün belirlenebilmesi amacıyla Çamlıca Grubu'nun farklı lokasyonlarından alınan metapelit örnekleri Taylor ve McLennan (1985) ve Pettijohn ve ark., (1987) ye ait $\text{FeO} + \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ diyagramına düşürülmüştür (Şekil 4.3.7). Diyagramda görüldüğü gibi bir örnek dışında (10-04) kalan dört örnek arkoz alanına düşmektedir. 10-04 nolu örnek ara madde oranının artmasına bağlı olarak arkoz alanının dışına kaymaktadır. Bu örnekler değerlendirildiğinde kuvarsa zengin bir ilksel kayaca sahip olan metapelitlerin arkoz alanında yoğunlaştıkları görülmektedir.



Şekil 4.3.7. Çamlıca Grubu'nda gözlenen metapelitlerin ilksel sedimenter kayalarına ilişkin diyagram. Kaya alanları Taylor ve McLennan (1985) ve Pettijohn ve ark., (1987) den alınmıştır.

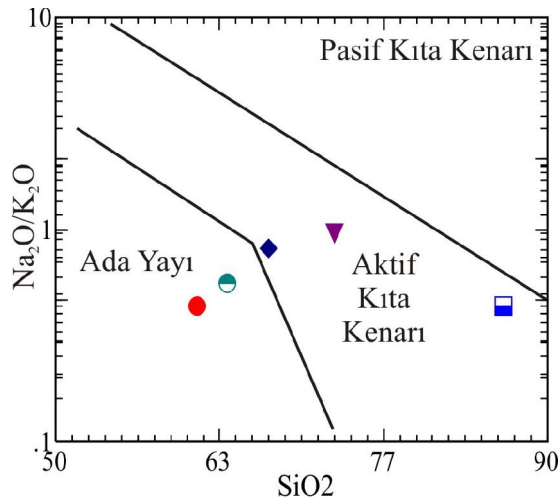
4.3.1.1.4. Tektonik ayırım

Metapelit örneklerinin kökenini belirlemek amacıyla TiO_2 - K_2O - P_2O_5 tektonik ayırım diyagramına düşürülmüştür (Şekil 4.3.8). Bu diyagram metapelit örneklerinin tamamının kıtasal kökenli olduğunu göstermektedir.



Şekil 4.3.8. Çamlıca Grubu'ndan alınan metapelit kayalarının TiO_2 - K_2O - P_2O_5 tektonik ayırım diyagramı (Pearce ve ark., 1975).

Metapelit kayaları K_2O/Na_2O - SiO_2 tektonik ayırım diyagramına aktarılmıştır (Şekil 4.3.9). Örneklerden üç tanesi (10-02, 10-03, 10-05) aktif kıta kenarı alanına düşmektedir. Diğer iki örnek (10-01, 10-04) ise ada yayı alanında yer almaktadır.



Şekil 4.3.9. Metapelitlerin çökdikleri tektonik ortamı gösteren diyagram (Roser ve Korsch, 1986).

4.3.1.2. Metavolkaniklerin jeokimyası

Çamlıca metamorfitlelerinin tabanında yer alan Andıktaş formasyonundan alınan 8 adet metavolkanik örneklerinin yerleri Şekil 4.3.2 de sarı noktalarla gösterilmiştir. Metavolkanik örneklerinin ICP-MS analizleriyle elde edilen ana ve iz element verileri Çizelge 4.3.3 de verilmektedir. Metavolkanik örneklerin tamamı metamorfik alterasyona uğramıştır. Bu yüzden element hareketliliği kayacın toplam kimyasında özellikle büyük iyonlu litofil (LIL) elementlerin de değişimine neden olması beklenebilir (Rollinson, 1993). Büyük iyonlu litofil (LIL) elementlerin (Ba, Rb, K, Sr, Th vb.) genellikle alterasyon ve düşük dereceli metamorfik işlevler sırasında hareketli davrandıkları düşünülmektedir (Pearce, 1982). Bununla birlikte uyumsuz elementler (Nb, Ti, Zr, P, Hf, Ta, Y, Ni, Cr) ve ağır nadir toprak elementleri (HREE) genellikle alterasyon ve düşük dereceli metamorfizma sırasında genellikle hareketsizdir ve bu yüzden çalışılan kayaların ilksel jeokimyasal bileşimlerinin başarıyla belirlenebilmesi için kullanılabilir.

Çizelge 4.3.3. Metavolkanik kayalardan ICP-MS ile elde edilen ana ve iz element verileri

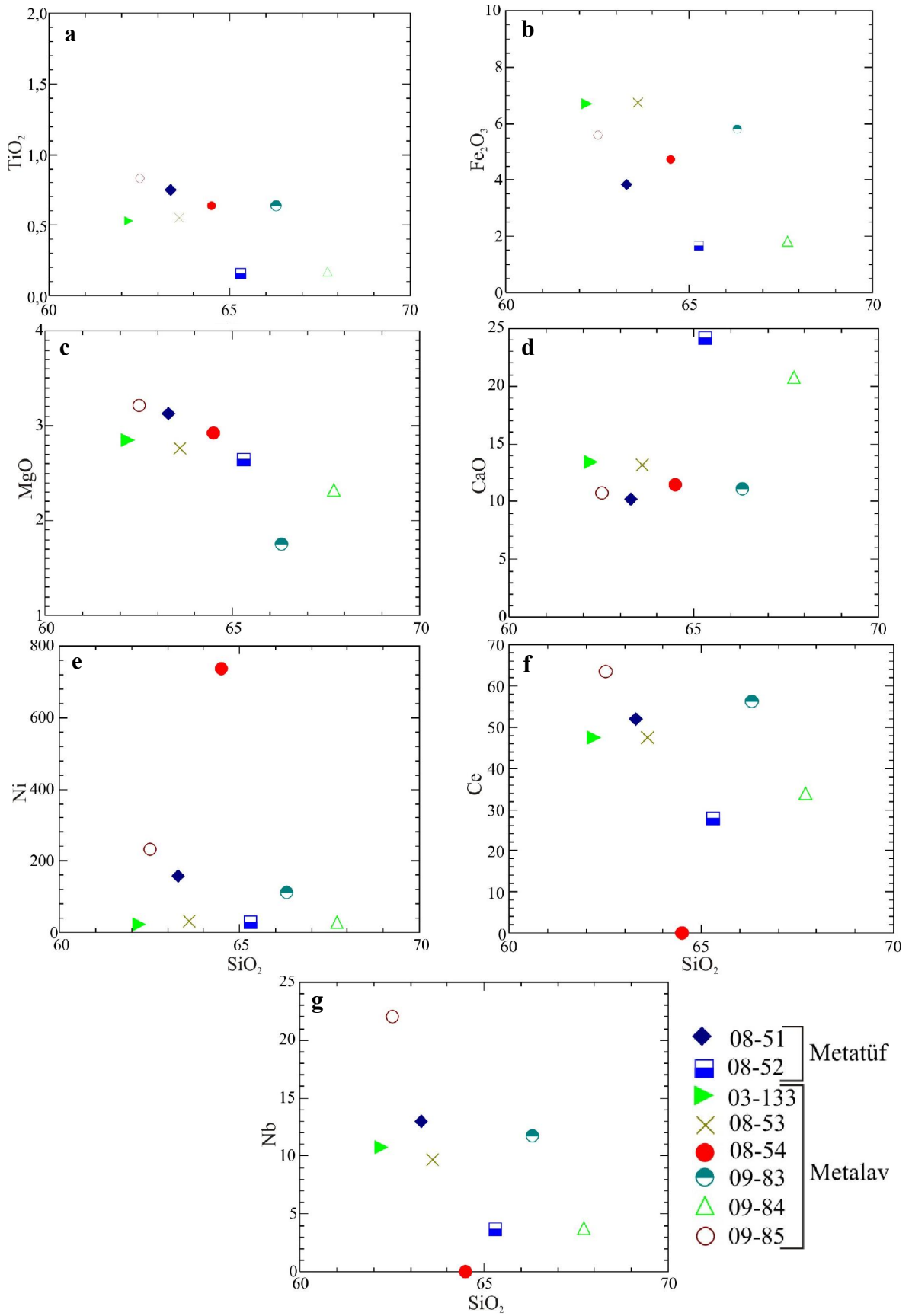
Örnek	Metatuf		Metalav					
	08-51	08-52	08-53	08-54	03-133	09-83	09-84	09-85
Ana elementler (wt % oksit)								
SiO ₂	63,3	65,3	63,6	64,5	62,2	66,3	67,7	62,5
Al ₂ O ₃	11,3	3,6	9,84	11,4	10,2	11,25	3,87	11,25
Fe ₂ O ₃	3,85	1,62	6,73	4,72	6,71	5,81	1,8	5,61
CaO	10,2	24,2	13,2	11,5	13,4	11,15	20,8	10,8
MgO	3,13	2,65	2,76	2,92	2,85	1,75	2,32	3,22
Na ₂ O	3,83	0,25	0,78	2,62	2,07	1,13	0,24	0,49
K ₂ O	0,29	0,74	0,06	1,24	0,18	0,09	1,13	3,15
Cr ₂ O ₃	0,04	<0.01	0,03	0,03	0,03	0,05	0,01	0,04
TiO ₂	0,77	0,16	0,55	0,64	0,53	0,63	0,17	0,83
MnO	0,19	0,17	0,33	0,18	0,32	0,23	0,2	0,16
P ₂ O ₅	0,13	0,01	0,1	0,11	0,12	0,08	0,04	0,13
SrO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,03
BaO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0,02	0,02	0,05
LOI	1,76	1,38	1,9	0,3	1,1	1,48	1,57	1,85
Total	98,8	100	99,4	100	99,8	100	99,9	100
İz elementler (ppm)								
Ba	42	74,3	9,2	0,9	13,6	195	178,5	578
Co	13,5	8	12,8	63,8	18,7	6,7	8,6	23,9
Cr	290	20	30	20	40	300	30	340
Cs	0,62	1,19	4,8	<.1	2,2	1,3	1,75	1,47

Cu	71	7	23,9	18,3	25,8	59	30	11
Ga	14,7	4,6	12,9	1,5	13,4	15,4	5,2	22,7
Hf	3,9	1	2,8	<.4	3,6	3,8	1	5,4
Mo	<2	<2	1,7	<.1	0,8	<2	<2	<2
Nb	13	3,7	9,7	<.4	10,8	11,7	3,8	22
Ni	157	30	31,3	735,5	24	112	30	234
Pb	6	10	1	0,2	1,1	60	28	40
Rb	5,9	25,4	2,9	<.4	3,2	2,3	34,8	138,5
Sn	2	1	2	<.1	2	3	1	3
Sr	160,5	165,5	269,7	1,1	193,1	317	197	381
Ta	0,9	0,3	0,8	<.1	0,7	0,9	0,3	1,4
Th	7,35	2,92	7,2	<.1	7,9	8,95	3,73	9,12
Tl	<0,5	<0,5	<.1	<.1	<.1	0,5	<0,5	<0,5
U	1,35	0,42	1,7	<.1	1,5	2,13	0,7	2,43
V	91	22	83	47	85	89	28	143
W	1	1	0,3	0,2	0,6	3	1	2
Y	25,3	20,9	26,8	0,6	30	26,9	30,2	37,2
Zn	52	100	6	12	8	235	147	99
Zr	137	34	103,9	<.4	109	138	34	210

4.3.1.2.1. Ana ve iz elementler

Metavolkaniklerin silika içerikleri genellikle dar bir aralığa sahiptir (62,5-67,7 % SiO₂). Çamlıca metamorfite içerisinde bulunan metavolkanikler düşük-ortaç Al₂O₃ (3-11 %), düşük MgO (1-3 %), düşük Cr (6-23 ppm) ve düşük Nb (3-22 ppm) değerleriyle karakterize olmaktadır. Bazı örneklerde yükselen Na₂O (2,07-3,83 %) değerleri albitin kristalizasyonu ile düşük dereceli metamorfizma sırasında alterasyonu gösterebilir.

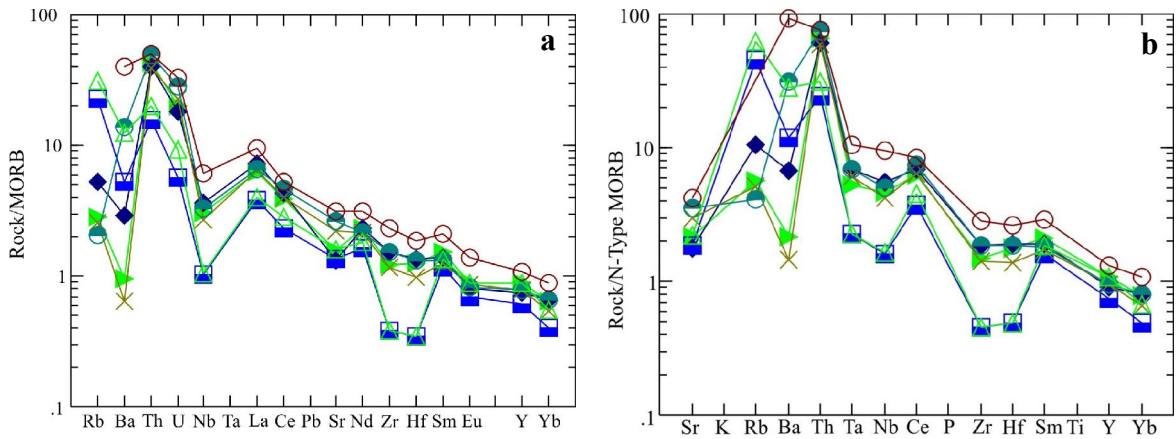
SiO₂'ye karşı seçilmiş ana ve iz element değerleri Harker değişim diyagramlarına düşürülmüştür (Şekil 4.3.10). Bu diyagramlarda ana oksitler (TiO₂, MgO, Fe₂O₃) SiO₂ değeri artarken azalma eğilimi yada negatif korelasyon göstermektedir (Şekil 4.3.10a, b, c). Buna karşın CaO ise saçılmış bir dağılıma sahip ve normal farklılaşma veya anatektik eğilim sunmaktadır (Şekil 4.3.10d). Bu durum magmanın evrimi sırasında olivin, piroksen, magnetit ve kalsiyum plajyoklasın ayrılaştığını ifade etmektedir. Geniş bir negatif korelasyon da Ni, Nb ve Ce gibi uyumlu iz elementleri arasında SiO₂ artarken gözlenmektedir (Şekil 4.3.10e, f, g). Negatif eğilim olivin, spinel ve piroksenin ayrılaşmasını göstermektedir (Rollinson, 1993).



Şekil 4.3.10. Çamlıca Grubu'nun tabanında yer alan metavolkaniklerin ana oksit ve iz elementlerinin SiO₂'ye karşı değişim diyagramları.

Metavolkanik kayalar MORB ve N-MORB-normalize edilmiş çoklu element diyagramlarına düşürülmüştür (Şekil 4.3.11). Bu kayalar MORB-normalize edilmiş çoklu element diyagramlarında negatif Nb, Sr, Ba ve Hf anomalilerine sahiptir (Şekil 4.3.11a). LFS (düşük alanlı güç) elementleri sulu akışkanlarda önemli oranda hareketlidir. Bu yüzden yeşilist fasiyesine eşlik eden ayrılaşma işlevleri bu elementlerin miktarlarını etkilemektedir. Metavolkanik kayalarda gözlenen kuvvetli negatif Nb, Sr, Ba ve Hf anomalileri bu elementlerin kaynağında kıtasal bir karışımın olduğunu göstermektedir. Bu kıtasal etki ya kıtasal kabuğun tabanında kısmi ergime ile ya da mafik magmanın kıtasal malzeme ile kirlenmesiyle ilişkili olabilir. Diyagramda Nb'a göre Th da bir zenginleşme gözlenmekte ve bu da okyanus tabanı ve yay ardı bazaltlarının ayırımında kullanılmaktadır (Saunders ve Tarney, 1979; Wilson, 1989).

Metavolkanik örneklerin tamamı büyük iyonlu litofil elementlerce (LILE) zenginleşme ve HFS (yüksek alan güçlü) elementlerince, özellikle Nb, tükenme gösterir (Şekil 4.3.11b). Metavolkanik kayalar içerisindeki iz elementlerin sahip oldukları karakteristik özellikleri; i) düşük içerikli uyumsuz elementler (Nb, Y, Zr) ve düşük Nb/Y oranları, ii) düşük Cr (300 ppm'e kadar), V (22-91 ppm) ve Ni (<160 ppm) içerikleri, iii) volkanik yay ortamıyla karşılaştırılabilir TiO₂ içeriği (Pearce ve ark., 1984; Hawkins, 1995).



Şekil 4.3.11. Metavolkanik kayaların a) MORB b) N-MORB normalize edilmiş spider diyagramları, normalize edilen değerler Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır.

4.3.1.2.2. Nadir toprak elementleri

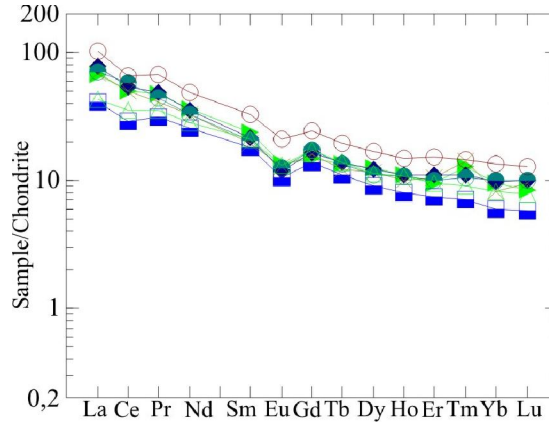
Nadir toprak elementleri (REE) hidrotermal alterasyon ve düşük dereceli metamorfizma sırasında en az hareketli elementler içerisinde olduğu bilinmektedir (Michard, 1989; Peate, 1997). Bu yüzden kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak

element diyagramları magmanın kaynağına ve magmanın kristallenme evrimine ilişkin önemli bilgiler vermektedir. Metavolkanik örneklerinin REE analizleri Çizelge 4.3.4 de verilmektedir.

Çizelge 4.3.4. Metavolkanik kayaların ICP-MS ile belirlenen nadir toprak element (REE) değerleri

Örnek	Metatuf		Metalav					
	08-51	08-52	08-53	08-54	03-133	09-83	09-84	09-85
Nadir toprak elementleri (ppm)								
La	28,5	15,1	25,2	<.4	24,7	25,8	15,8	37,8
Ce	51,9	27,8	47,5	<.5	47,3	56,1	33,8	67,5
Pr	6,62	4,25	5,66	0,03	6,45	6,12	4,78	9,21
Nd	25,3	18	23,5	<.5	25,5	23,4	19,9	34,5
Sm	5,03	4,22	4,5	<.1	5,5	4,79	4,87	7,6
Eu	1,04	0,91	1,12	<.04	1,16	1,09	1,15	1,83
Gd	5,08	4,25	4,85	<.04	4,56	5,34	5,34	7,54
Tb	0,8	0,64	0,71	0,02	0,78	0,78	0,8	1,14
Dy	4,59	3,48	4,4	<.04	4,76	4,2	4,29	6,41
Ho	0,95	0,68	0,86	<.05	0,95	0,91	0,91	1,28
Er	2,75	1,83	2,63	0,08	2,4	2,51	2,38	3,83
Tm	0,39	0,25	0,5	<.05	0,46	0,37	0,32	0,52
Yb	2,45	1,49	2,03	0,13	2,38	2,47	2,06	3,3
Lu	0,38	0,22	0,36	0,03	0,32	0,38	0,3	0,49
La _N /Yb _N	8.3	7.3	8.9	2.2	8.4	7.5	5.5	8.2
Eu/Eu*	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7

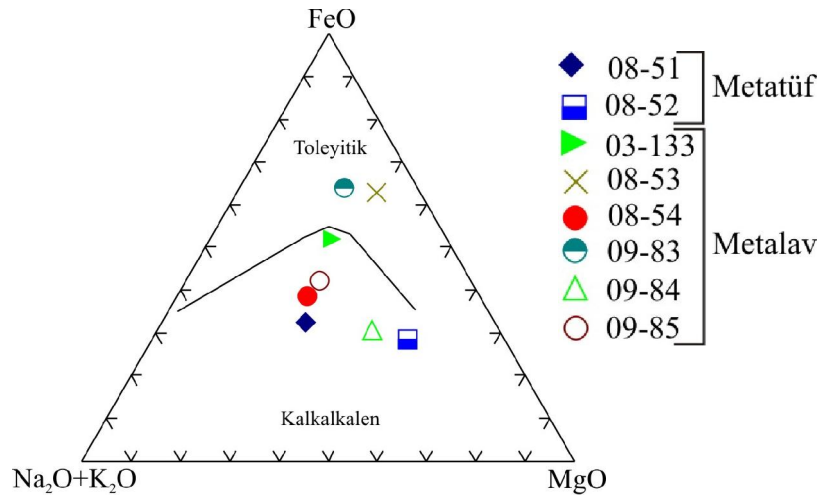
Metavolkanik kayalar genellikle ağır nadir toprak elementlerine (HREE) oranla hafif nadir toprak elementlerince (LREE) zenginleşme gösterirler (Şekil 4.3.12). Kondirite göre normalize edilmiş nadir toprak element (REE) örnekleri parçalanmakta ve La_N/Y_N oranı ~ 2.2 ile 8.9 arasındadır. Bu da ortaç olarak hafif nadir toprak elementlerince zenginleşmeyi ifade etmektedir. Eu anomalileri değişkendir (Eu/Eu* 0.6-1.9) ve genellikle negatif bir eğim (ortalama Eu/Eu* 0.9) sunmaktadır. Plajiolklas ayrımlaşması negatif Eu anomalisinin gelişimiyle karakterize olmaktadır. Eu anomalisi kayalarda başlıca feldspatlarla kontrol edilir. Bu yüzden kristallenme veya kayacın kısmı ergimesiyle ergiyikten feldspatın atılması ergiyikte negatif Eu anomalisine neden olacaktır (Rollinson, 1993).



Şekil 4.3.12. Metavolkanik kayaların kondriti normalize edilmiş REE örnekleri, normalize edilen değerler Taylor ve McLennan (1985)'den alınmıştır.

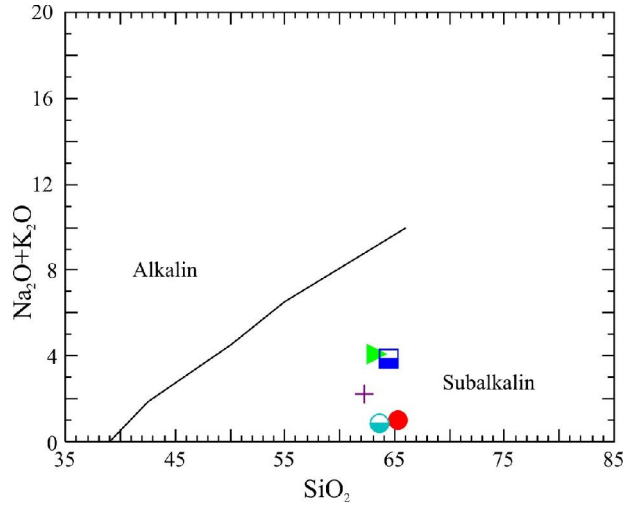
4.3.1.2.3. Kimyasal kaya sınıflaması

Metavolkanik kayalar AFM diyagramına aktarıldığında 08-53 ve 09-83 nolu örneklerin dışında kalan diğer 6 örneğin tamamı kalkalkalen alana düşmektedir. İki örnek ise (08-53 ve 09-83) toleyitik alanına düşmektedir (Şekil 4.3.13).

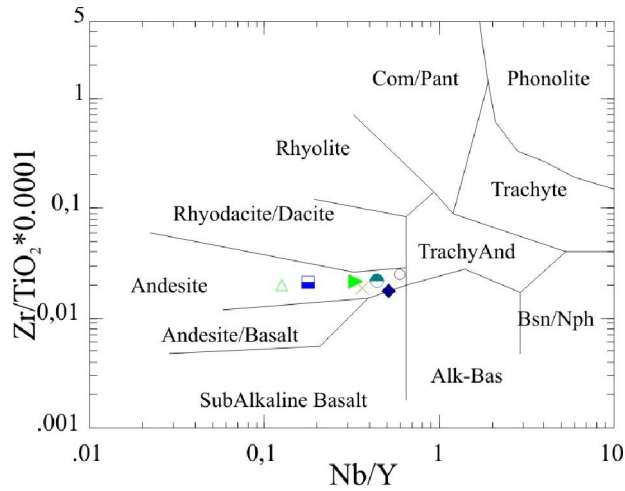


Şekil 4.3.13. Metavolkanik kayaların AFM diyagramında gösterilmesi. Sınır çizgisi Irvine ve Baragar (1971)'den alınmıştır.

SiO₂'ye karşı alkali diyagramı da örneklerin tamamının subalkalen alana düştüğünü göstermektedir (Şekil 4.3.14). Bütün analiz edilen metavolkanik örnekleri kalkalkalen karakterli andezit bileşimine sahiptir (Şekil 4.3.15).



Şekil 4.3.14. Metavolkanik kayaların SiO_2 'ye karşı alkali diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).

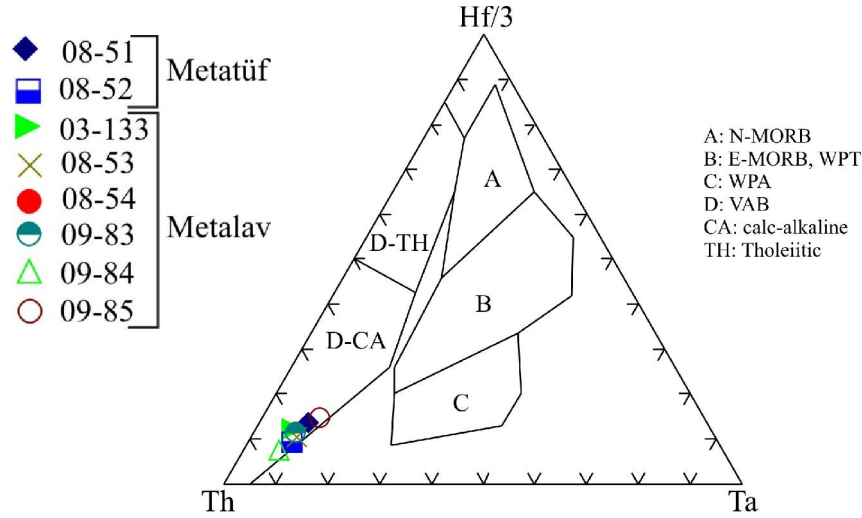


Şekil 4.3.15. Metavolkanik kayaların kaya sınıflamasını gösteren diyagram (Winchester ve Floyd, 1977).

4.3.1.2.4. Tektonik ayırım

Göreceli olarak hareketsiz iz elementleri kullanarak metavolkanik kayaların tektono-magmatik ortamlarını belirlemek için örnekler tektonik ayırım diyagramlarına aktarılmıştır. Bu amaçla metavolkanik kayaların tektonik kökenini ortaya çıkarmak için Wood (1980) tarafından önerilen Th-Hf-Ta üçgen ayırım diyagramına düşürülmüştür (Şekil 4.3.16). Bu diyagramda okyanus ortası sırt bazaltları (MORB), levha içi ve volkanik yay bazaltları (VAB) ayrılabilir. Bunun yanında volkanik yay bazaltları da kendi içerisinde toleyitik ve kalkalkalen magma türlerine göre de ayrılmaktadır. Bütün metavolkanik

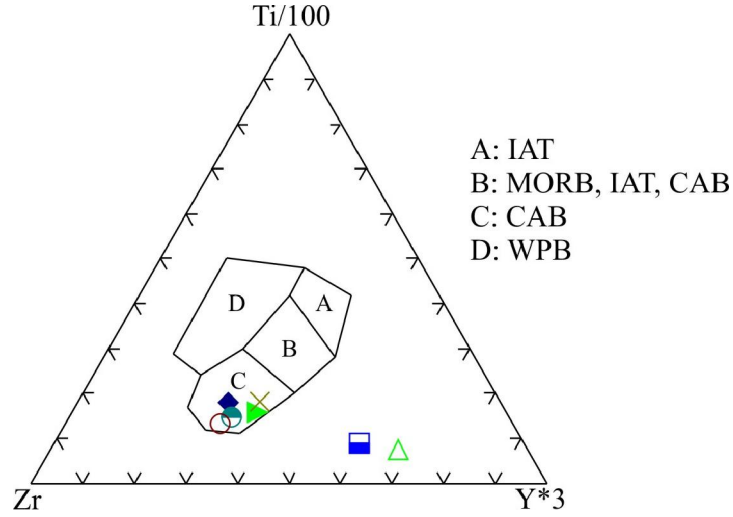
örnekleri volkanik yay bazaltı alanına düşmektedir. Ayrıca volkanik yay bazaltı alanı içerisinde Hf/Th=3 ile tanımlanan çizginin alt tarafı kalkalkalen magma tipini belirtmekte ve örneklerin tamamı da bu alanda yoğunlaşmaktadır.



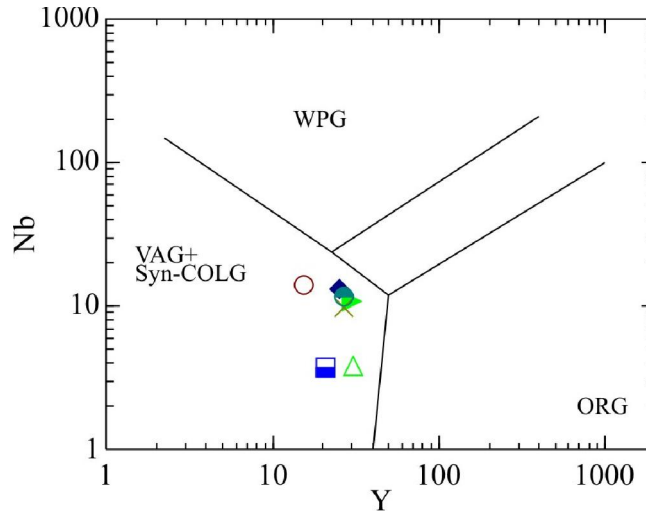
Şekil 4.3.16. Metavolkanik örneklerin Th-Hf-Ta tektonik ayırım diyagramı (Wood, 1980). Kısaltmalar: MORB= okyanus ortası sırt bazaltı, WPT= levha içi toleyiti, WPA= levha içi alkali, VAB= volkanik yay bazaltı.

Pearce ve Cann (1973) tarafından önerilen Ti-Zr-Y ayırım diyagramı levha içi bazaltlarını diğer bazalt tiplerinden ayırmak için kullanılmıştır (Şekil 4.3.17). Bu diyagramda iki örneğin dışındaki tüm örnekler kalkalkalen bazalt alanına düşmektedir. Örneklerin hiçbirisi levha içi bazalt alanına düşmemektedir. Bu da metavolkanik kayaların okyanusal ada yayı ya da kıtasal levha içinde yüzeye ulaşmadığını göstermektedir. Bütün örnekler okyanus içi ada yayı ortamına aittir.

Örneklerin tamamı Pearce ve ark. (1984) tarafından önerilen Nb-Y tektonik ayırım diyagramına düşürülmüştür (Şekil 4.3.18). Örnekler volkanik yay ve/veya volkanik yay + çarpışmayla yaşıt magma alanına düşmektedir. Sonuçta bu diyagramlardan elde edilen sonuçlar bütün metavolkanik kayaların levha içi ya da okyanus sırtı alanlarından uzak volkanik yay alanı içinde yoğunlaştığını göstermektedir. Volkanik yay alanı içindeki metavolkanik örnekleri kalkalkalen magma tipine sahiptir. Bu tür magma tipi metavolkanik kayaların volkanik yay ortamı için karakteristiktir. Ayrıca negatif Nb anomalileri volkanik yay için karakteristik özellik sunmaktadır.



Şekil 4.3.17. Metavolkanik kayaların Pearce ve Cann (1973) tarafından önerilen Ti-Zr-Y ayırım diyagramında gösterilmesi. Kısaltmalar: IAT= ada yayı toleyiti, MORB= okyanus ortası sırt bazaltı, CAB= kalkalkalen bazalt, WPB= levha içi bazaltı.

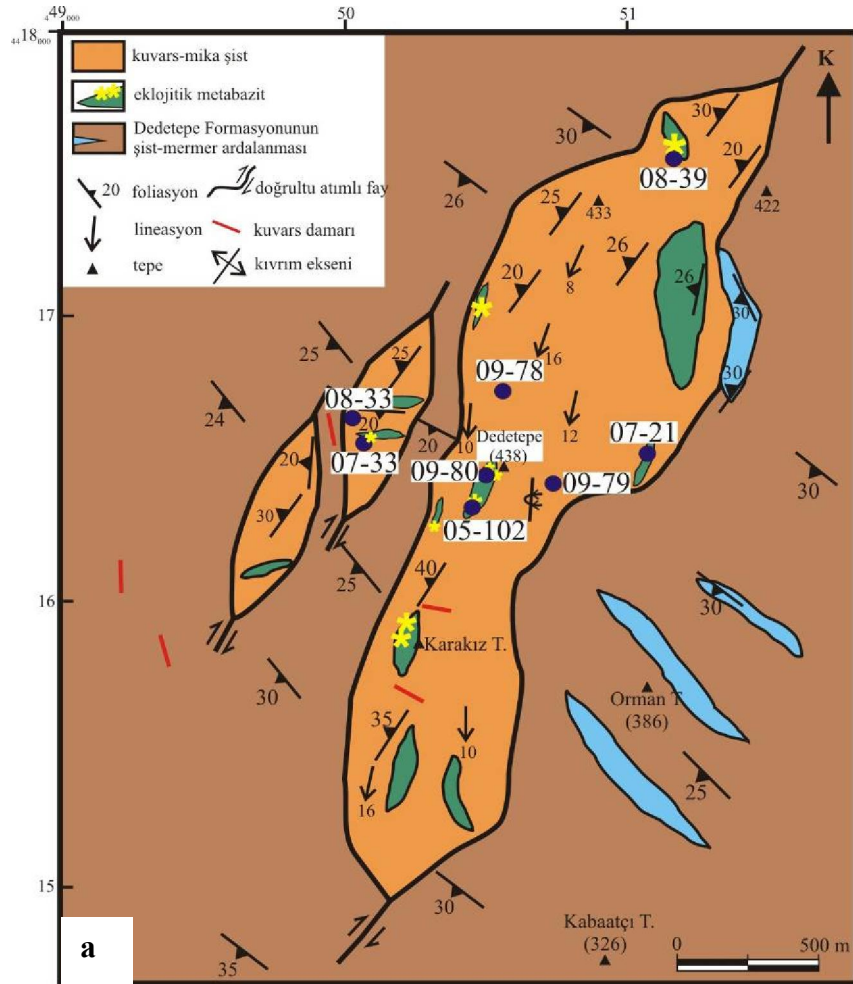


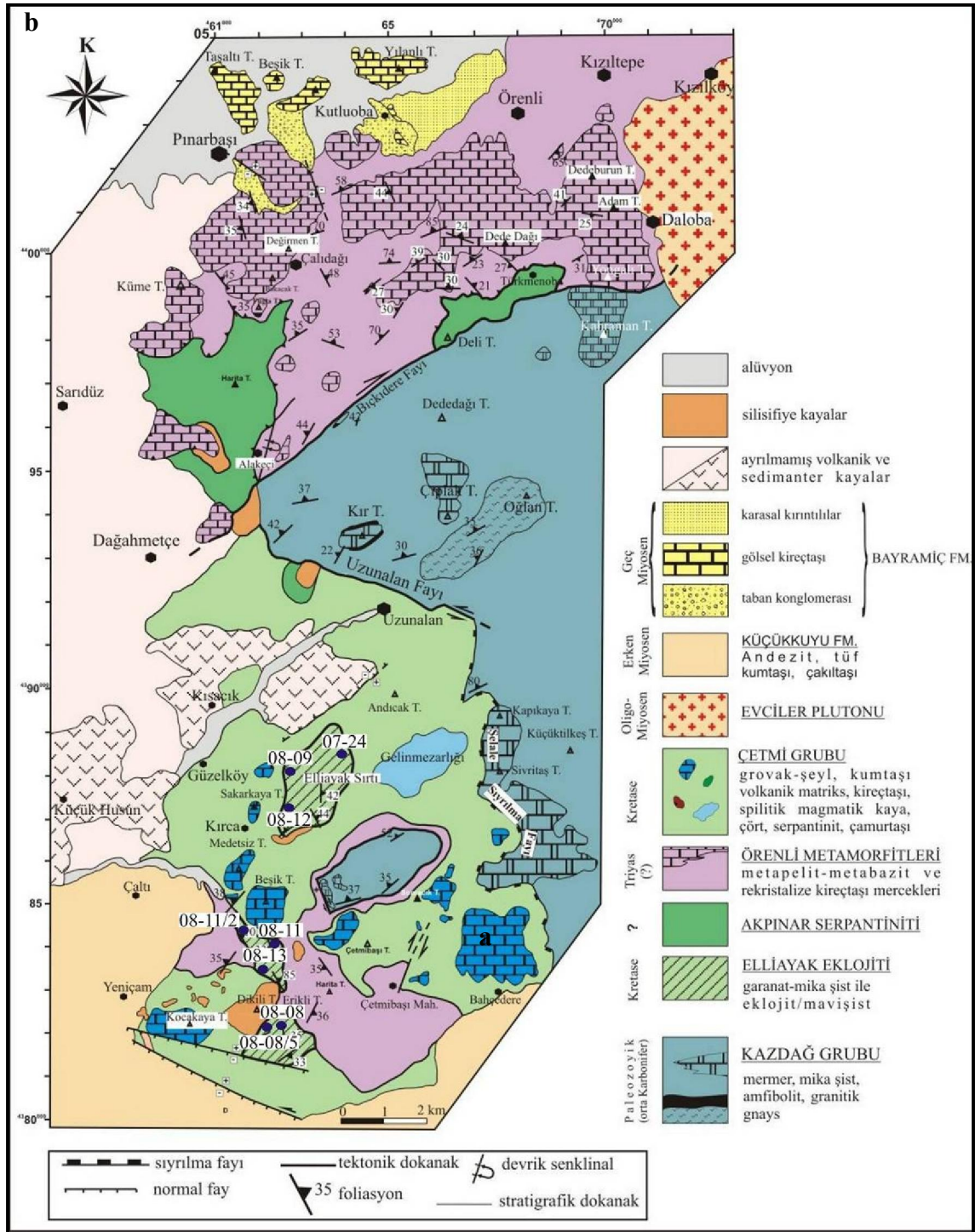
Şekil 4.3.18. Metavolkanik kayaların Pearce ve ark. (1984) tarafından önerilen Nb-Y tektonik ayırım diyagramında gösterilmesi. Kısaltmalar: WPG= levha içi granitler, VAG= volkanik yay granitleri, syn-COLG= çarpışmayla eş yaşlı granitler, ORG: okyanus sırtı granitleri.

4.3.2. YB (yüksek basınç) metabazitlerinin jeokimyasal özellikleri

Çamlıca metamorfitlelerinde Dedetepe formasyonu içerisinde ~ 2 km uzunluğunda ve 500 m genişliğinde metabazit tektonik dilimi yüzlek vermektedir. Bu metabazit tektonik dilimi başlıca kuvars-mika şist, amfibolit, eklojit, mavişist, talk şist ve tremolit/aktinolit şistten oluşmaktadır. Çetmi Grubu Biga Yarımadası'nda Kazdağ Masifi'nin batı kesiminde

yer almaktadır (Şekil 4.3.1). Çetmi Grubu içerisinde yer alan eklojit/mavişistler ise granat-mika şistlerle birlikte bulunmaktadır. Her iki bölgede yüzlek veren eklojitler geç evre makaslama zonları boyunca mavişistlere dönüşmüştür. Bu kayalarla ilgili en önemli problemlerden biri bu kayaların kökenleri ve oluştukları tektonik ortamla ilgilidir. Bu doktora tezi kapsamında YB (yüksek basınç) metamorfizmasını işaret eden bu kayaların kökenlerini ve tektonik ortamları ilk kez bu çalışmayla ortaya çıkarılmıştır. YB metabazit jeokimyasal özelliklerinin belirlenebilmesi amacıyla her iki bölgeden alınan toplam 16 örneğin yerleri Şekil 4.3.19a, b de gösterilmektedir. Toplam 16 örnekten 8 tanesi Çamlıca Grubu'ndan (5 örnek eklojit/mavişist, 3 örnek kuvars-mika şist) geriye kalan 8 tanesi de Çetmi Grubu'ndan (4 örnek eklojit/mavişist, 4 örnek ise granat-mika şist) alınmıştır.



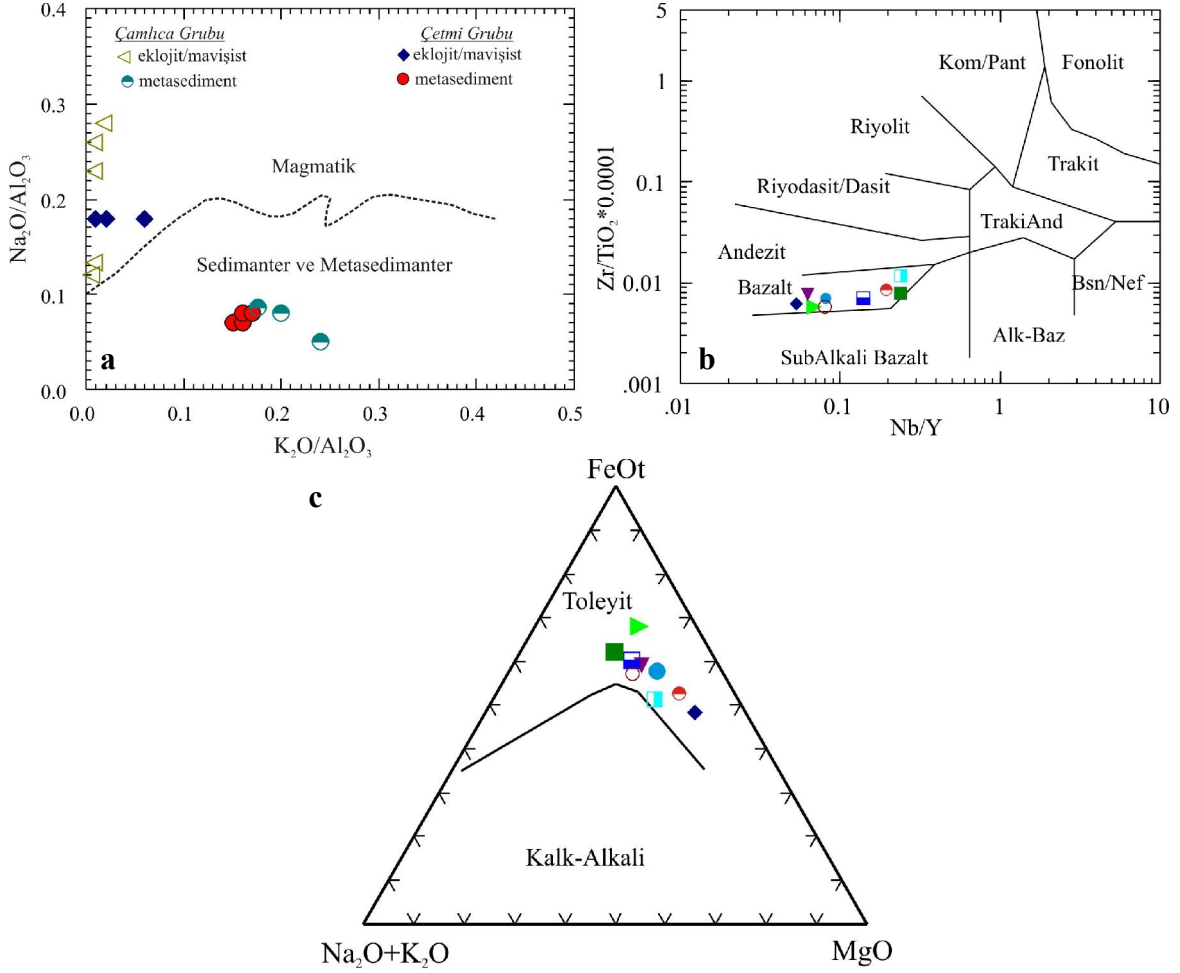


Şekil 4.3.19. a) Çamlıca Grubu'ndan alınan 8 örneğin yeri, b) Çetmi Grubu'ndan alınan 8 örneğin yerini gösteren jeoloji haritası (Tunç, 2008).

4.3.2.1. Ana elementler

Toplam 16 örnek majör ve iz elementi analizleri için seçilmiştir. Bu örneklerin ICP-MS analizleriyle elde edilen analiz sonuçları Çizelge 4.3.5 de verilmektedir. Eklojitler/mavişistler düşük SiO_2 (46-48,9 %), yüksek alkali ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}= 2,61-3,7$ %,

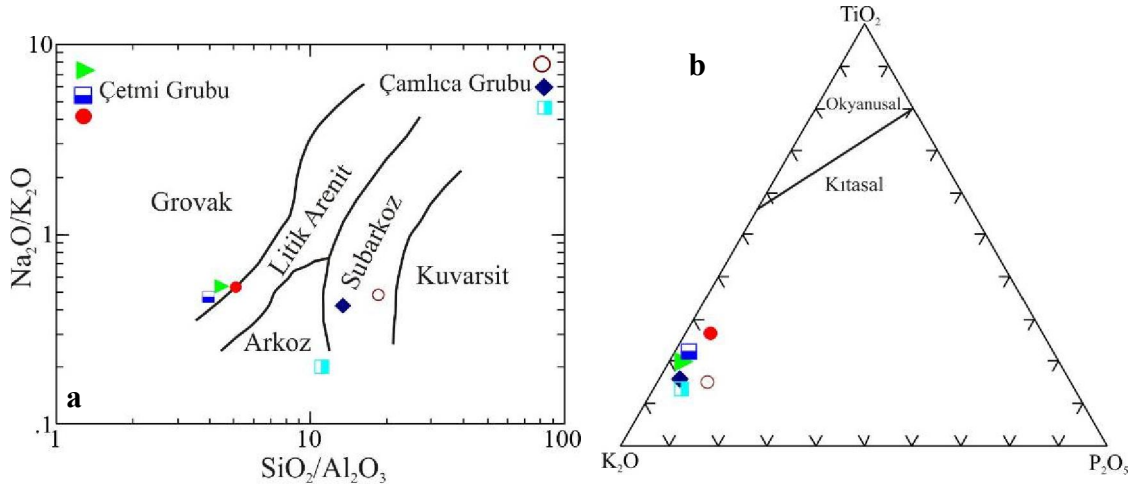
metabazit kayalarla birlikte bulunan ve yüksek basınç metamorfizmasına uğramış şistlere karşılık gelmektedir. YB eklojit/mavişistlerin toplam kaya kimyası bu kayaların kökenlerinin bazalt olduğunu ifade etmektedir (Şekil 4.3.20b). Metabazit örnekleri FeO-Na₂O+ K₂O-MgO AFM diyagramına düşürüldüğünde bütün örneklerin toleyitik alanda toplandığı görülmektedir (Şekil 4.3.20c).



Şekil 4.3.20. YB/DS eklojit/mavişistlerin kökenleri ve kimyasal sınıflamasını gösteren diyagramlar, a) $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ diyagramında eklojit/mavişist ve onlarla birlikte bulunan metasedimanter kayaların kökenlerinin gösterilmesi (Garrels ve MacKenzie, 1971), b) Winchester ve Floyd (1977)'un kimyasal sınıflaması, c) FeO-Na₂O+ K₂O-MgO AFM diyagramı (toleyitik-kalkalkalen eğrisi Irvine ve Baragar (1971)'den alınmıştır).

YB metamorfizmasına uğramış metasedimentlerin kökenlerini belirlenebilmesi için diyagramlara aktarılmıştır. Çamlıca Grubu ve Çetmi Grubu içerisinde YB eklojit / mavişistlerle birlikte bulunan metasedimanter kayaların kökenleri jeokimyasal analizlere

göre sırasıyla arkoz-subarkoz ve grovaktır (Şekil 4.3.21a). TiO_2 - K_2O - P_2O_5 üçgen diyagramında örneklerinin tamamının kıtasal kökenli olduğu görülmektedir (Şekil 4.3.21b).



Şekil 4.3.21. Metasedimanter kayaların kökenlerini gösteren diyagramlar, a) Na_2O/K_2O - SiO_2/Al_2O_3 kumtaşı ayırım diyagramı (Pettijohn ve ark., 1972), b) TiO_2 - K_2O - P_2O_5 AFM diyagramı (Pearce ve ark., 1975).

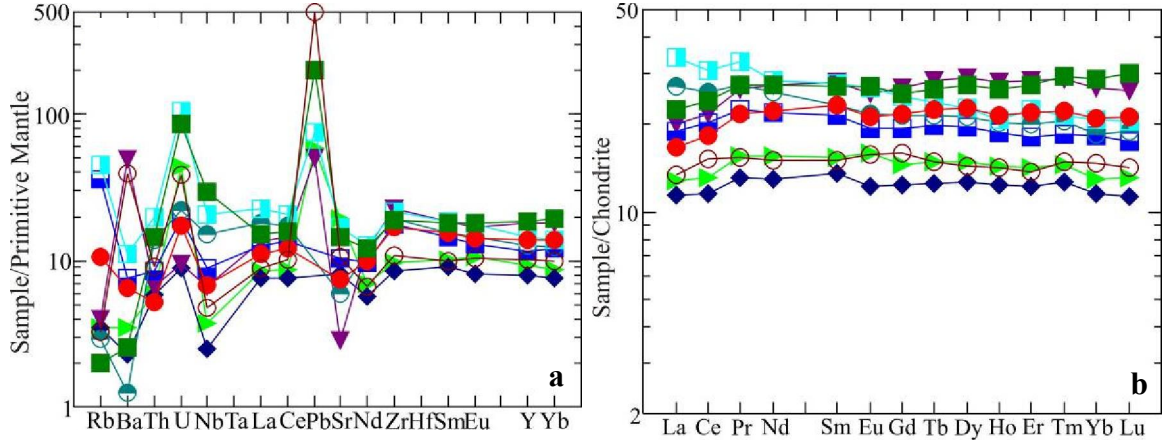
4.3.2.3. İz ve nadir toprak elementleri

İz elementler özellikle nadir toprak elementleri (REE) ve yüksek alanlı güç elementlerinin (HFSE) genellikle eklojit fasiyesi metamorfizmasından etkilenmediği farz edilmekte (Bernard-Griffiths ve ark., 1985; Paquette ve ark., 1989) ve eklojitlerin kökenlerinin tektonik ortamlarını ayırt etmek için kullanılabilir. Eklojit/mavişist örneklerinin iz element profillerine bakıldığında bütün örnekler negatif Nb anomalisi göstermektedir (Şekil 4.3.22a). Bu da yitim zonunda oluşmuş tüketilmiş magmayı işaret etmektedir. Nb değerleri 1,4-16,5 ppm arasında değişmektedir. Bu diyagramda ayrıca pozitif Pb anomalileri de göze çarpmaktadır.

Çamlıca Grubu ve Çetmi Grubu'ndan alınan YB kayalarının nadir toprak elementi analiz sonuçları Çizelge 4.3.6 da verilmektedir. Eklojit/mavişistlerin REE değerleri 0,23-95,3 ppm arasında değişmektedir. Kondirite göre normalleştirilmiş REE diyagramlarında örnekler neredeyse düz bir sıralanım sunmaktadır (Şekil 4.3.22b). Eklojit/mavişistlere ait Eu anomalileri değişken niteliğe sahiptir ($Eu/Eu^* = 0.9-1.1$) ve genellikle negatiftir (ortalama $Eu/Eu^* = 1$). Bu negatif Eu anomalisi yüksek basınç metamorfizmasına uğrayan eklojitlerde plajyoklasın olmayışından kaynaklanmaktadır.

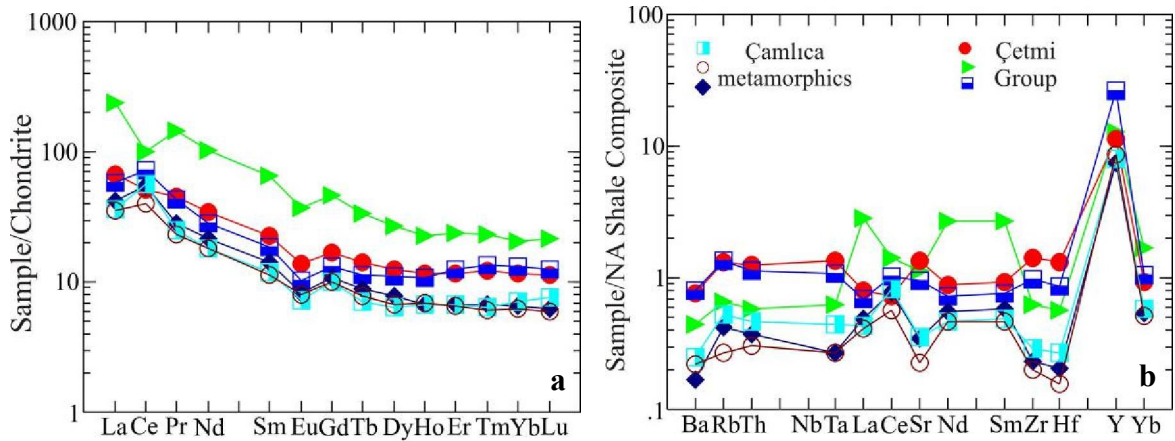
Çizelge 4.3.6. Çamlıca Grubu ve Çetmi Grubu içerisinde bulunan YB metamorfik kayaların nadir toprak elementi analizleri.
Kısaltmalar: ek/mvş= eklojit/mavişist, amf= amfibolit, kuv-mk şist= kuvars-mika şist, gr-mk şist= granat-mika şist

Örnek Litoloji ppm	Çamlıca Grubu										Çetmi Grubu									
	07-33 ek/mvş	07-21 amf	05-102 ek/mvş	08-39 ek/mvş	09-80 ek/mvş	08-33 kuv-mk şist	09-78 kuv-mk şist	09-79 kuv-mk şist	07-34 ek/mvş	08-08 ek/mvş	08-13 ek/mvş	08-08-5 ek/mvş	08-11 gr-mk şist	08-12 gr-mk şist	08-11-2 gr-mk şist	08-09 gr-mk şist				
La	7,4	4,2	4,7	8,3	4,9	15,3	13,4	12,9	7	10	6,1	12,5	16,7	87,5	21,4	25				
Ce	20,9	11	12,6	23	14,5	52,5	54,3	38,2	19,5	24,9	17,6	29,5	57,8	95,3	69,1	48,9				
Pr	3,62	1,79	2,14	3,77	2,1	3,84	3,4	3,2	3,09	3,77	2,99	4,5	4,61	20,1	5,87	6,2				
Nd	19,6	9,2	11,1	19,5	10,7	15,3	12,9	12,8	15,6	18,5	15,9	20,3	16,4	73,2	19,9	24,4				
Sm	6,46	3,12	3,56	6,27	3,48	3,28	2,73	2,6	4,99	5,42	5,42	6,38	3,42	15,1	4,27	5,22				
Eu	2,23	1,07	1,39	2,36	1,37	0,72	0,63	0,69	1,69	1,89	1,86	2,32	0,68	3,25	0,9	1,2				
Gd	8,2	3,79	4,47	7,83	4,9	3,29	3,07	3,05	5,93	6,6	6,69	7,67	3,03	14,2	4,02	5,1				
Tb	1,65	0,73	0,86	1,54	0,86	0,51	0,41	0,45	1,15	1,25	1,31	1,38	0,52	1,97	0,66	0,82				
Dy	11,1	4,82	5,7	10,4	5,45	2,95	2,46	2,57	7,49	8,12	8,72	8,73	3,45	10,3	4,22	4,77				
Ho	2,4	1,05	1,23	2,26	1,21	0,57	0,57	0,59	1,59	1,73	1,83	1,78	0,75	1,93	0,92	0,99				
Er	7,04	3,05	3,55	6,86	3,41	1,7	1,66	1,64	4,53	5,03	5,48	5,62	2,34	5,97	3,09	2,92				
Tm	1,02	0,45	0,52	1,05	0,53	0,24	0,23	0,22	0,66	0,73	0,79	0,77	0,37	0,82	0,48	0,43				
Yb	6,67	2,85	3,22	7,15	3,67	1,64	1,78	1,57	4,56	4,62	5,2	5,17	2,49	5,13	3,24	2,85				
Lu	1	0,43	0,5	1,15	0,54	0,24	0,29	0,23	0,67	0,72	0,81	0,78	0,38	0,82	0,48	0,43				
Eu/Eu*	0,9	1	1,1	1	1	0,7	0,7	0,7	0,9	1	0,9	1	0,6	0,7	0,7	0,7				



Şekil 4.3.22. a) Eklojit/mavişistlerin iz element dağılımlarını gösteren spider diyagramı (Kondirit normalizasyon değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır), b) Eklojit/mavişistlerin nadir toprak element dağılımlarını gösteren REE diyagramı. Bütün örnekler zayıf negatif Eu anomalisine sahip MORB özelliği göstermektedir.

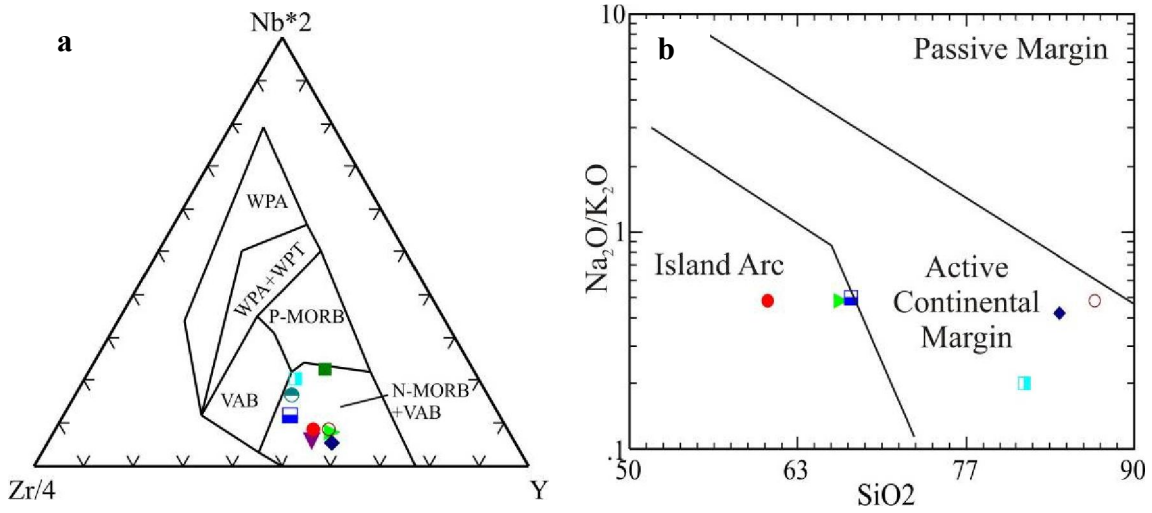
Metasedimanter kayaların kondirite göre normalize edilmiş profili tipik olarak eğimlidir ve genellikle zayıf negatif Eu anomalisine sahiptir (Şekil 4.3.23a). Çetmi Grubu'nda yüzlek veren metasedimanter kayaların çoklu element diyagramlarında metasedimanter kayalar hafif iyon litofil elementlerce zenginleşmiş (LILE) olduğu görülmektedir. Buna karşın Çamlıca Grubu içerisinde yüzlek veren metasedimanter kayalarda ise böyle bir durum gözlenmemektedir (Şekil 4.3.23b).



Şekil 4.3.23. Metasedimanter kayalara ait çoklu element diyagramları. a) kondirite göre normalize edilmiş nadir toprak element örneği, b) metasedimanter kayaların spider diyagramları.

4.3.2.4. Tektonik ayırım

Eklojit/mavişistler yüksek TiO_2 , K_2O ve Na_2O içeriğine sahiptir. Nb-Zr-Y üçgen tektonik ayırım diyagramında bütün YB metabazit örnekleri volkanik yay bazaltı-okyanus ortası sırt bazaltı alanına düşmektedir (Şekil 4.3.24a). Bununla birlikte metasedimanter kayaların tektonik ortamını belirlemek amacıyla Roser ve Korsch (1986) tarafından önerilen $Na_2O/K_2O - SiO_2$ diyagramına aktarılmıştır (Şekil 4.3.24b). Bu diyagramda Çetmi Grubu'na ait örnekler ada yayı ortamına, Çamlıca Grubu'na ait örnekler ise aktif kıta kenarı ortamına düşmektedir.



Şekil 4.3.24. a) Metabazit örneklere ait Nb-Zr-Y üçgen tektonik ayırım diyagramı (ayırım çizgileri için parametreler Meschede (1986)'dan alınmıştır). Kısaltmalar: WPA= levha içi alkali bazalt, WPT= levha içi toleyiti, VAB= volkanik yay bazaltı), b) Metasedimanter örneklere ait Na_2O/K_2O-SiO_2 tektonik ayırım diyagramı (Roser ve Korsch 1986).

4.3.3. Kazdağ Grubu

Kazdağ Grubu içerisinde yer alan Tozlu formasyonu başlıca amfibolit, metadünit, metaperidotit ve serpantinitten oluşmaktadır. Bu kayaların kökenini, tektonik ortamını ortaya çıkarmak amacıyla toplam 5 örneğin jeokimyasal analizleri yapılmıştır. Tozlu formasyonundan alınan toplam 5 örneğin yerleri Şekil 4.3.25 de gösterilmiştir.

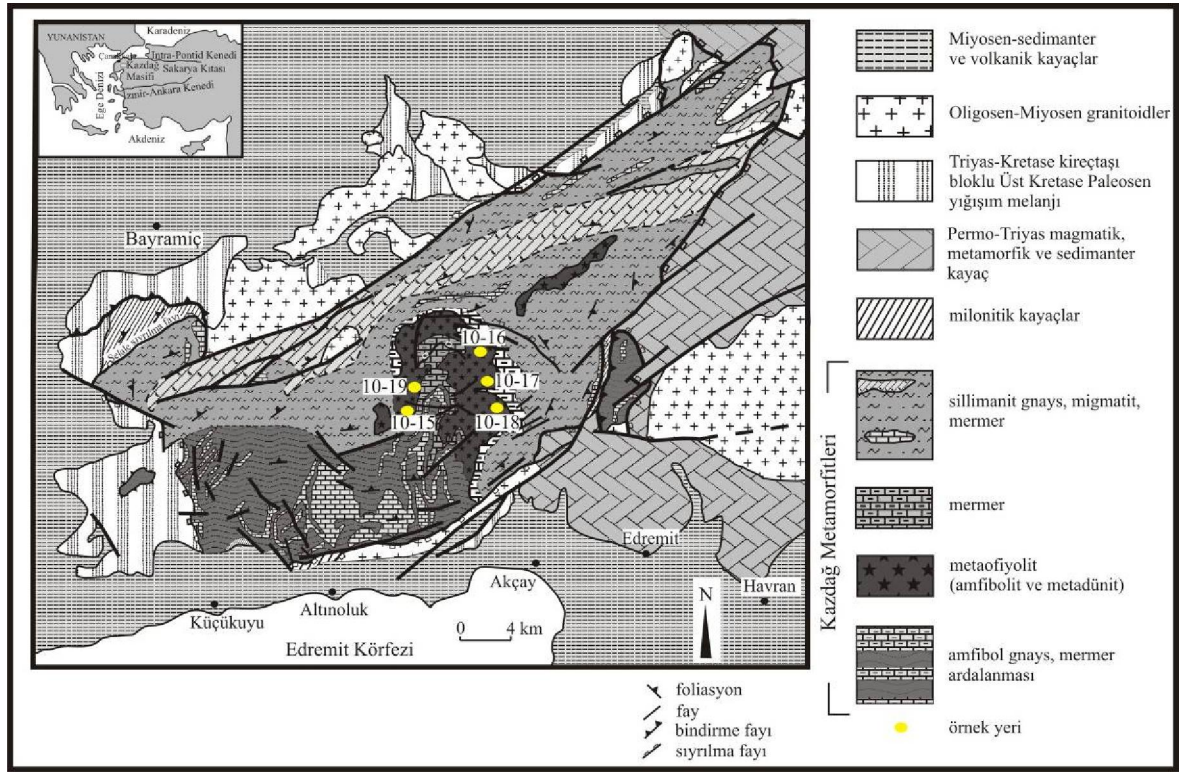
4.3.3.1. Ana elementler

Tozlu formasyonundan alınan 5 örneğin ana element ve iz element analiz sonuçları Çizelge 4.3.7 de verilmektedir. Bu örneklerden iki tanesi (10-15, 10-19) metadünit, iki tanesi (10-17, 10-18) amfibolit ve geriye kalan bir tanesi (10-16) ise metaperidotitten oluşmaktadır. Metaofiyolit örnekleri genel olarak düşük SiO_2 (39,4-50,5 %), Na_2O+K_2O

(0,06-3,81 %), TiO₂ (0,01-0,07 %), Nb (0,2-2,4 ppm) değerleriyle karakterize olmaktadır. Metaofiyolit örneklerinden metadünit örnekleri düşük SiO₂ (39,4-39,7 %), Al₂O₃ (0,88-2,13 %), yüksek MgO (36,9-40,9 %), Cr (1330-2720 ppm), Ni (2240-2370 ppm) değerlerine sahiptir. Buna karşın amfibolit örnekleri ise düşük SiO₂ (45,3-50,5 %), MgO (5,32-11,05 %), yüksek Al₂O₃ (15,65-16,9 %), CaO (9,7-13,4 %) içeriklerine sahiptir.

Çizelge 4.3.7. Tozlu formasyonundan alınan örneklerin ana ve iz element değerleri

Örnek Litoloji %	10-15 metadünit	10-16 metaperidoit	10-17 amfibolit	10-18 amfibolit	10-19 metadünit
SiO ₂	39,7	48,4	45,3	50,5	39,4
Al ₂ O ₃	2,16	16,2	15,65	16,9	0,88
Fe ₂ O ₃	8,09	6,22	8,47	9,77	12
CaO	1,68	12,55	13,4	9,7	1,35
MgO	36,9	11	11,05	5,32	40,9
Na ₂ O	0,08	2,11	1,69	3,34	0,05
K ₂ O	0,01	0,05	0,19	0,47	0,01
TiO ₂	0,04	0,22	0,78	0,49	0,01
MnO	0,12	0,12	0,17	0,15	0,2
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,03	0,07	0,01
LOI	8,46	1,49	1,79	1,29	4,66
Total	97,6	98,5	98,6	98	99,6
ppm					
Ba	3,2	7,3	12,3	54,9	4,5
Co	113,5	43	43,3	35,4	135,5
Cr	2720	480	580	150	1330
Cs	0,07	0,01	0,64	0,1	0,15
Cu	<5	73	<5	125	57
Ga	2,6	11,9	17,4	16,5	1,7
Hf	0,2	0,3	1,7	1	0,2
Nb	0,2	0,2	2,4	1,2	0,2
Ni	2240	232	240	63	2370
Pb	5	5	18	9	7
Rb	0,5	0,6	4,5	5,4	0,2
Sr	14,4	78,1	341	125,5	33,5
Ta	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Th	0,07	0,05	0,12	1,05	0,05
U	0,05	0,05	0,66	0,26	0,05
V	5	115	253	259	23
Y	2,9	6	19,5	15	2
Zn	56	40	73	86	70
Zr	2	8	57	32	2



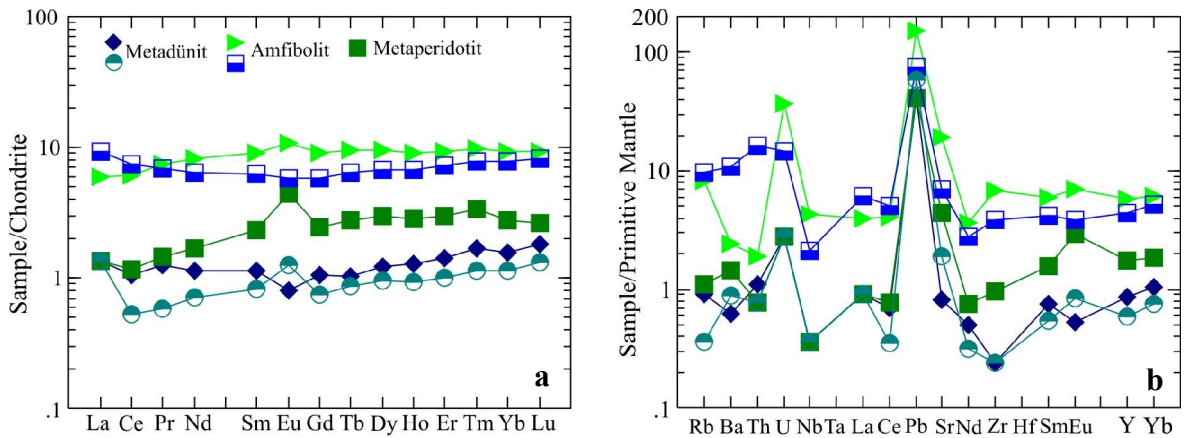
Şekil 4.3.25. Kazdağ Grubu Tozlu formasyonundan alınan örneklerin yeri (Duru ve ark., 2004'den düzenlenmiştir).

4.3.3.2. İz ve nadir toprak elementler

Bütün örneklerin nadir toprak elementi (REE) analiz sonuçları Çizelge 4.3.8 de verilmektedir. Kondirite göre normalleştirilmiş nadir toprak elementi diyagramında örnekler yaklaşık düz bir trend sunmaktadır (Şekil 4.3.26a). Üç örnek (10-16, 10-17, 10-19) negatif Eu anomalisi göstermektedir ($Eu/Eu^* = 0,7-1,8$). İki örnek ise (10-15, 10-18) zayıf negatif Eu anomalisine sahiptir. Ayrıca hafif nadir toprak elementlerinin (LREE) ağır nadir toprak elementlerine (HREE) oranla parçalanmasının nedeni olivin, ortopiroksen ve klinopiroksenin varlığıdır. İz elementlerin hareketliliği alterasyon ya da metamorfizma sırasında mineralojik değişimle kontrol edilmektedir. Genel olarak LFS grubuna (Cs, Sr, K, Rb, Ba) ait uyumsuz elementler hareketlidir. Buna karşın HFS elementleri (Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta) ise hareketsizdir (Pearce, 1983). Bütün örnekler çoklu element diyagramına aktarılmıştır ve bu diyagramda örnekler negatif Nb, Zr ve pozitif Pb anomalilerine sahiptir (Şekil 4.3.26b). Negatif Nb ve Zr anomalileri hareketsiz elementlerin korunmasıyla açıklanmakta (Pearce ve Peate, 1995) ve bu durumda kısmi ergime sırasında (Wilson, 1993) manto kaması kaynağının tükenme derecesini yansıtmaktadır.

Çizelge 4.3.8. Tozlu formasyonundan alınan örneklerin nadir toprak (REE) element değerleri

Örnek Litoloji ppm	10-15 metadünit	10-16 metaperidotit	10-17 amfibolit	10-18 amfibolit	10-19 metadünit
La	0,5	0,5	2,2	3,4	0,5
Ce	1	1,1	5,9	7,2	0,5
Pr	0,17	0,2	1,03	0,95	0,08
Nd	0,8	1,2	5,8	4,5	0,5
Sm	0,26	0,54	2,07	1,46	0,19
Eu	0,07	0,38	0,93	0,51	0,11
Gd	0,32	0,74	2,79	1,76	0,23
Tb	0,06	0,16	0,55	0,37	0,05
Dy	0,47	1,14	3,66	2,59	0,36
Ho	0,11	0,24	0,77	0,58	0,08
Er	0,35	0,75	2,32	1,81	0,25
Tm	0,06	0,12	0,35	0,28	0,04
Yb	0,39	0,69	2,28	1,95	0,28
Lu	0,07	0,1	0,35	0,31	0,05
Eu/Eu*	0,7	1,8	1,2	1	1,6
(La/Yb)CN	0,9	0,5	1,2	1,3	1,3

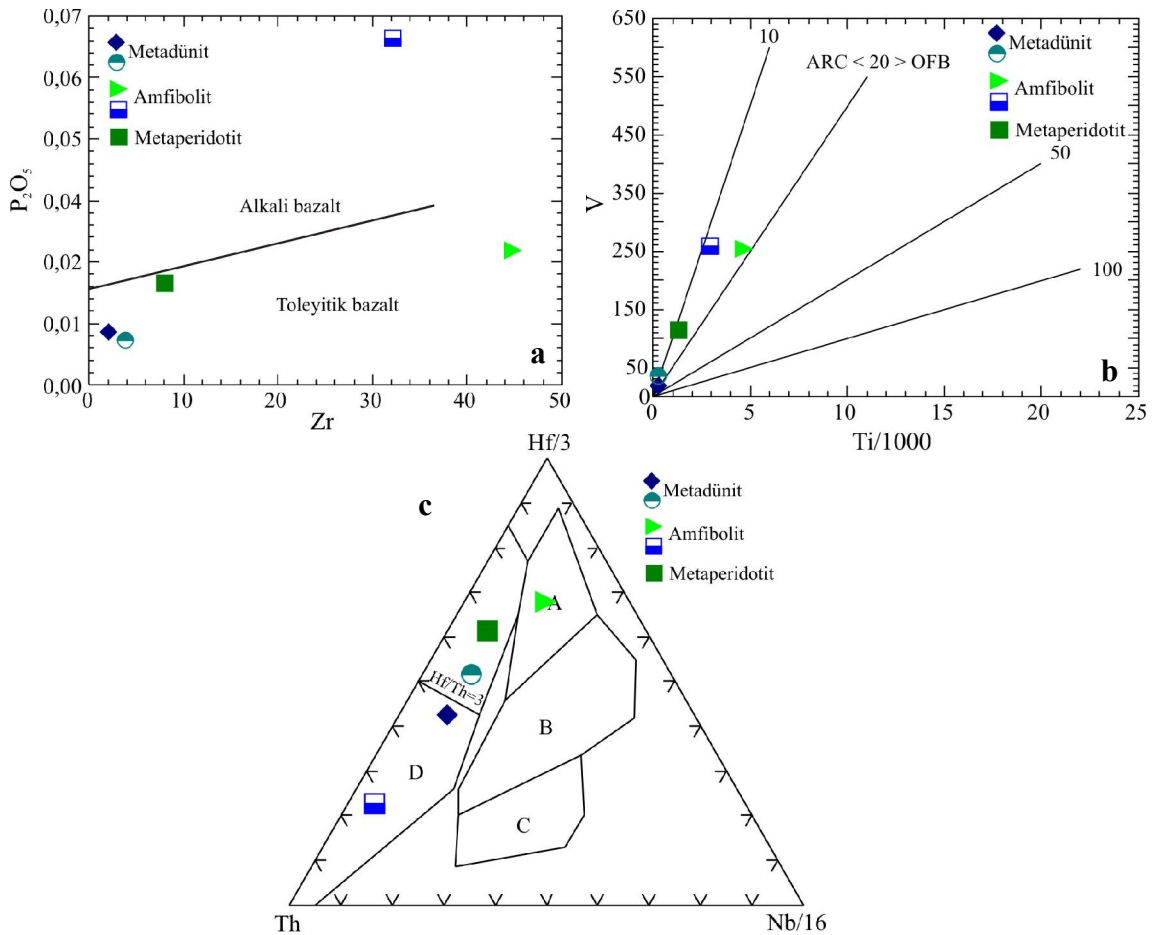


Şekil 4.3.26. Tozlu formasyonuna ait örneklerin a) nadir toprak elementi (REE) diyagramı, Taylor ve McLennan (1985) den alınmıştır, b) çoklu element diyagramı.

4.3.3.3. Köken ve tektonik ayırım

Tozlu formasyonundan alınan örnekler P_2O_5 – Zr içeriği bakımından alkali ve toleyitik alanları birbirinden ayıran ayırım diyagramına aktarılmıştır (Şekil 4.3.27a). Bu diyagramda 10-18 nolu amfibolit örneğinin dışında bütün örnekler toleyitik bazalt alanına

düşmektedir. Toleyitik bazaltlar alkali bazaltlara oranla daha düşük P_2O_5 içeriğine sahiptir (Rollinson, 1993). Shervais (1982) tarafından önerilen V – Ti/1000 diyagramında Metaofiyolit örneklerinin tamamı yiyim zonu üstü (SSZ) ortamı göstermektedir (Şekil 4.3.27b). Bu diyagramda farklı bazalt alanları Ti/V oranlarına göre ayrılmaktadır. Okyanus ortası sırtı bazalt (MORB) alanı Ti/V oranı 20 ile 50 arasında olan bölgeye, okyanusal ada ve alkali bazalt alanı Ti/V oranı 50 ile 100 arasındaki bölgeye, ada yayı toleyitleri ise Ti/V oranı 10 ile 20 arasındaki bölgeye karşılık gelmektedir. Wood (1980) tarafından önerilen Hf-Th-Nb üçgen tektonik ayırım diyagramında 10-17 nolu amfibolit örneğinin dışındaki bütün örnekler ada yayı toleyitleri ($Hf/Th > 3$) ve kalk-alkalin bazalt ($Hf/Th < 3$) alanına düşmektedir (Şekil 4.3.27c). 10-17 nolu amfibolit örneği ise N tipli MORB alanına düşmektedir. Sonuçta bütün metaofiyolit örnekleri okyanusal kabuk kökenlidir.



Şekil 4.3.27. Metaofiyolitlerin tektonik ayırım diyagramında gösterilmesi, a) P_2O_5 -Zr ayırım diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977), b) Ti-V ayırım diyagramı (Shervais, 1982), c) Th-Hf-Nb üçgen ayırım diyagramı (Wood, 1980). Kısaltmalar; A: N tipli MORB, B: E tipli MORB ve levha içi toleyit, C: alkali levha içi bazaltlar, D: Ada yayı toleyitleri ve kalk-alkali bazalt.

4.4. Kaya Birimlerinin Jeokronolojisi

Yeryüzünün derinliklerinde oluşmuş parajenezleri içeren metamorfik kayaç yüzleklerinin metamorfik evrimleri uzun yıllardan beri çalışma konusu olmuştur. Metamorfik masiflerde ayrıntılı jeolojik, tektonik, yapısal, litostratigrafik ve jeokimyasal çalışmalar yapılmasına karşın metamorfik kayaçların köken yaşı, metamorfizma yaşı ve yüzeyleme yaşı gibi sorular cevapsız kalmıştır. Ayrıca eğer birden fazla metamorfizma olayı varsa her bir metamorfik olayın yaşlandırılması gerekir. Bu durumda bütün bu soruların cevaplanması için jeokronolojiye ihtiyaç vardır. Jeokronoloji çalışmaları diğer çalışmalarla birleştirildiğinde metamorfik masiflerin tektono-metamorfik evrimlerinin ve yüzeyleme zamanının ortaya çıkarılmasına olanak sağlar.

Kuzeybatı Anadolu'da bulunan Biga Yarımadası farklı alanlarda yüzlek veren metamorfik kayalar (Kemer metamorfikleri, Çamlıca Grubu, Kazdağ Grubu, Örenli metamorfikleri) içermektedir. Bu bölgelerde çok sayıda jeolojik, tektonik, jeokimyasal çalışmaların yanında jeokronolojik çalışmalar yapılmış olmasına rağmen metamorfik kayaların köken yaşlarıyla ilgili çalışmalar oldukça sınırlıdır. Bu nedenle doktora tezi kapsamında yapılan jeokronolojik çalışmalar metamorfik kayaların köken yaşlarının ortaya çıkarılmasına yöneliktir. Elde edilen köken yaşları ilk kez bu tez kapsamında saptanmış olup bölgedeki jeolojik problemlerin çözümüne katkıda bulunması açısından son derece önemlidir. Bu tez kapsamında Çamlıca Grubu'nun tabanında yer alan metavolkanik kayaların ve Biga Yarımadası'nda yüzlek veren YB metabazitlerin yaşlandırılması yapılmıştır. Bu bölümde ilk olarak Biga Yarımadası'nda yayılım sunan metamorfik kayalarla ilgili daha önce yapılmış yaşlandırmalardan bahsedilecektir. Daha sonra metavolkanik kayaların ve YB metabazitlerinin jeokronolojisi anlatılacaktır.

4.4.1. Önceki yaşlandırma çalışmaları

Bu alt bölümde verilen jeokronolojik veriler yaşlıdan gence doğru anlatılmaktadır. Granitik ve metamorfik kayaçlar Sakarya Zonu'nun Paleozoyik kıtasal temelini oluşturur. Bu tür kayaçlar en iyi yüzleklerini Kazdağ bölgesinde vermektedir. Bunlardan biri olan Çamlık granitoidi Havran (Edremit)'in kuzeyinde yüzlek vermekte ve Okay ve ark., (1996) tarafından tek zirkon Pb evaporasyon yöntemiyle yaşlandırılmıştır. ^{207}Pb - ^{206}Pb yaşları $378 \pm 13 - 415 \pm 10$ My arasında değişmekte ve ortalama 399 ± 13 My olarak verilmektedir. Bu erken Devonyen yaşı Çamlık granitoidinin kristalizasyon yaşı olarak yorumlanmakta ve Sakarya Zonu'nun en yaşlı temelini oluşturmaktadır (Çizelge 4.4.1).

Çizelge 4.4.1. Biga Yarımadası'nda yüzlek veren granit ve metamorfik kayalardan elde edilen yaşlar

Lokasyon	Litoloji	Yaşlandırma Metodu	Yorum	Kaynak
Çamlık granitoidi	Granitoid	Tek zirkon Pb buharlaşma (399±13 My – Devoniyen)	Kristalizasyon yaşı	<i>Okay ve ark., 1996</i>
Kazdağ Grubu	Gnays	Tek zirkon Pb buharlaşma (308±16 My – Karbonifer)	Hersiniyen yüksek dereceli metamorfizma ve migmatizasyon	<i>Okay ve ark., 1996</i>
Kazdağ Grubu	Gnays	K-Ar mika (26±3 ve 27±3 My - Oligosen)	Son metamorfizma	<i>Bingöl, 1969</i>
Kazdağ Grubu	Gnays	Rb-Sr mika (20 – 18 My ve 24 – 20 Ma)	Son metamorfizma	<i>Okay ve Satır, 2000a</i>
Kazdağ Grubu	Metakırıntılı, migmatit, metagranit	U-Pb ve ²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb zirkon (~ 300 My; ~400 My; ~29 My)	Alpin migmatitleşmenin yaşı	<i>Akay ve ark., 2009</i> <i>Erdoğan ve ark., 2009</i>
Kazdağ Grubu	Gnays	Rb-Sr mika (233±24 My - Triyas)	Karakaya Kompleksi'nin yerleşimiyle birlikte gelişen düşük dereceli bölgesel metamorfizma	<i>Bingöl, 1971</i>
Elliyak Eklojiti	Eklojit	Rb/Sr fengit (100,3±2,8 ve 99,0±6,1 My – Erken Kretase) ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar white mi ka (~100 My - Erken Kretase)	YB / DS Eklojit fasiyesi metamorfizması	<i>Okay ve Satır, 2000a</i> <i>Lips, 1998</i>
Trakya Havzası	Mavişist	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar beyaz mika (~ 86 My – Koniasiyen/Santoniyen)	Mavişist fasiyesi metamorfizması	<i>Topuz ve ark., 2008</i>
Kemer Metamorfitleri	Granat-mika şist	Rb-Sr fengit (~64-86 My)	Mavişist fasiyesi metamorfizması	<i>Aygül ve ark., 2009</i>

Çizelge 4.4.1. Devamı

Evciler Granitoid	Granite	Rb/Sr biotit (20.7 ± 0.2 ; 25 ± 0.3 My – Oligo-Miyosen)	Söguma yaşı	<i>Okay ve Satır, 2000 a</i> <i>Birkle ve Satır, 1995</i>
Çamlıca Grubu	Kuvars-mika şist	Rb/Sr fengit (65-69 My – Maestrihtiyen)	YB/DS eklojit fasiyesi metamorfizması	<i>Okay ve Satır, 2000 b</i>
Denizgören Ofiyoliti	Amfibolit	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar hornblend ve plajjoklas (117 ± 1.5 – 118.3 ± 3.1 M y ve 109.6 ± 2.4 My)	Erken Kretase (Aptiyen) yerleşme yaşı	<i>Okay ve ark., 1996</i>
		⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar hornblend (125 ± 2 My)	Yerleşmenin başlangıç yaşı	<i>Beccaleto, 2004</i>
Kazdağ Grubu	Gnays, milonit, migmatit ve mermer	Apatit füzyon iz (17-14 My - Miyosen)	Çekirdek kompleksin yüzeyleme yaşı	<i>Cavazza ver ark., 2009</i>
Alakeçi Milonit Zonu	Milonitik gnays ve şist Milonitik mermer	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar mika (26.97 Oligosen – 24.9 My)	Milonitlerin söğuma yaşı	<i>Bonev ve ark., 2009</i>
		⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar mika (55.05 ± 6.2 My – Paleosen-Eosen)	Alakeçi makaslama zonu aktivitesinin zamanı	<i>Lips, 1998</i>

Biga Yarımadası'nda yayılım sunan metamorfik kayalar karmaşık bir evrime sahiptir. Özellikle Kazdağ Grubu ile ilgili olarak çok sayıda çeşitli izotopik yaşlar olmasına karşın çok uzun zamandan beri bu yaşlar yanlış yorumlanmış ve yanlış anlaşılmalara neden olmuştur. Kazdağ Grubu gnayslarından tek zirkon evaporasyon yöntemi ile elde edilen yaşlar orta Karbonifer'i göstermektedir (308 ± 16 My; Okay ve ark., 1996). Bu yaş Kazdağ Grubu'nun Hersiniyen yüksek dereceli metamorfizma ve migmatizasyon yaşı olarak yorumlanmaktadır (Okay ve ark., 1996; Okay ve Satır, 2000a). Bununla birlikte Bingöl (1969) Kazdağ Grubu'na ait iki gnays örneğinden 26 ± 13 ve 27 ± 3 My arasında değişen K-Ar mika yaşları elde etmiştir. Son yıllarda ise Okay ve Satır (2000a) tarafından Kazdağ Grubu'nun dokuz gnays örneğinden Rb-Sr metoduyla yaş tayini yapılmıştır. Dokuz gnays örneğinden elde edilen Rb-Sr biotit ve muskovit yaşları sırasıyla 20-18 My ve 24-20 My arasında yoğunlaşmaktadır. Kazdağ Grubu'nun geç Hersiniyen metamorfik kayalarından oluştuğu belirtilmiştir (Okay ve Satır, 2000a). Bu yüzden Kazdağ Grubu yaklaşık 24 My (Geç Oligosen) da yüksek sıcaklık bölgesel metamorfizmaya uğramıştır. Buna karşın Bingöl (1971) Kazdağ Grubu gnayslarından Rb-Sr metoduyla 233 ± 24 My izokron yaşı elde etmiştir. Bu yaşı da Karakaya Kompleksinin yerleşimiyle birlikte gelişmiş ikinci düşük dereceli metamorfizmanın yaşı olarak yorumlamaktadır. Diğer yandan Kazdağ Grubu'nun en üst seviyelerinde yer alan metakırıntılı kayalardan, migmatitlerden ve migmatitlerin türevi olan metagranitlerden U-Pb ve ^{207}Pb - ^{206}Pb yöntemleriyle zirkon yaşları elde edilmiştir (Akay ve ark., 2009; Erdoğan ve ark., 2009). Migmatitleşme ve bunların ürünü olan metagranitlerin yaşı $28,2 \pm 4,1$ My, $27,6 \pm 6,8$ My ve $26 \pm 5,6$ My olarak saptanmıştır. Metakırıntılı kayalardan $301,4 \pm 2,8$ My, $274,9 \pm 3,1$ My, $169,3 \pm 3,5$ My ve bu kayaların hemen çevresinde bulunan migmatitleşmiş kesimlerden ise $409,4 \pm 6,2$ My, $327,1 \pm 7,4$, $421,9 \pm 4,1$ My, $290,83 \pm 3,4$ My saçılmış ^{207}Pb - ^{206}Pb evaporasyon yaşları elde edilmiştir. Bu geniş aralıklarda dağılım sunan yaşlar kalıntı yaşlar üzerine Alpin migmatitleşmenin izini taşıdığı belirtilmektedir (Akay ve ark., 2009; Erdoğan ve ark., 2009). Cavazza ve ark., (2009) ise apatit füzyon iz yaşlarıyla Kazdağ Grubu'nun termo-kronolojik evrimini ortaya çıkarmaya çalışmıştır. Apatit füzyon iz yaşları 17-14 My arasında dağılım sunmaktadır. Bu yaşlar da Kazdağ Grubu'nun sığ seviyelere yüzeylemesinin geç Erken – erken Orta Miyosen (geç Burdigaliyen – Langiyan) zaman aralığında gerçekleştiğini göstermektedir. Bununla birlikte Kazdağ Grubu'na sokulum yapan Evciler graniti Rb-Sr metoduyla yaşlandırılmıştır. Okay ve Satır (2000a) ve Birkle ve Satır (1995) sırasıyla ~ 21 My ve $25 \pm 0,3$ My arasında değişen Rb-Sr biotit soğuma yaşları elde etmişlerdir. Sokulumun yaşı Okay ve Satır (2000a) tarafından yaklaşık 24 My

da başladığı ifade edilmekte ve yüksek sıcaklık metamorfizmasının yaşına karşılık geldiği belirtilmektedir.

Biga Yarımadası'nın batı kesiminde Ezine'nin kuzeyinde yer alan Denizgören Ofiyoliti'nin büyük bölümü serpantinlerden oluşmuştur. Denizgören Ofiyoliti'nin tabanında amfibolitler bulunmaktadır. Amfibolitlerden $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ metoduyla yaşlandırma yapılmıştır. $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ hornblend ve plajiolklas yaşları sırasıyla $117 \pm 1,5 - 118,3 \pm 3,1$ My ve $109,6 \pm 2,4$ My vermektedir. 117-118 My hornblend yaşları hornblend kapanlanma sıcaklığı altında soğuma yaşı olarak yorumlanmaktadır. Bu da Denizgören Ofiyoliti'nin erken Kretase (Aptiyen) yerleşme yaşını göstermektedir (Okay ve ark., 1996). Ayrıca Beccalotto (2004) elde ettiği 125 ± 2 My $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ hornblend yaşı ile amfibolit fasiyesinin yaşını belirlemiştir. Bu yaş okyanus ortası sırta ya da sırta yakın bindirme işlevlerinin başlangıç yaşı olarak yorumlanmaktadır (Beccalotto, 2004; Beccalotto ve Jenny, 2004).

Biga Yarımadası'nda YB eklojit/mavişist kayaları Kazdağ Grubu'nun batısında bulunan Çetmi Grubu içerisinde ve yarımadanın en batı kesiminde yer alan Çamlıca Grubu içerisinde tektonik dilim olarak yüzlek vermektedir. Okay ve Satır (2000a) Çetmi Grubu içerisindeki iki eklojit örneğinden Rb-Sr fengit yaşları elde etmiştir. Her iki örnekten elde edilen fengit yaşları orta Kretase (~100 My) yaşını vermektedir. Aynı yaş Lips (1998) tarafından $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ metoduyla beyaz mikalardan elde edilmiştir. Bu yaşlar soğuma yaşı olarak yorumlanmaktadır (Lips, 1998; Okay ve Satır, 2000a). Çamlıca Grubu içerisinde bulunan diğer YB tektonik dilimi de Okay ve Satır (2000b) tarafından yaşlandırılmıştır. Eklojitler ile birlikte bulunan kuvars-mika şistlerden alınan üç örnekten Rb-Sr fengit yaşları saptanmıştır. Rb-Sr fengit yaşları 65-69 My arasında değişmektedir. Bu ya eklojit fasiyesi metamorfizmasının yaşını göstermektedir (Okay ve Satır, 2000b).

Biga Yarımadası'nın kuzeyinde bulunan Kemer metamorfitlerinde dört granat-mika şist örnekleri içerisindeki fengitlerden Rb-Sr metoduyla yaş tayini yapılmıştır. Bu fengit yaşları 64-84 My arasında saçılmakta ve yüksek basınç metamorfizmasının Geç Kretase'de gerçekleştiğini göstermektedir (Aygül ve ark., 2009). Ayrıca Trakya Havzası içerisinde bulunan mavişist kayalarından $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ beyaz mika yaşları (~86 My) elde edilmiştir. Bu yaş mavişist fasiyesi metamorfizmasının yaşı olarak yorumlanmaktadır (Topuz ve ark., 2008).

Kazdağ Grubu'nun batısında yer alan Alakeçi milonit zonu içerisindeki milonitik mermerlerden $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ metoduyla yaş tayini yapılmıştır. Beyaz mika yaşları $55,05 \pm 6,2$ My vermekte ve Alakeçi milonit zonu aktivitesinin Paleosen-Eosen zaman aralığında başladığı belirtilmektedir (Lips, 1998). Bonev ve ark., (2009) ise Alakeçi milonitik zonuna

ait milonitik kayalardan ^{40}Ar - ^{39}Ar metoduyla 26,97 ve 24,19 My arasında değişen mika yaşları elde etmiştir. Bu yaşları milonitlerin soğuma yaşı olarak yorumlamışlardır.

4.4.2. Metavolkanik kayaların jeokronolojisi

4.4.2.1. Örneklerin hazırlanması ve analitik işlemler

Çamlıca Grubu'nun tabanında bulunan Andıktaş formasyonundan alınan iki örneğin (08-50, 08-51) jeokronolojik yaşlandırması yapılmıştır (Şekil 4.4.1). 15-20 kg ağırlığındaki metavolkanik örnekler toz haline getirildikten sonra zirkonlar ayırt edildi. Zirkonlar Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği laboratuvarlarında ayrılmıştır. Zirkon tanelerinin ayrılması magnetik ayırıcı, ağır sıvı ve son olarak da binoküler mikroskop altında elle ayırt etme gibi standart işlemler kullanılarak yapılmıştır. Daha sonra zirkon taneleri epoksi rezine içine konulmuştur. Zirkon tanelerinin ortaya çıkması için de parlatma işlemi uygulanmıştır. Farklı zirkon tanelerinin büyüme zonlarını tanımlamak için CL (katodoluminesans) görüntüleri Çin Bilimler Akademisi'ndeki Jeoloji ve Jeofizik Enstitüsünde bulunan CAMECA SX51 mikroprobu ile yapılmıştır.

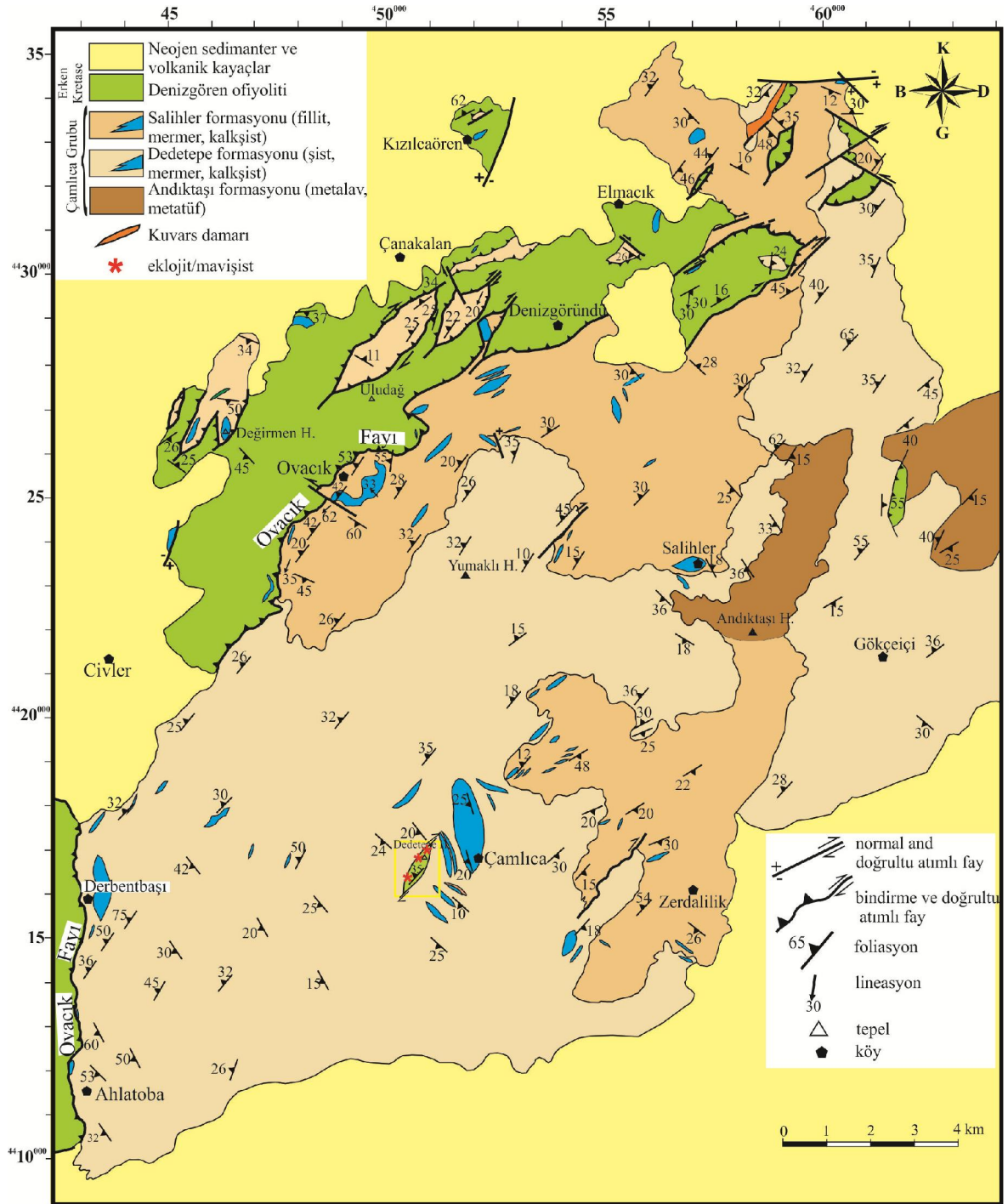
İki örnekten ayırt edilen zirkon tanelerinin izotopik yaşlandırması Çin Bilim ve Teknoloji Üniversitesinde bulunan LA ICP MS ile yapılmıştır. Analizler 10Hz dalga boyunda ve $10\text{J}/\text{cm}^2$ ışın hızında gerçekleştirilmiştir. Zirkon tanelerinin üzerine düşürülen ışının alan çapı genellikle $60\ \mu\text{m}$ ve bazı durumlarda ise $44\ \mu\text{m}$ ye kadar düşmektedir. Ölçümler yapılırken kalibrasyon için standart zirkon 91500 tanesi kullanılmıştır. U/Pb oranları excel programı kullanarak hesaplanmıştır. Ortak Pb değerleri ise ComPb corr#3-18 ile düzeltilmiştir (Anderson, 2002).

4.4.2.2. Örneklerin tanımlanması

İki metavolkanik örnekten (08-50, 08-51) elde edilen zirkonlar Çamlıca Grubu'nun temelini oluşturan metavolkanik kayaların kristalizasyon zamanını ortaya çıkarmak için yaşlandırıldı. 08-50 nolu örnek başlıca kuvars + klorit + epidot + albit + kalsitten oluşmaktadır. Bütün kuvars taneleri dalgalı sönme gösterir. Kuvars minerallerinin tane sınırları genellikle düz olup bazı tanelerin ise girintili çıkıntılıdır. Bu örnek içerisinde gözlenen aksesuar mineralleri zirkon, sfen ve opak minerallerinden meydana gelmektedir. Kalsitler alterasyon nedeniyle ikincil olarak bulunmakta ve deformasyon ikizlenmesi göstermektedir.

08-51 nolu örnek ise epidot + kuvars + klorit + zoisit + aktinolit + albit minerallerinden oluşmaktadır. Kayacın mineral bileşiminde epidot ana minerali

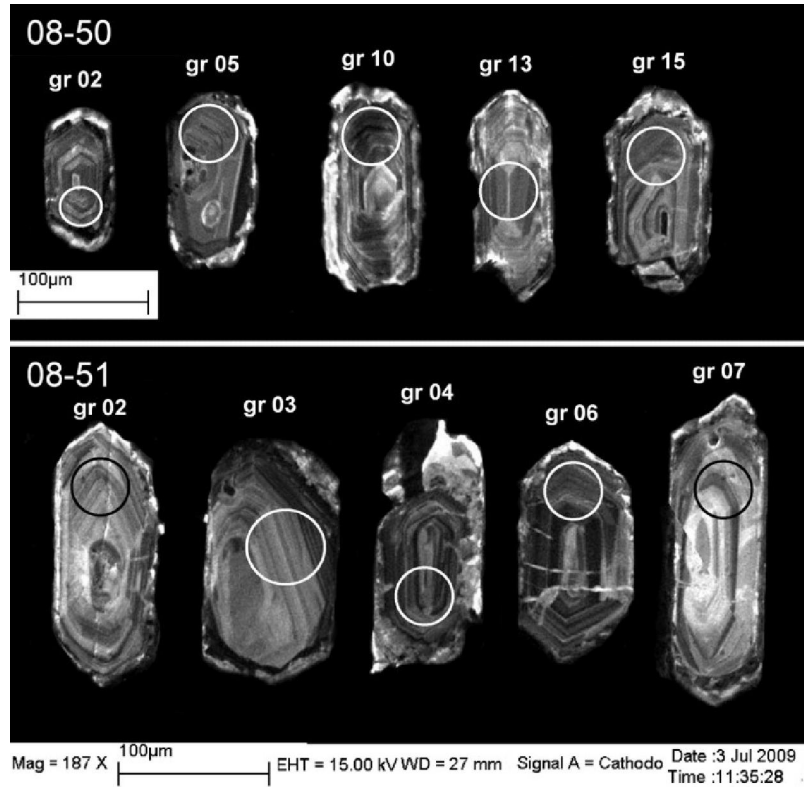
oluşturmakta ve mikroskobik olarak sarı renkte, uzun, prizmatik ve öz şekilli kristaller şeklinde gözlenmektedir. Aktinolit mineralleri uzun ve çubuksu taneler halinde gözlenmektedir. Aksesuar mineralleri zirkon, sfen ve opak minerallerden oluşmaktadır.



Şekil 4.4.1. Jeokronolojik olarak analizi yapılan metavolkanik kayaların (08-50, 08-51) yerleri.

4.4.2.3. Sonuçlar

08-50 nolu örneğe ait zirkon taneleri baskın olarak renksiz, kısa prizmatik ve genellikle 2:1, nadiren 3:1 uzunluk/genişlik oranlarına sahiptir. CL görüntüleriyle ortaya çıkarılan zirkonların içyapısı magmatik zirkonlar için tipik zonlanma gösterirler. Zirkon tanelerinin çoğunda üzerine büyüme gelişmemiş fakat bazı tanelerde ise çok küçük büyümeler gözlenmektedir (Şekil 4.4.2). Zirkonlar düz yüzeylere sahip olup metamorfizma nedeniyle daha açık renkli kenarları bulunmaktadır. Bazı kristaller magmatik kökeni yansıtan kalıntı ilksel büyüme bandını gösteren büyük çekirdekler içerir. Birçok zirkon tanesi kırıklı yapıya, bazıları ise çoğunlukla yuvarlaklaşmış şekilli ksenokristik çekirdeklere sahiptir.

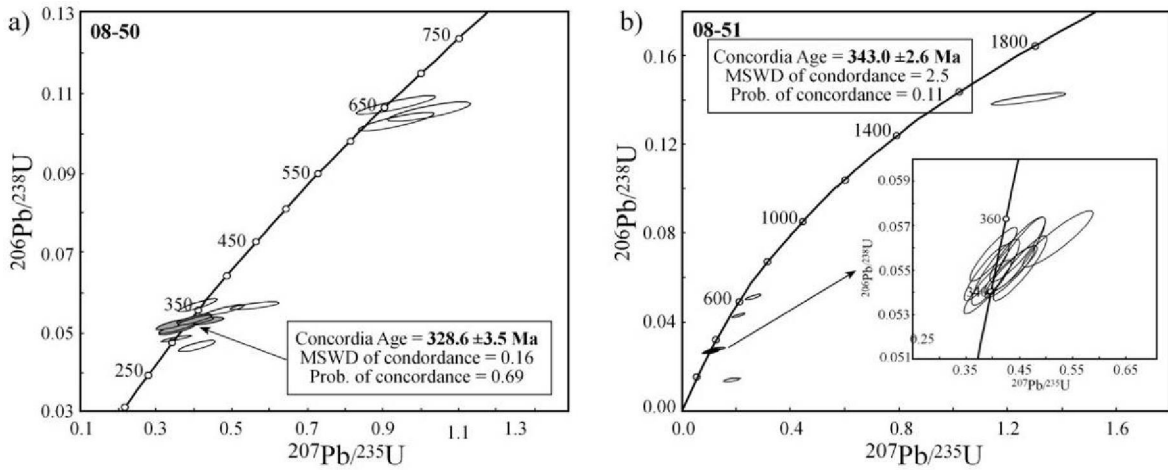


Şekil 4.4.2. Metavolkanik örneklerde seçilmiş zirkonların CL (katodoluminesans) görüntüleri. Zirkonların üzerindeki daireler LA ICP MS ile yapılan analiz yerlerini göstermektedir.

08-50 nolu örnekten yapılan 16 nokta analizi LA-ICPMS ile gerçekleştirilmiştir. Düzeltilmiş izotop verileri ve yaşlar Çizelge 4.4.2 de verilmektedir. 15 zirkon analizinden 12 tanesi konkordiya üzerinde çıkmaktadır. Konkordiya çizgisi üzerinde bazı saçılmalar olsa bile 12 analizden 7 tanesi 328.6 ± 3.5 My konkordiya yaşını tanımlamaktadır (Şekil

08-51 nolu örnekten elde edilen zirkonlar ise morfolojik olarak 08-50 nolu örneğe benzemektedir ve zirkon taneleri baskın olarak renksiz, uzun, prizmatik ve öz şekilli olarak gözlenmektedir. Zirkonlar magmatik kökeni yansıtabilecek zonlu bir içyapıya sahiptir (Şekil 4.4.2). Bazı zirkon taneleri ksenokristik çekirdeklere sahiptir ve bu çekirdekler magmatik kökeni gösteren zonlanma içerirler. Birçok zirkon tanesinin etrafında metamorfizma etkisinden dolayı daha açık renkli kenarlar ve zonlanmamış büyümeler gözlenmektedir.

08-51 nolu örnekten yapılan 14 zirkon analizinin izotopik verileri yaşları Çizelge 4.4.2 de sunulmaktadır. 14 zirkon analizinden 10 tanesi konkordiya üzerine düşmekte ve 343.0 ± 2.6 My konkordiya yaşını tanımlamaktadır (Şekil 4.4.3). Bu analizler konkordiya yaşına karşılık gelecek şekilde sırasıyla ortalama 355 ± 14 My ve 346.4 ± 3.1 My $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ve $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşları vermektedir. Dört zirkon tanesi Pb kaybı gösterir ve konkordiya çizgisinin iç kısmına düşmektedir. 550-1800 My arasında bulunan daha eski yaşlar kalıntı bileşenlerin varlığını temsil etmektedir. Düşük dereceli metamorfizma etkilenmemiş yaşlı zirkon tanelerini korumaktadır.



Şekil 4.4.3. Metavolkanik kayalardan LA ICPMS analizleriyle elde edilen U-Pb izotop oranları ve yaşları gösteren konkordiya diyagramları.

4.4.3. YB metabazik kayalarının jeokronolojisi

4.4.3.1. Örneklerin hazırlanması ve analitik işlemler

Biga Yarımadası'nda Çamlıca Grubu içerisinde yüzlek veren YB metabazit kayalarından alınan bir örneğin (09-92) U-Pb LA ICPMS ile jeokronolojik analizleri yapılmıştır (Şekil 4.4.4). Her biri 20-25 kg ağırlığındaki eklojit/mavişist örnekleri toz haline getirildikten sonra içerisinde bulunan zirkonlar ayırt edildi. Zirkonlar Dokuz Eylül

Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği laboratuvarlarında ayrılmıştır. Zirkon tanelerinin ayrılması sırasında magnetik ayırıcı, ağır sıvı kullanılmış ve son olarak da binoküler mikroskop altında elle ayırt edilmiştir. Epoksi rezine içerisine konulan zirkon taneleri analiz için parlatılmıştır. Farklı zirkon tanelerinin büyüme zonlarını tanımlamak için CL (katodoluminesans) görüntüleri Dresden’de Mineraloji ve Jeoloji Müzesinde bulunan CAMECA SX51 mikroprobu ile yapılmıştır.

Zirkonlar Dresden’de Mineraloji ve Jeoloji Müzesinde bulunan LA ICPMS ile U, Th, Pb izotopları bakımından analiz edilmiştir. Her analizden yaklaşık olarak 15 s ve bunu izleyen 35 s zaman aralıklarında veri elde edilmiştir. Bu verilerin elde edilmesi sırasında zirkon tanelerinin üzerine düşen lazerin zirkon üzerindeki alan boyutu sırasıyla 25 µm ve 35 µm dir. Yaygın Pb düzeltmesi yapılmıştır. Uyumsuz analizler dikkatle yorumlanmıştır. . U/Pb oranları excel programı kullanarak hesaplanmıştır. Konkordiya diyagramları ve konkordiya yaşları Isoplot/Ex 2.49 (Ludwig, 2001) programı kullanılarak oluşturulmuştur.

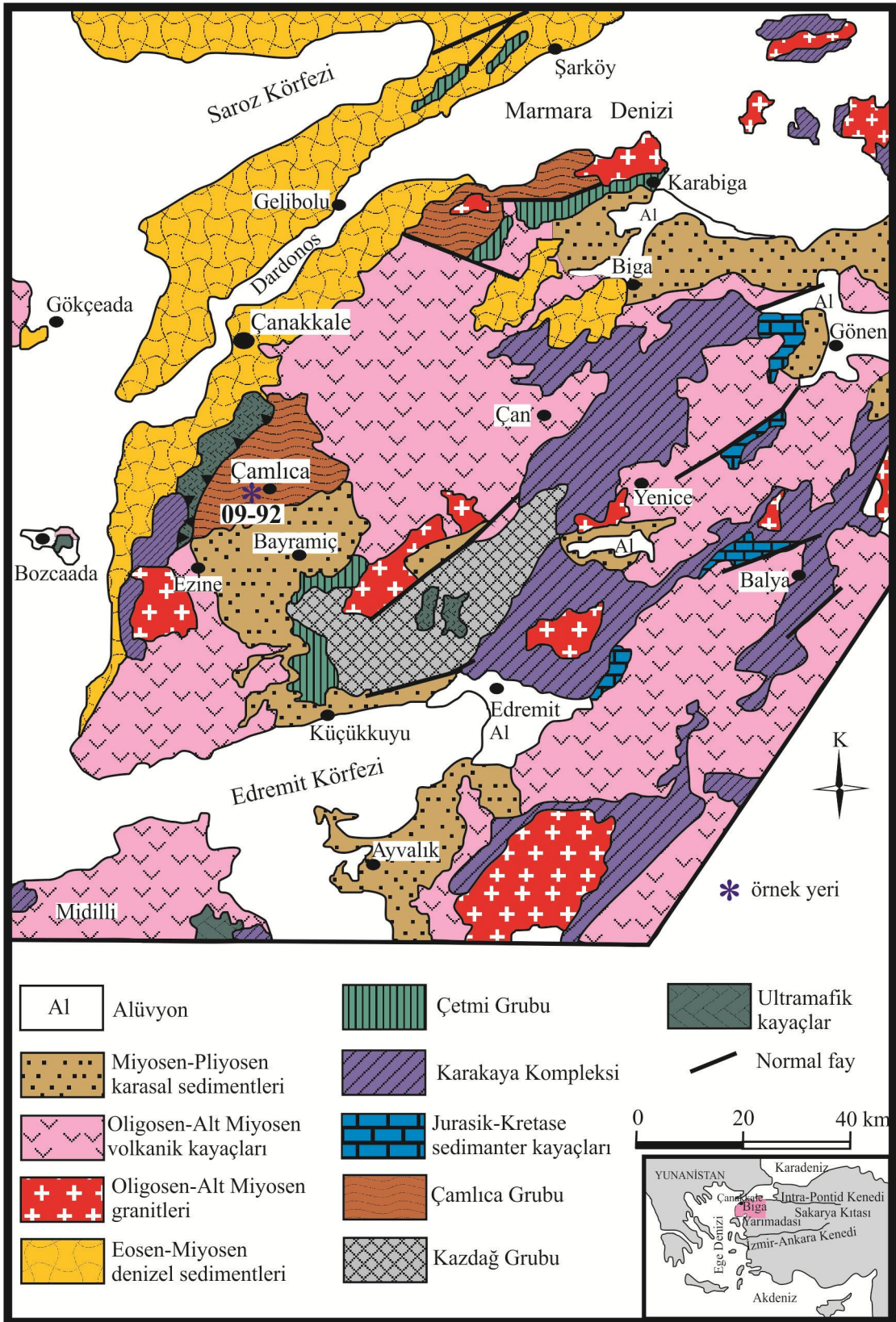
4.4.3.2. Örneklerin tanımlanması

Çamlıca Grubu içerisinde tektonik dilim olarak bulunan eklojit/mavişistlerden alınan 09-92 nolu eklojit örneğinin mineral topluluğu omfasit + granat + glokofan + epidot + kuvars + tremolit/aktinolit oluşmaktadır. Aksesuar minerali olarak da zirkon, sfen ve rutil bulunmaktadır. Geç evre makaslama zonları boyunca eklojitler mavişistlere dönüşmüştür. Eklojitik kısım omfasitçe zengin yeşil renkli seviyelerden mavişist kesimi ise glokofanca zengin mavimsi düzeyler ile temsil edilmektedir.

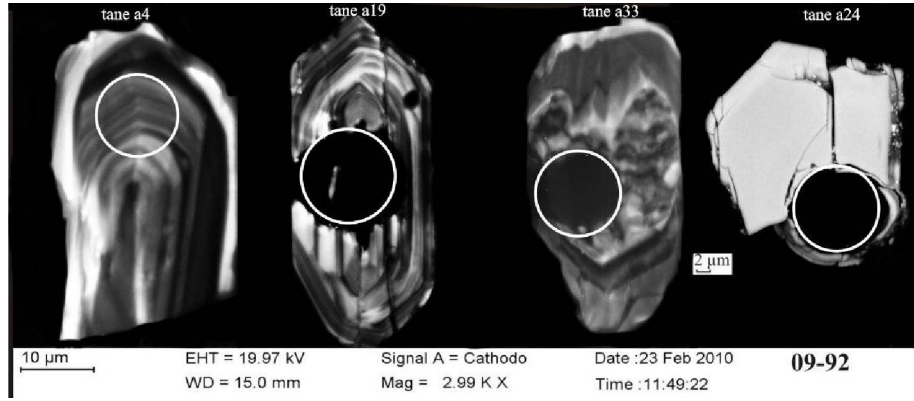
4.4.3.3. Sonuçlar

09-92 nolu örnekte iki farklı tipte zirkon gelişimi gözlenmektedir. Birinci tipteki zirkonlar renksiz, öz şekilli, büyük boyutlu (~ 40 µm), uzun ve prizmatik yapıya sahiptir. İkinci tipte olan zirkonlar ise yarı öz şekilli, kısa ve küçük boyutludur (~ 20 µm). Bu küçük boyutlu zirkon taneleri yüksek dereceli metamorfizma nedeniyle yeniden kristallenmiştir. CL (katodoluminesans) görüntüleri her iki tipte gelişen zirkon tanelerinde magmatik kökeni yansıtacak zonlanma geliştiğini göstermektedir (Şekil 4.4.5). Çoğu zirkon tanesinde üzerine büyüme gelişmemiş fakat bazı tanelerde ise çok küçük büyümeler gelişmiş ve bu kesimler açık renkli olarak görülmektedir.

09-92 nolu eklojit örneğinden elde edilen zirkonlardan LA ICPMS ile yaşlandırılması yapılmıştır. LA ICPMS ile 09-92 nolu örnekten yapılan toplam 18 nokta analizinin düzeltilmiş izotop verileri ve yaşları Çizelge 4.4.3 de verilmektedir.

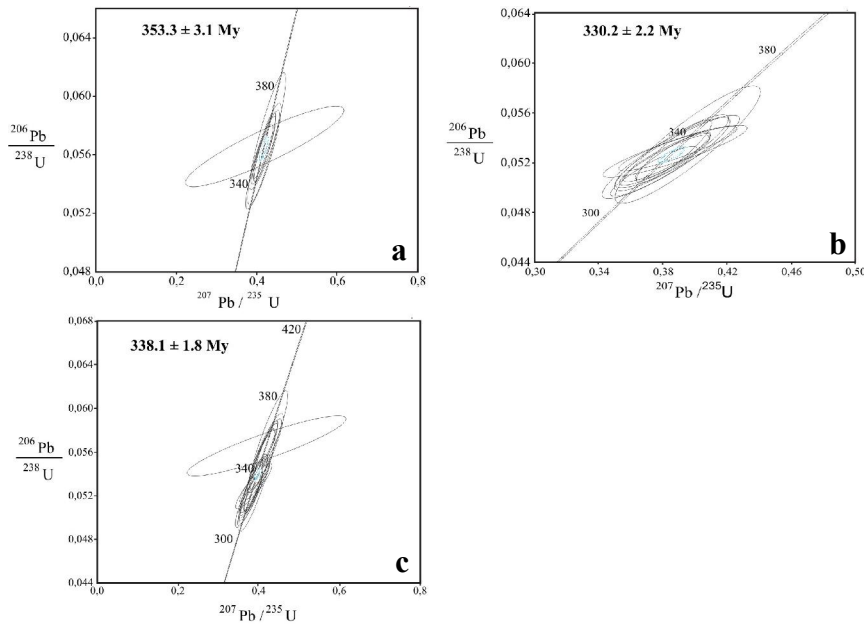


Şekil 4.4.4. Jeokronolojik olarak analizi yapılan eklojit örneğinin (09-92) yeri (Okay ve Satır, 2000a'dan düzenlenmiştir).



Şekil 4.4.5. 09-92 nolu eklojit örneklerinden seçilmiş zirkonların CL (katodoluminesans) görüntüleri. Zirkonların üzerindeki daireler LA ICP MS ile yapılan analiz yerlerini göstermektedir.

09-92 nolu örnekten iki farklı yaş elde etmiştir. Seçilmiş zirkonlardan yapılan 18 analiz konkordiya üzerinde çıkmakta ve $353,3 \pm 3,1$ My – $330,2 \pm 2,2$ My arasında değişen konkordiya yaşları vermektedir (Şekil 4.4.6a, b). Bu analizlerden elde edilen ortalama konkordiya yaşı ise $338,1 \pm 1,8$ My olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.4.6c). Yaklaşık 550 My civarında bir yaş grubu vardır. Bu en eski yaşlar kalıntı zirkonlardan kaynaklanmaktadır. Elde edilen $338,1 \pm 1,8$ My (Alt Karbonifer) konkordiya yaşı eklojitlerin köken kayalarının kristalizasyon zamanını vermektedir.



Şekil 4.4.6. a, b, c) 09-92 nolu eklojit örneğinden LA ICPMS analizleriyle elde edilen U-Pb izotop oranları ve yaşları gösteren konkordiya diyagramları.

Çizelge 4.4.3. 09-92 nolu eklojit örneğinden elde edilen zirkonların LA ICPMS ile saptanan U-Pb verileri ve hesaplanan yaşlar

Analiz	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	U^b (ppm)	Pb^b (ppm)	$\frac{\text{Th}^b}{\text{U}}$	İzotopik oranlar				Yaşlar								
					$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{238}\text{U}}$	1σ %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{235}\text{U}}$	1σ %	Rho^d	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2σ (My)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2σ (My)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{U}}$	2σ (My)		
					$^{206}\text{Pb}^c$ ^{238}U	1σ %	$^{207}\text{Pb}^c$ ^{235}U	1σ %	$^{207}\text{Pb}^c$ $^{206}\text{Pb}^c$	1σ %	^{206}Pb ^{238}U	2σ (My)	^{207}Pb ^{235}U	2σ (My)	^{207}Pb ^{206}U	2σ (My)	
a4	5522	44	3	0.31	0.0566	3.2	0.419	31.0	0.0538	30.8	0.10	355	11	356	98	362	696
a5	3531	88	5	0.05	0.0571	5.2	0.424	7.4	0.0539	5.2	0.71	358	18	359	23	367	117
a6	1916	80	4	0.47	0.0528	3.8	0.385	6.1	0.0530	4.8	0.63	332	12	331	17	327	108
a9	1059	27	2	0.99	0.0531	2.2	0.389	6.3	0.0532	5.9	0.35	334	7	334	18	336	133
a10	2667	54	3	0.04	0.0563	3.2	0.419	5.8	0.0539	4.9	0.54	353	11	355	18	369	110
a19	3494	100	6	0.92	0.0562	2.2	0.415	3.9	0.0536	3.3	0.56	353	8	353	12	352	74
a24	5569	115	6	0.52	0.0529	3.2	0.387	4.0	0.0531	2.5	0.78	332	10	332	11	332	56
a27	3221	101	7	1.60	0.0565	2.8	0.420	4.3	0.0539	3.2	0.66	354	10	356	13	366	73
a28	1912	55	3	1.08	0.0559	4.3	0.416	7.0	0.0540	5.5	0.61	351	15	353	21	370	125
a33	986	33	2	1.03	0.0529	2.6	0.388	7.7	0.0531	7.2	0.34	332	8	333	22	335	163
a52	4058	76	4	0.45	0.0525	2.4	0.386	4.0	0.0533	3.2	0.61	330	8	332	11	342	72
2a5	7737	144	8	0.31	0.0534	5.8	0.395	7.6	0.0537	4.9	0.77	336	19	338	22	358	110
2a39	2618	71	4	0.85	0.0513	2.6	0.374	4.8	0.0529	4.0	0.54	322	8	323	13	326	91
2a43	1960	50	3	0.78	0.0522	2.5	0.381	4.9	0.0530	4.2	0.52	328	8	328	14	327	94
2a47	909	18	1	0.53	0.0524	4.1	0.382	6.9	0.0529	5.6	0.59	329	13	329	20	325	126
2a51	1497	20	1	0.95	0.0563	2.7	0.417	4.7	0.0537	3.9	0.58	353	9	354	14	358	87
2a53	2748	51	3	0.26	0.0524	2.5	0.383	4.7	0.0529	4.0	0.52	329	8	329	13	326	92
2a59	1050	14	1	0.63	0.0529	3.6	0.389	6.6	0.0534	5.5	0.55	332	12	334	19	344	124

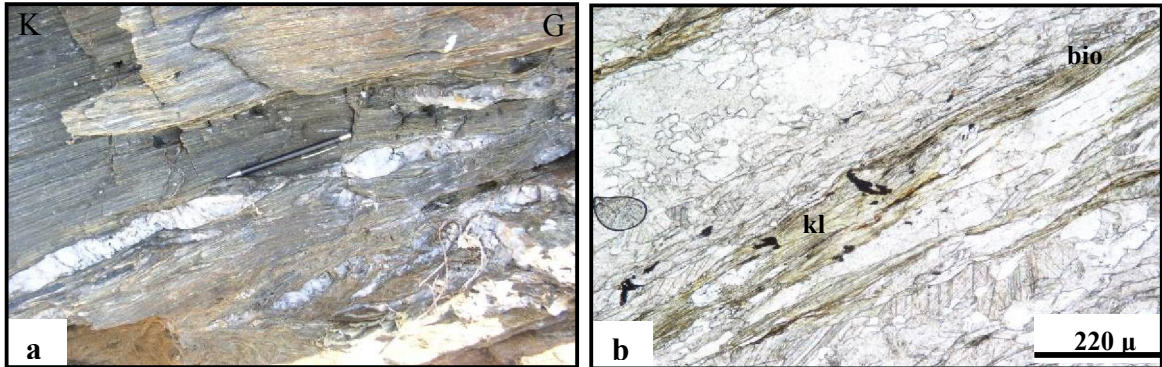
^a saniye başına her sayıdaki düzeltilmiş ortalama ^{207}Pb sinyali^b GI-1'e göre hesaplanmış U, Pb içerikleri ve Th/U oranı^c düzeltilmiş U-Pb fraksiyonu ve yaygın Pb bileşimi. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \times 1/137.88)$ oranı kullanılarak hesaplanmıştır.^d $\text{Rho} = \text{err}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/\text{err}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ile tanımlanan hata düzeltmesidir

4.5. Kaya Birimlerinin Yapısal Özellikleri

Bu bölümde Biga Yarımadası'nda yayılım sunan metamorfik temel kayalarından (Kemer metamorfikleri, Çamlıca Grubu, Kazdağ Grubu) arazi çalışmaları ve petrografik çalışmalar sırasında elde edilen makro ve mikro jeolojik yapılar verilmektedir. Elde edilen veriler harita ve stereografik projeksiyon üzerine aktarılarak bölgede yayılım sunan metamorfik kayaların yapısal özellikleri ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır. Çalışma alanında gözlenen yapılar foliasyon-lineasyon, kıvrımlar, faylar ve makaslama hareket yönü verileri başlıkları altında anlatılacaktır.

4.5.1. Foliasyon-lineasyon

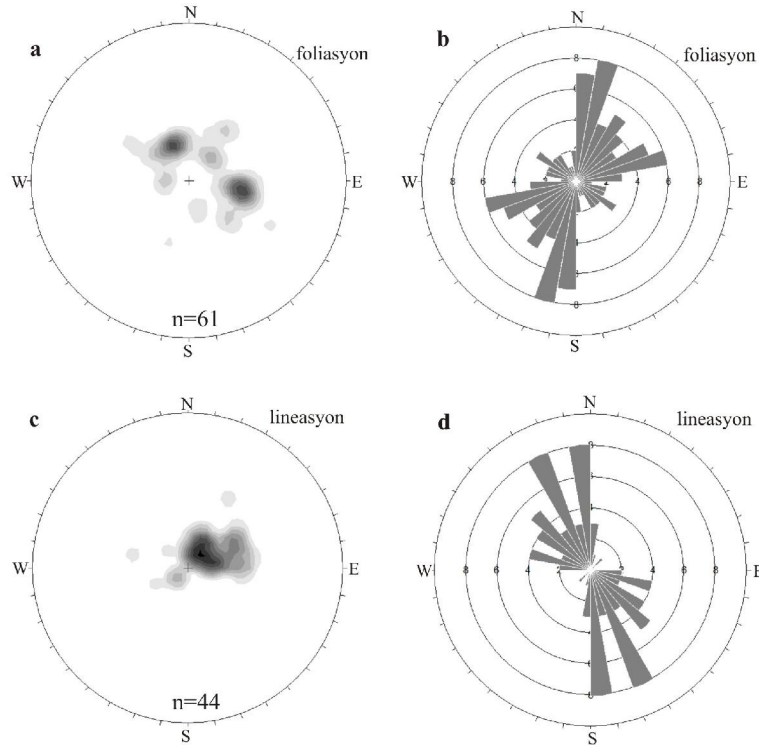
Biga Yarımadası'nın kuzey kesiminde yüzlek veren Kemer metamorfikleri oldukça kalın bir istif sunmakta ve başlıca şist-fillit ve kalkşist araldanmasından oluşmaktadır. Kemer metamorfiklerini oluşturan litolojiler hem makroskobik olarak hem de mikroskobik olarak belirgin lineasyon ve foliasyon göstermektedir (Şekil 4.5.1). Foliasyon terimi genel olarak kayalardaki çubuksu veya levhamsı minerallerin tercihli yönelimlerinden kaynaklanan üç boyutlu bir penetratif yapı özelliği olarak tanımlanmaktadır (Passchier ve Trouw, 2005). Bununla birlikte lineasyon terimi ise bir kayaç içerisinde penetratif olarak gelişmiş çizgisel yapıların tanımlanmasında kullanılmaktadır (Passchier ve Trouw, 2005).



Şekil 4.5.1. a) Belirgin foliasyon ve lineasyon gösteren klorit şistlerin araziden görünümü (kalemin boyu 13 cm dir), b) klorit şistlerde mika mineralleri foliasyon yönünde uzanmaktadır (bio: biotit, kl: klorit; tek nikol).

Kemer metamorfiklerinin içerisinde gözlenen foliasyon düzlemleri baskın olarak KD-GB doğrultulu olup eğim yönleri ise KB ve GD' ya doğrudur. Eğim açıları ise 26-50° arasında değişmektedir (Şekil 4.5.2a, b). Gül diyagramından elde edilen veriler KD-GB yönünde bir genişlemenin olduğunu göstermektedir. Buna karşın lineasyon ise KD-GB

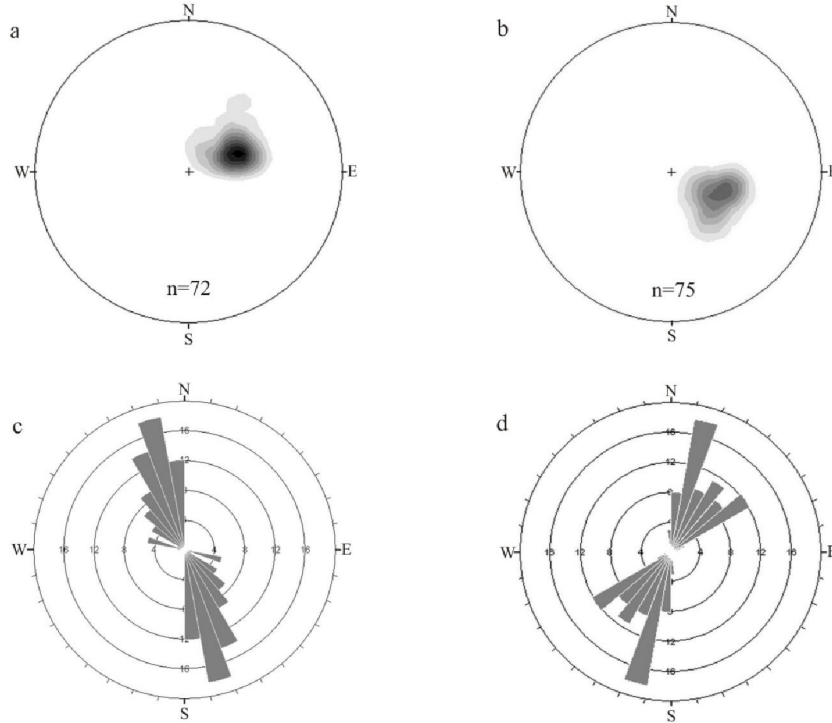
gidişli olup baskın bir şekilde güneye dalımlıdır (Şekil 4.5.2c, d). Kayaç içerisindeki lineasyonu kuvars mineralleri oluşturmaktadır.



Şekil 4.5.2. Kemer metamorfitlerine ait eşit alan stereonet projeksiyonları (alt küre) a) foliasyon, b) foliasyonlara ait gül diyagramı c) lineasyon, d) lineasyonlara ait gül diyagramı.

Biga Yarımadası'nın batısında yayılım sunan Çamlıca Grubu ise alttan üste doğru Andıktaş formasyonu, Dedetepe formasyonu ve Salihler formasyonu olmak üzere üç formasyondan oluşmaktadır. Çamlıca Grubu'nun Dedetepe formasyonu içerisinde YB metabazik kayaları tektonik dilim olarak bulunmaktadır. Şist ve mermer aralanmasından oluşan Dedetepe formasyonu içerisinde gözlenen foliasyon düzlemleri KB-GD doğrultulu ve $25-30^{\circ}$ arasında değişen eğim açılarıyla GB' ya doğru eğimlidir. Buna karşın eklojit-fasiyesinde metamorfizmaya uğramış dilimin içerisinde bulunan kuvars-mika şistlerin foliasyon düzlemleri ise KD-GB yönünde uzanmaktadır. Eğim açıları $20-40^{\circ}$ arasında değişmekte ve foliasyon düzlemleri KB' ya doğru eğimlidir (Şekil 4.5.3a, b). Foliasyon düzlemlerinin farklı doğrultularda olması, birbirini kesmesi ve metamorfizma derecesindeki farklılık iki birim arasında tektonik bir dokanağın var olduğunu göstermektedir. Her iki birime ait foliasyon düzlemlerinden gül diyagramları elde

edilmiştir (Şekil 4.5.3c, d). YB metabazit dilimlerinin yerleşimi KD-GB genişlemesiyle ilgilidir. KD-GB yönü bölgesel olarak Biga Yarımadası'ndaki yönelimler ile uyumluluk sunmaktadır (Beccalotto ve ark., 2007). Metabazit dilimi içerisinde gözlenen lineasyonlar ise KD gidişli olup $8-16^{\circ}$ ile GB' ya dalmaktadır.



Şekil 4.5.3. Dedetepe formasyonu ve YB metabazit dilimlerinin ana foliasyonlarına ait eşit alan projeksiyonları (alt küre), a) Dedetepe ve Çamlıca köyü çevresinde yayılım sunan Dedetepe formasyonunun şist ve mermerleri, b) YB metabazit dilimleri, c) metabazit dilimlerinin gül diyagramı, d) Dedetepe formasyonu içerisindeki şist ve mermerlerin gül diyagramı.

Andıktaş formasyonu ve Salihler formasyonu içerisindeki metavolkanik kayalar, fillit ve mermerlerin genel doğrultusu KD-GB dır. Eğim açıları ise $15-60^{\circ}$ arasında değişmektedir. Çamlıca Grubu'nun DGD kesiminde yer alan birimlerin foliasyon düzlemleri GD' ya eğimliken K kesimindeki birimlerin eğim yönleri ise KB' ya doğrudur. Yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş Çamlıca Grubu'nda gözlenen lineasyonlar KD gidişlidir ve mika minerallerinin birbirine paralel uzamasıyla tanımlanmaktadır. Foliasyon düzlemlerinin eğim miktarı Çamlıca Grubu'nun Denizgören ofiyoliti ile olan dokanağına yaklaştıkça artmakta ve yaklaşık olarak $60-75^{\circ}$ olmaktadır.

Denizgören ofiyolitine ait serpantinitlerde Çamlıca Grubu'na ait birimlere yaklaştıkça belirgin bir biçimde foliasyon gelişmiştir (Şekil 4.5.4). Bu foliasyonun eğim yönü şist-fillit-mermerlerde gelişen eğim yönüne paraleldir. Aynı şekilde Çamlıca Grubu'na ait mika şistlerde dokanağa yakın kesimlerde belirgin foliasyon ve lineasyon gelişmiştir.



Şekil 4.5.4. Denizgören ofiyolitinin Çamlıca Grubu ile olan dokanağında serpantinitlerde gelişen foliasyon (4433257-0460574, fotoğraftaki adamın boyu 169 cm dir).

Biga Yarımadası'nın güneybatı kesiminde yer alan Karadağ Masifi büyük bölümü karbonatlardan oluşmuş düşük dereceli metasedimanter bir istiftir. Bu metasedimanter istifi oluşturan birimlerin genel foliasyon düzlemleri KD-GB doğrultuludur. Eğim açıları ise 20-45⁰ arasında değişmektedir. Karadağ Masifi'nin en üst kısmında yer alan Çamköy formasyonu içerisinde gözlenen metaşeyllerde iyi gelişmiş, belirgin foliasyonları dikkat çekmektedir. Ayrıca Denizgören ofiyoliti ile dokanağında gözlenen amfibolitlerde de foliasyon gelişmiştir.

Biga Yarımadası'nda Kazdağ Grubu'nun kuzeybatısında Alakeçi makaslama zonu adı verilen (Okay ve ark., 1990) bir milonitik makaslama zonu bulunmaktadır. Bu zonun içerisinde deformasyondan etkilenmiş mika şist ve gnays gibi milonitik kayalarda belirgin foliasyon ve lineasyon gelişmiştir (Şekil 4.5.5). Özellikle deformasyonun yoğun olduğu yerlerde bulunan ince taneli metasedimanter kayalarda kalem yapısında ayrılma düzlemleri (kalem klivajı) gelişmiştir. Kalem benzeri yapılar 5-10 cm uzunluğunda ve 0,5-1cm genişliğine sahiptir. Arazi gözlemlerine göre ana foliasyon düzlemleri KD-GB doğrultuludur. 20-50⁰ arasında değişen eğim açılarıyla KB' ya doğru eğimlidir. Mika

mineralleriyle tanımlanan lineasyonlar ise KKD gidişli olarak gözlenmektedir. Makaslama zonu içerisinde gelişmiş milonitik dokulardan elde edilen kinematik veriler KKD' ya doğru bir hareket yönü vermektedir (Bonev ve Beccaletto, 2007; Bonev ve ark., 2009).



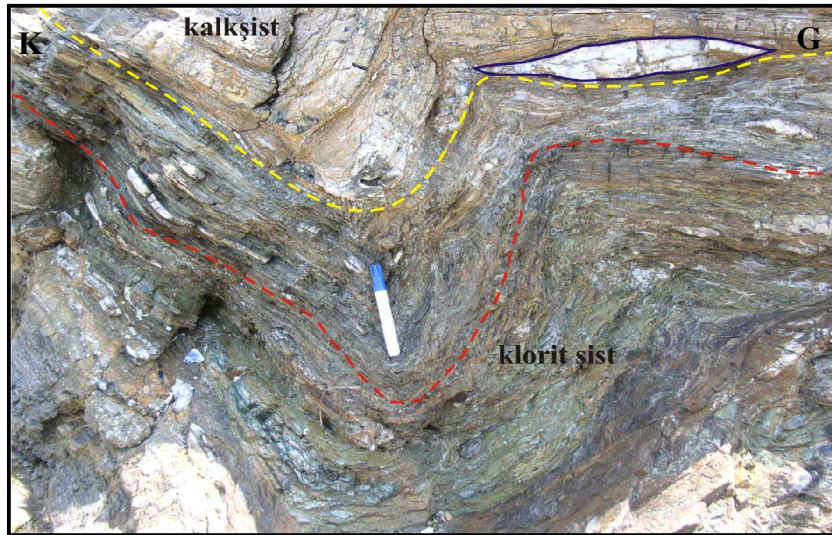
Şekil 4.5.5. Alakeçi makaslama zonu içerisinde yer alan kayalarda gelişen a) lineasyon (4496200-0462478, kalemin boyu 13 cm dir), b) foliasyon (4496509-0462414, adamın boyu 169 cm dir).

Biga Yarımadası'nın güney kesiminde yayılım sunan Kazdağ Grubu alttan üste doğru Fındıklı formasyonu, Tozlu formasyonu, Sarıkız mermeri ve Sütüven formasyonu olmak üzere dört formasyondan oluşmaktadır. Kazdağ Grubu KD-GB yönünde uzanım gösteren yapısal bir dom ve Geç Oligosen metamorfik kompleks olarak ifade edilmektedir (Okay ve ark., 1990; Okay ve Satır, 2000b). Arazi gözlemlerine dayanarak Kazdağ

zirvesinin batı kanadında yüzlek veren birimlerin foliasyon düzlemleri genel olarak KD-GB doğrultuludur. Eğim açıları $8-50^{\circ}$ arasında değişmekte ve birimler KB' ya eğimlidir. Buna karşın Kazdağ zirvesinin doğu kanadında ise birimler batı kanadında olduğu gibi KD-GB doğrultuludur. $20-40^{\circ}$ arasında değişen eğim açılarıyla birimler KD' ya doğru eğimli olarak gözlenmektedir. Eğim açıları her iki kanatta da zirveden uzaklaştıkça azalmaktadır.

4.5.2. Kıvrımlar

Biga Yarımadası'nda yüzlek veren metamorfik kayalar makro olarak küçük ölçekli kıvrımlar içerdiği gibi arazi gözlemlerinden elde edilen foliasyon verileri de bu kayaların bölgesel olarak kıvrımlı bir yapıya sahip olduğunu göstermektedir. Karabiga'nın batısında ve Lapseki'nin güneyinde yayılım sunan Kemer metamorfileri içerisinde ölçülen foliasyon düzlemleri genellikle KB' ya ve GD' ya doğrultuludur (Şekil 4.1.2; Şekil 4.1.3). Kıvrım düzlemleri ise foliasyona paralel olarak gelişmiştir. Kemer köyü çevresinde ve Kuzu limanında geniş yayılıma sahip klorit şistler ve kalkşistler çok sayıda makroskobik boyutta kıvrım içermektedir. Klorit şistlerin içerisinde küçük ölçekli senklinal ve antiklinal yapıları gelişmiştir. Bu küçük ölçekli kıvrımların eksenleri KD ya dalımlı ve lineasyona paralel olarak gelişmiştir (Şekil 4.5.6).

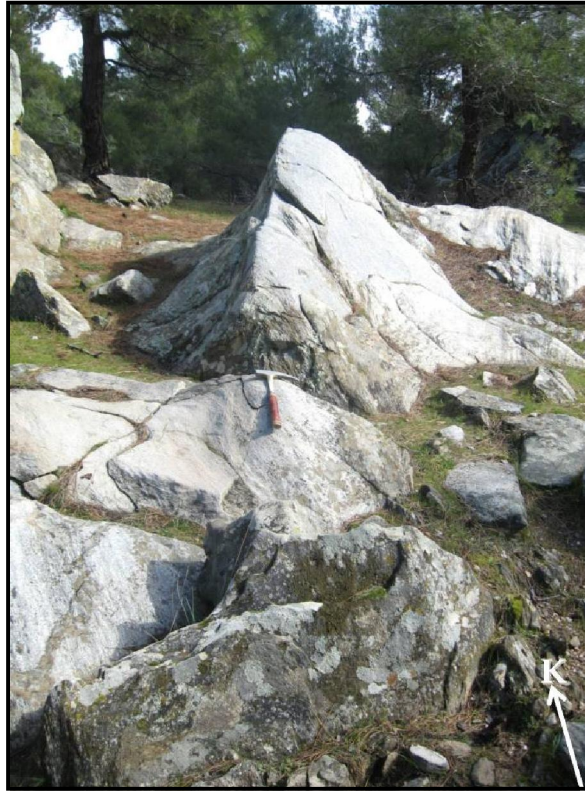


Şekil 4.5.6. Kemer metamorfileri içerisinde gözlenen senklinal ve antiklinal kıvrım (4475455-0506328, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).

Çamlıca Grubu'nun doğusunda ve kuzeydoğusunda eksen düzlemleri genel foliasyona paralel ve aynı zamanda birbirine paralel kıvrım sistemleri bulunmaktadır.

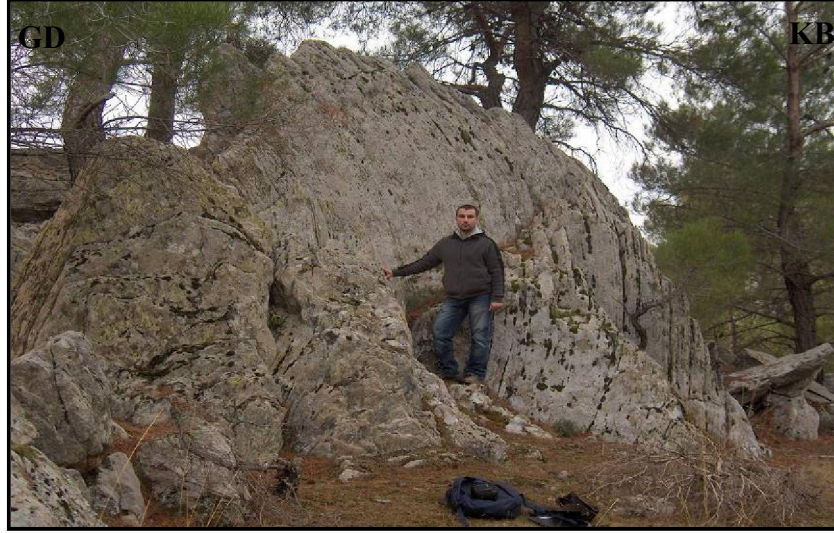
Özellikle Çamlıca ve Salihler köyü çevresinde KKD – GGD gidişli büyük bir antiform ve güneydoğuya doğru devamında da büyük bir sinform izlenmektedir. Bu kıvrım yapıları ancak arazide ölçülen foliasyonların haritaya aktarılması ile ortaya çıkarılmıştır. Bu çevrede gözlenen antiform Dedetepe formasyonuna ait şist, mermer ve kalkşistler ile Andıktaş formasyonuna ait metavolkanik topluluğun içerisinde yer almaktadır. Antiformun yaklaşık olarak uzunluğu 18 km dir. Andıktaş formasyonu bu antiformun çekirdeğinde yer almaktadır. Antiform, Salihler köyünün kuzeydoğusunda kaybolmaktadır. Devamında gözlenen sinform ise şistlerin içerisinde bulunmaktadır.

Çamlıca Grubu içerisinde tektonik dilim olarak bulunan YB metabazit dilimlerinin içerisinde çok sayıda izoklinal kıvrım ve devrik kıvrım gelişmiştir. Eklojit fasiyesi metamorfizmasına uğramış tektonik dilim içerisinde bulunan kuvars-mika şistlerde eksen düzlemleri foliasyon düzlemlerine paralel kıvrım yapıları gelişmiştir. Bu kıvrım yapılarının gelişimi son deformasyon evresiyle ilgilidir. Kıvrım eksenini 35° ile GB' ya dalmaktadır. Kıvrım eksenleri ve D-B uzanımlı eklojit/mavişist mercikleri arasında 45° lik bir açı bulunmaktadır. Arazide KD gidişli antiklinal batıya doğru devrilmiş olarak gözlenmektedir (Şekil 4.5.7).



Şekil 4.5.7. Kuvars-mikaşistler içerisinde gözlenen devrik antiklinal yapısı (4416728-0450125, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).

Dedetepe ve çevresinde yine kuvars-mika şistler içerisinde izoklinal kıvrımlar gözlenmektedir (Şekil 4.5.8). YB metabazit dilimleri içerisinde gözlenen bu kıvrımlar bölgesel olarak muhtemelen KD-GB gerilme sırasında meydana gelen KB-GD sıkışma ile ilişkilidir (Şekil 4.5.3). Bu durum da bölgesel olarak güney Menderes Masifi'nde, Likya Napları'nda ve Biga Yarımadası'nda hakim olan KD-GB yönlü gerilme rejimi ile uyumluluk göstermektedir (Walcott ve White, 1998; Beccaletto ve ark., 2007).



Şekil 4.5.8. Dedetepe çevresinde kuvars-mika şistler içerisinde gözlenen antiklinal yapısı (4416817-0450229, fotoğraftaki adamın boyu 169 cm dir).

Arazide YB metabazit diliminin içerisinde gözlenen büyük ölçekli antiklinallerin kanatlarında ve kıvrım eksenin bulunduğu zonlarda küçük kıvrımlar gözlenmekte olup bu kıvrımların eksenleri ana kıvrımın eksenlerine paraleldir (Şekil 4.5.9). Bu tür küçük kıvrımlar parasitik kıvrım olarak adlandırılmaktadır (Rowland ve ark., 2007). Daha büyük kıvrımların kıvrım eksen düzlemlerinde bulunan parasitik kıvrımlar genellikle simetriktir ve şekilleri nedeniyle M kıvrımları olarak da adlandırılmaktadır.

KD-GB yönelimli antiklinoryum şeklinde gözlenen Kazdağ Grubu içerisinde çok sayıda büyük ve küçük ölçekli kıvrım gelişmiştir. Bu antiklinoryumun batı kanadında gözlenen foliasyonlar KB'ya eğimli iken doğu kanadında gözlenen foliasyonlar ise GD' ya eğimlidir. Kıvrım eksenini ise KD-GB uzanımlıdır. İnceleme alanında gözlenen kıvrımlar genel olarak açık kıvrım olarak tanımlanabilecek büyük ölçekli kıvrımlardır. Özellikle de kayaların foliasyonlarının fay denetimi olmadan değişmediği yerlerde izlenebilmektedir. Kazdağ zirvesinde antiklinoryumun eksenin olduğu bölgelerde yayılım sunan

metaofiyolitler şiddetli kıvrımlanma göstermekte ve özellikle amfibolitler içerisinde disharmonik kıvrımlar yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 4.5.10). Bunun yanında kıvrımın kanatlarında bulunan amfibol ve mermer ar dalanması içerisinde de yatık kıvrımlar bulunmaktadır (Şekil 4.5.11).



Şekil 4.5.9. Kuvars-mika şistlerdeki büyük ölçekli antiklinallerin kanatlarında gözlenen parasitik kıvrımlar (4416800-0450220, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).



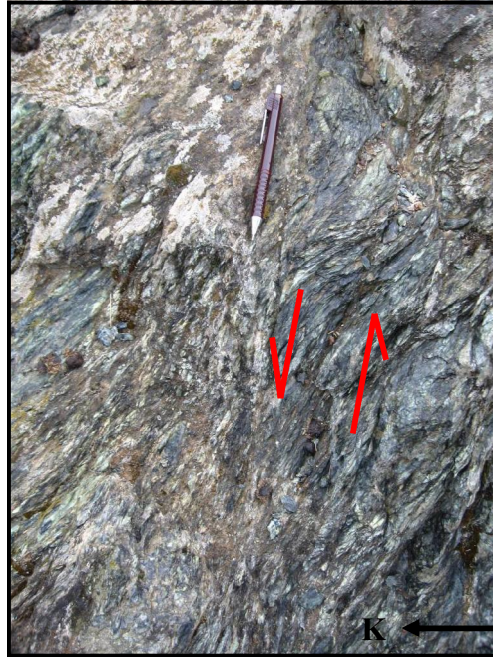
Şekil 4.5.10. a, b) Tozlu formasyonuna ait amfibolitlerde gözlenen disharmonik kıvrımlar (a: 0485507-4395114, b: 0488820-4394650; kalemin boyu 13 cm dir).



Şekil 4.5.11. Amfibolit-mermer ardalanması içerisinde gözlenen yatık kıvrım (4383375-047117, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).

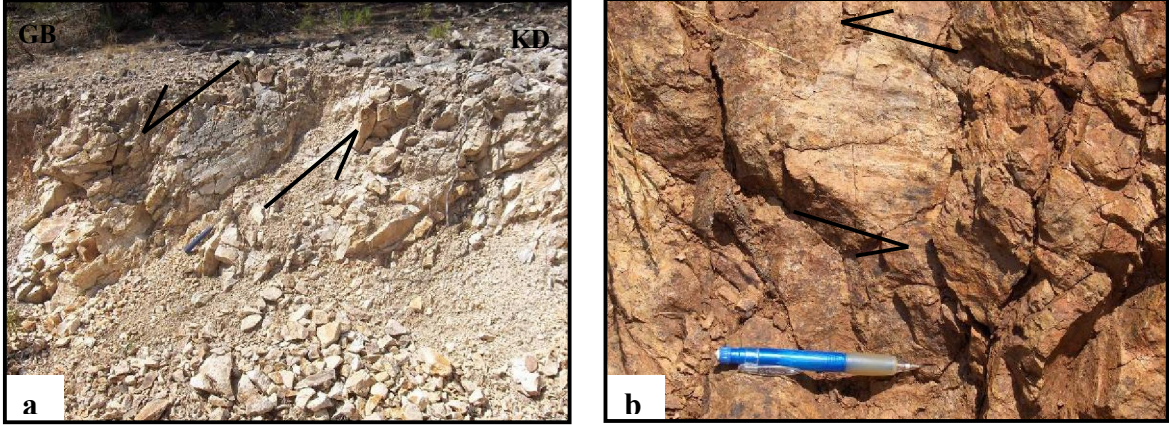
4.5.3. Faylar

Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yer alan Kemer metamorfileri ile Çetmi Grubu yanıl atımlı bir fayla sınırlanmaktadır. Bu fay KD-GB doğrultulu olup Ayıtdere köyünün güneyinden başlar Karapürçek köyünün kuzeyinden devam etmektedir. Yanıl atımlı fayın kuzeydoğu kesiminde hem serpantinitle ve hem de Çetmi Grubu içerisindeki kayalarda foliasyon gelişmiştir (Şekil 4.5.12).



Şekil 4.5.12. Çetmi Grubunun kuzey sınırında yer alan serpantinitle içerisindeki sol yanıl doğrultulu atımlı fay (4468775-0510082, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).

Karapürçek ve Çakırlı köyünün kuzeyinde yüzlek veren Çetmi Grubu'na ait kumtaşları ve kireçtaşları içerisinde yanıl atımlı fayın fay düzlemi ve fay düzlemi üzerindeki fay çizikleri net olarak gözlenmektedir (Şekil 4.5.13).



Şekil 4.5.13. a) Kireçtaşları içerisinde gözlenen fay düzlemi (4469120-0412870, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir), b) kumtaşları içerisinde gözlenen fay düzlemi ve çizikleri (4469550-0413982, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).

Biga Yarımadası'nın en batı ucunda yer alan Çamlıca Grubu batıda Denizgören ofiyolitinden tektonik olarak Ovacık fayıyla ayrılmaktadır (Okay ve Satır, 2000a). KKD gidişli bu fayın uzunluğu yaklaşık 33 km dir. Ovacık fayı Çamlıca Grubu'nun kuzeyinde $35-40^{\circ}$ güneybatıda ise $65-70^{\circ}$ eğimlere sahiptir. Ezine'nin kuzeyinde fay düzleminin dik eğimli olması Ovacık fayının güney kesiminin normal fay olarak yeniden aktive olduğunu ifade etmektedir (Okay ve Satır, 2000a). Ovacık köyünün güneybatısında Ovacık fayını temsil eden yaklaşık 1,5 km uzunluğunda, 8-10 m genişliğinde milonitik bir zon bulunmaktadır. Bu bölgede gözlenen kayalar belirgin foliasyon ve lineasyon kazanmıştır (Şekil 4.5.14). Bölgede gözlenen lineasyonlar $30-60^{\circ}$ ile GB' ya dalmaktadır. Foliasyon düzlemleri ise KD-GB doğrultulu olup $40-50^{\circ}$ eğimle KB' ya eğimlidir. Lineasyon, foliasyon ve arazi verileri Ovacık fayının ters bileşenli sağ yanıl transpresyonel doğrultu atımlı bir fay olduğunu göstermektedir. Bu doğrultu atımlı fay YB metabazik kayalarının Çamlıca Grubu içerisinde tektonik olarak dilimlenmesine neden olmuştur. Fay zonu içerisinde gözlenen serpantinler aşırı derecede ezilmiş, ufalanmış ve breşleşmiştir. Ahlatoba köyü yolu üzerindeki yol yarmalarında fay zonu net olarak izlenebilmektedir. Bu fay kuzeyde Taştepe bazaltı güneyde ise Menderes nehrinin alüvyonu tarafından örtülmektedir.



Şekil 4.5.14. Ovacık fay zonunda gözlenen kuvars-mika şistlerin yüksek eğim, belirgin foliasyon ve lineasyon kazanması (4447654-0423075, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).

Biga Yarımadası'nın güneyinde Kazdağ Grubu'nun yüksek dereceli metamorfik kayaları ile Çetmi Grubunu birbirinden ayıran Şelale sıyrılma fayı bulunmaktadır (Beccaletto, 2004; Beccaletto ve Steiner, 2005). Şelale sıyrılma fayı günümüzde aktif olmayan, güneye eğimli ve düşük açıdır ($15-20^{\circ}$). Kazdağ Grubuna ait gnays ve mermerler fay düzlemleri boyunca breşleşmiş olarak gözlenmektedir. Sıyrılma fayının taban bloğunda Kazdağ Grubu'nun kayaları bulunmakta ve bu kayalar genellikle milonitik dokuya sahiptir. Foliasyon düzlemleri Şelale sıyrılma fayına paraleldir. Milonitik kayalardaki genel olarak makaslama hareket yönünün güneye doğru olduğu belirtilmektedir (Beccaletto, 2004). Makaslama hareketi sırasında meydana gelen deformasyon yeşilşist fasiyesinde meydana gelmiştir. Tavan bloğunda ise Çetmi Grubuna ait çeşitli litolojiler bulunmaktadır. Fay düzleminin üzerinde breşik yapıda splitler yer almaktadır. Şelale sıyrılma fayı küçük boyutlarda birkaç granitik kütle tarafından kesilmiştir. Bu granit kütleleri deforme olmamış ve yaygın mineral alterasyonları içermektedir. Granitik kütlelerden elde edilen $29,94 \pm 0,37$ (Erken Oligosen) My U-Pb konkordiya yaşı Şelale sıyrılma fayının aktivitesi için alt sınırı vermektedir (Beccaletto ve Steiner, 2005).

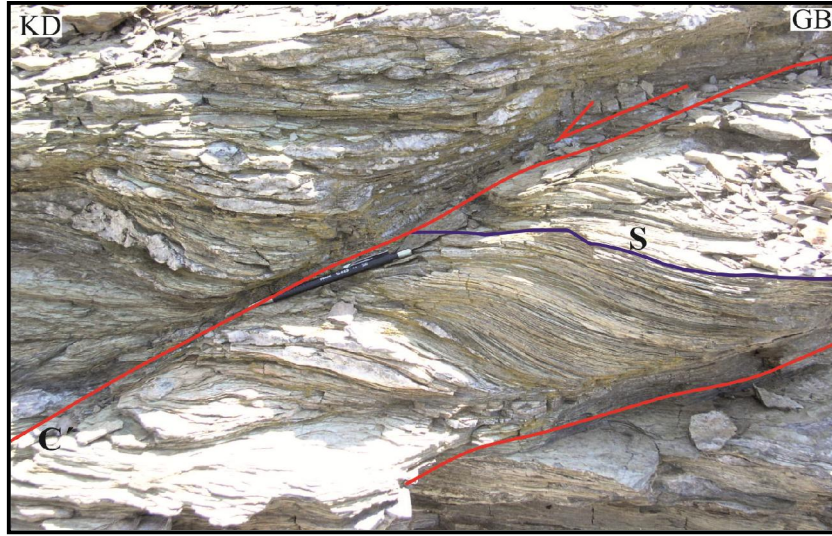
Kazdağ Grubu'nun batısında bulunan Alakeçi milonit zonu ile Çetmi Grubu arasında da Alakeçi sıyrılma fayı olarak ifade edilmektedir. Alakeçi sıyrılma fayı kuzeye eğimli düşük açılı sıyrılma fayı olarak edilmektedir (Bonev ve ark., 2007). Taban bloğunda

Alakeçi milonit zonuna ait kayalar yer almakta, tavan bloğunda ise Çetmi Grubunun kayaları bulunmaktadır. Bununla birlikte güneybatı kesiminde Kazdağ Grubu, Alakeçi milonit zonu ve Çetmi Grubu sol yanal transtansiyonel Uzunalan fayı ile kesilmektedir. Bu fay alt ve üst blokta bulunan kayaların silisifikasyonu ile karakterize olmaktadır. Özellikle serpantinlerin listfenitleşmesi bu olaya örnek olarak gösterilebilir. Kuzeyde Alakeçi köyünün doğusunda Alakeçi milonit zonuna ait kayalar KD uzanımlı Bıçkıdere fayı tarafından Kazdağ Grubunun yüksek dereceli metamorfik kayalarından ayrılmaktadır. Bıçkıdere fayının aktivitesinin Uzunalan fayının aktivitesinde sonra olduğu belirtilmektedir (Beccaletto, 2004).

4.5.4. Makaslama hareket yönü verileri

Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yayılım sunan Kemer metamorfileri içerisinde ana makaslama olayından kaynaklanan sünümlü deformasyonu ifade eden dokular gelişmiştir. Kayalarda genel olarak KD-GB gidişli uzama lineasyonları ve KD' ya dalımlı izoklinal kıvrımlar gelişmiştir. Kemer metamorfileri içerisinde milonitik dokuların gelişimine neden olan KD eğimli, asimetrik genişlemeli makaslama bandları gözlenmektedir (Şekil 4.5.15). Deformasyon nedeniyle bazı kayalarda mika minerallerinin tercihli yönelmelerinden ve bileşimsel tabakalanmalardan kaynaklanan yapılar küçük açılı, birbirine paralel küçük makaslama zonlarıyla kesilmektedir. Bu tür küçük makaslama zonları makaslama bandı ve oluşan yapı da makaslama bandı klivajı olarak bilinmektedir (Roper, 1972; White, 1979; Gapais ve White, 1982; Passchier ve Trouw, 2005). Makaslama bandı klivajı krenulasyon klivajına benzerlik göstermektedir. Fakat makaslama bandı klivajı kayaç içerisinde önceden var olan bir foliasyon üzerine kısalmadan ziyade genişmeden kaynaklanmaktadır. C tipli ve C' tipli olmak üzere iki makaslama bandı klivajı vardır. Bunun yanında makaslama bandı klivajları hareket yönünün belirlenmesinde yararlanılan iç ve dış simetri elemanları içerirler (Davis ve ark., 1987; Saltzer ve Hodges, 1988). İç simetri makaslama bandları arasında eski foliasyonun aldığı sigmoidal şekille temsil edilmektedir. Dış simetri ise makaslama bandları ile eski foliasyon arasındaki açıdır. C' yapıları makaslama bandlarının makaslama zonuna doğru eğilmesi nedeni ile ayrı bir dış simetri elemanı daha içermektedir (Şekil 4.5.15). C' yapıları C tipli yapıların aksine makaslama bandları ana makaslama düzlemleri ile çakışmaz ve akış hareketinin gerçekleştiği bu düzlemlerle 15-35⁰ lik açı yaparlar (Dennis ve Secor, 1987; Passchier, 1991; Blenkinsop ve Treloar, 1995). C' tipli makaslama bandı klivajları genellikle ileri derecede foliasyon gösteren milonitik mikaşistlerde gelişir ve makaslama bandları

genellikle örgülü, kısa ve dalgalıdır. C' yapılarının düşük basınç-sıcaklık koşulları altında geri dönüşüm koşullarında geliştiği kabul edilmektedir (Passchier ve Trouw, 2005).



Şekil 4.5.15. Kemer metamorfileri içerisinde gelişen C' tipli makaslama bandı, hareket yönü KD' ya doğrudur (4471300-0471300, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).

Kayalarda gelişen metamorfik foliasyon makaslama bandına yakın yerlerde milonitleşmekte ve bunun sonucunda da foliasyonlar arasında asimetrik foliasyon budinlenmesi meydana gelmektedir. Makaslama zonu ile ilgili gelişen kıvrımlar geç evre deformasyonu ile ilişkilidir. Kıvrımın geometrisindeki değişimler makaslama yönüne göre kıvrım ekseninin yönelimiyle direkt ilişkilidir (Carreras ve ark., 2005). Kemer metamorfilerinin mikaşistleri içerisinde kuvars bantları makaslama nedeniyle kıvrımlanmaya uğramış ve kuvarslar kıvrımlanma yerlerinde incelmış, kısa kıvrım şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.5.16).

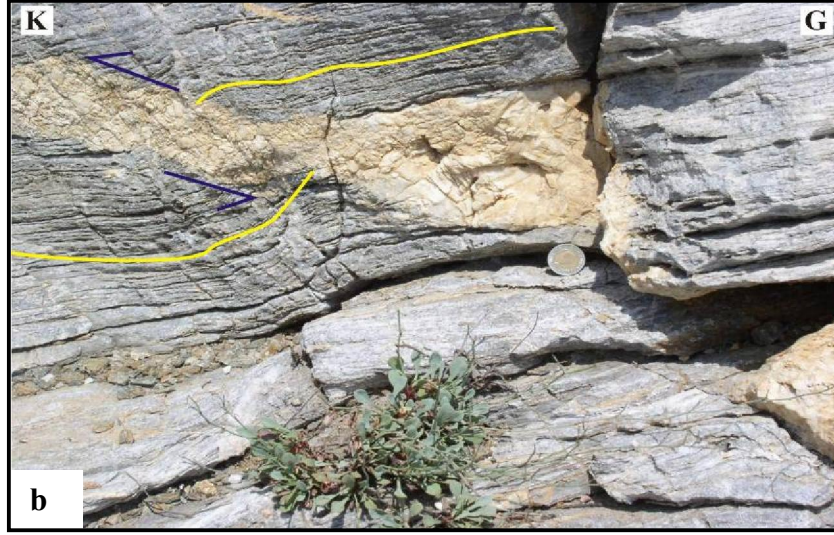
Düzlemsel ve çizgisel yapı elemanları içeren kalkışistlerde kanat yapıları (flanking structures) gelişmiştir (Şekil 4.5.17a). Kanat yapıları damar, çatlak veya oyuk gibi önceki foliasyonu kesen yapılar boyunca kayaç içerisinde düzlemsel ya da çizgisel yapı elemanlarının eğilmesi olarak tanımlanmaktadır (Passchier, 2001). Kanat yapıları; kanat kıvrımları ve kanat makaslama bantları olarak iki gruba ayrılmaktadır. Bu yapılar deformasyon sırasını, makaslama hareket yönünü saptamak için kullanılmaktadır. Grasemann ve ark. (1999) tarafından kanat kıvrımları a tip, n tip ve s tip olmak üzere üç tipe ayrılmaktadır. Bu kanat kıvrımları kuvars ya da karbonat dolgulu gerilme (tension) yarıkları ile birlikte gelişebilir (Şekil 4.5.17b).



Şekil 4.5.16. Kuvars bandlarında gelişen makaslama ile ilişkili kıvrımlar. Makaslama yönü kayacın foliasyon düzlemine paralel gelişmiştir (4469867-0405889, fotoğraftaki paranın çapı 2 cm dir).

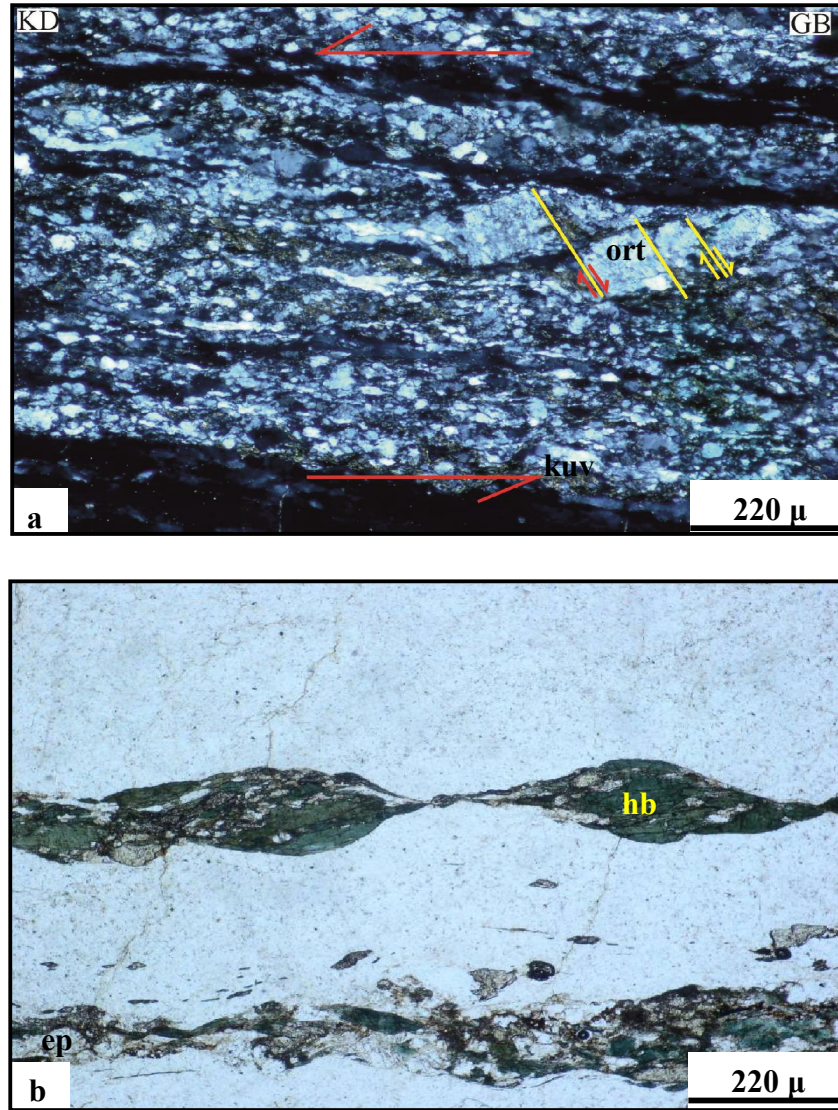
Kalkışistlerde gelişen kalsit dolgulu gerilme yarıkları sünümlü makaslama deformasyonundan sünümlü-kırılğan makaslama zonuna geçişi ifade etmektedir. Metamorfik mineral toplulukları ve deformasyon yapıları arasındaki ilişki sünümlü makaslama dokularının üst yeşilist fasiyesi metamorfizma koşullarıyla birlikte geliştiğini göstermektedir. Kemer metamorfitlelerinden elde edilen makaslama hareket yönü verileri günümüzde bölgesel olarak KD tektonik taşınma yönü ile uyumludur (Beccaletto ve ark., 2007).





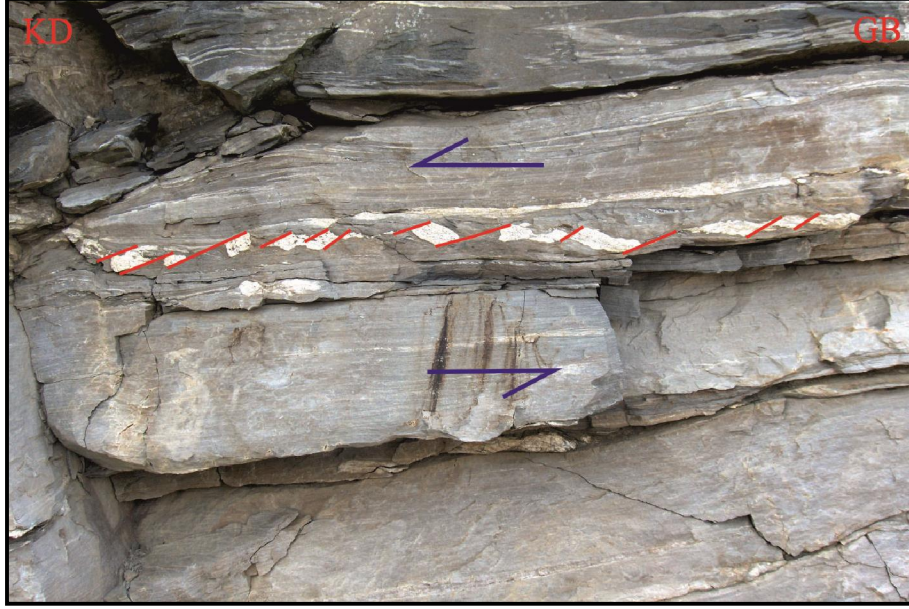
Şekil 4.5.17. a) Kalkışistlerde gelişen a tipli kanat kıvrımlanması (fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir), b) kalsit dolgulu gerilme yarıkları (4477910-0410408, fotoğraftaki paranın çapı 2 cm dir).

Kazdağ Grubu içerisinde yaygın asimetrik budin yapıları gelişmiştir. Asimetrik budin yapıları makaslama bantları (C ve C' tip) gibi makaslama hareket yönlerinin belirlenmesinde kullanılmaktadır. İlk kez Cloos (1947), Rast (1956) ve Uemura (1965) tarafından tanımlanan asimetrik budinler damar, kırık ya da küçük makaslama bantlarındaki budin arası yüzeylerle birbirinden ayrılmış dikdörtgen veya mercek şekilli yapıların kayaç içerisinde şeritler şeklinde uzamasıdır. Budinleri ayıran yüzeylerdeki kayma yönü hareketine göre makaslama bandı (sentetik kayma) ve domino budinleri (antitetik kayma) olmak üzere ikiye ayrılmaktadır (Goscombe ve Passchier, 2003). Kazdağ Grubu'nun Fındıklı formasyonu içerisinde yayılım sunan gnayslarda domino tipli asimetrik budinlenme gözlenmektedir (Şekil 4.5.18a). Domino budinleri köşeli şekilli, budinin iç yüzeyi küçük yer değiştirmelerle dış yüzeyine doğru eğimlenmiştir. Bu tür budinler de kanat kıvrımları ve budinlerin birbirlerinden ayrıldığı yerlerde gelişen yarık budinleri gözlenebilir (Goscombe ve Passchier, 2003). Kanat kıvrımları çoğunlukla makaslanan budinlerin iç sünümlü deformasyonuna karşılık olarak oluşmaktadır. Bunun yanında Fındıklı formasyonunun gnaysları içerisinde bulunan hornblendlerde ise makaslama bandı budinleri gelişmiştir (Şekil 4.5.18b). Makaslama bandı budinleri uzun, mercek şekilli, budin iç yüzeylerindeki uzama budin dış yüzeyine doğru hafifçe eğimlenmiş ve büyük yer değiştirmeye uğramış olarak bulunmaktadır (Passchier ve Trouw, 2005).



Şekil 4.5.18. a) Gnayslarda gözlenen domino tipli asimetrik ortoklas budinleri, sağ yanal hareket (ort: ortoklas, kuv: kuvars, bio: biotit; a, b: çift nikol, a, b: 4X büyütme), b) Hornblendelerde gözlenen makaslama bandı budinleri (hb: hornblend, ep: epidot; çift nikol, 4X büyütme).

Kazdağ Grubu'nun Sütüven formasyonu içerisinde yayılım sunan migmatitlerde de makroskobik olarak yaygın deformasyon nedeniyle asimetrik kuvars budinleri gelişmiştir (Şekil 4.5.19). Burada gelişen asimetrik budin tipi ise domino tipli budin yapısıdır. Domino tipli budinler arasındaki yer değiştirme çok küçük olup budinler arası kayma hareketinin yönüne göre hareket yönü kolaylıkla belirlenebilmektedir. Bununla beraber Fındıklı formasyonunun mermerleri içerisinde milonitik deformasyon nedeniyle dönmüş porfiroklastlar gelişmiştir (Şekil 4.5.20). Porfiroklastların kuyruk yapılarından hareket yönü belirlenebilmektedir.



Şekil 4.5.19. Kapıdağ tepede yüzlek veren migmatitler içerisinde gözlenen deformasyon nedeniyle gelişmiş domino tipli asimetrik feldspat budinleri (0493130-4392670).



Şekil 4.5.20. Mermerler içerisinde gözlenen dönmüş porfiroklastlar (4383390-047187, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).

4.6. Tartışma

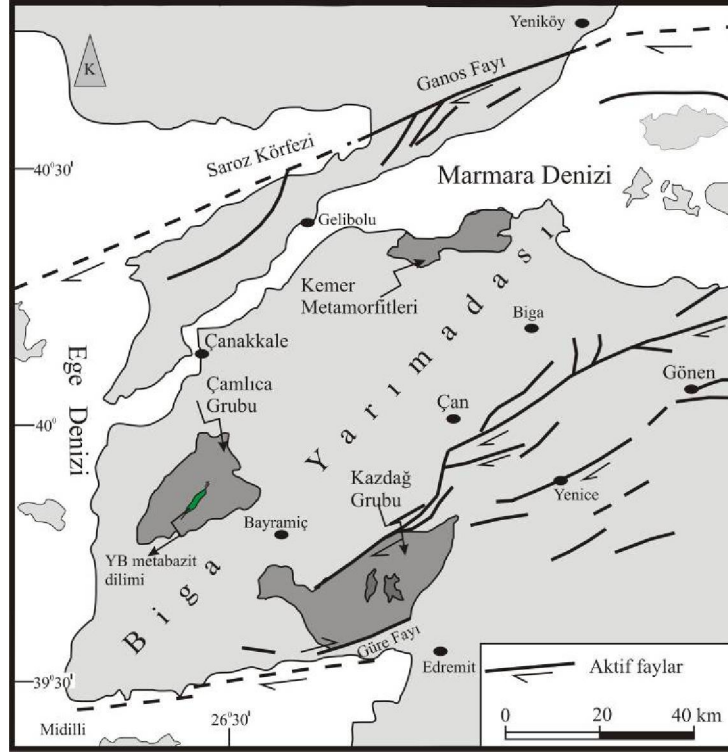
Kuzeybatı Anadolu, kuzeyde Lavrasya güneyde Gondvana kıtalarının çarpışma sınırında bulunan Alp-Himalaya dağ kuşağı içerisinde uzanmaktadır. Bununla birlikte Kuzeybatı Anadolu hem Paleotetis hem de Neotetis okyanusu ile ilgili birimler içermesi nedeniyle oldukça karmaşık ve üzerinde tartışılan bölgelerden biridir. Bu tartışmalar Paleotetis sutureunun yeri, bu suture zonu üzerinde gelişen birimlerin birbirleriyle olan ilişkisi, Neotetis okyanusunun kapanmasıyla ilgili yapılar ve birimlerin birbirleriyle ilişkisi, Neotetis okyanusu ile ilgili kaya toplulukları üzerinde yoğunlaşmaktadır. Bu nedenle bu bölge Türkiye jeolojisinin anlaşılmasında kritik bir bölgeyi oluşturmaktadır. Kuzeybatı Anadolu’da Sakarya zonunun en batısında yer alan Biga Yarımadası ise henüz kökensel nitelikleri yeterince anlaşılammış Neotetis, Karakaya, Paleotetis ve daha eski okyanuslara ait izlerin, çeşitli kıtasal birliklerin kalıntılarının bir arada görüldüğü bir kavşaktır (Şekil 4.6.1).



Şekil 4.6.1. Doğu Akdeniz'in ana tektonik birimlerini ve suturelarını gösteren basitleştirilmiş tektonik harita (Okay ve ark., 2006; Meinhold ve ark., 2010'dan düzenlenmiştir).

Biga Yarımadası'nda Alpin tektoniğinden etkilenmiş farklı alanlarda birbirinden farklı özellikler gösteren metamorfik birimler (Kemer metamorfileri, Çamlıca Grubu,

Kazdağ Grubu, YB metabazit dilimleri) bulunmaktadır (Şekil 4.6.2). Bu metamorfik birimler Sakarya zonunun kompleks jeodinamik evriminin izlerini taşımaktadır. Bu bölümde önceki veriler ışığında inceleme alanından elde edilen jeolojik, petrografik, jeokimyasal ve jeokronolojik veriler ile Biga Yarımadası'nda yüzlek veren metamorfik kayaların metamorfizması, yerleşim mekanizması, deformasyonu, kökenleri ve oluşum ortamları tartışılmaktadır.



Şekil 4.6.2. Biga Yarımadası'nda yüzlek veren metamorfik kayaların yerini gösteren genelleştirilmiş tektonik harita (Okay ve Satır, 2000a'dan düzenlenmiştir).

Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yayılım sunan Kemer metamorfitleri başlıca şist ve mermer aralanmasından oluşmaktadır. Kemer metamorfitleri litolojik olarak Biga Yarımadası'nın batısında bulunan Çamlıca Grubuna büyük benzerlik göstermektedir. Kemer metamorfitlerinin tektonik olarak Çetmi Grubu tarafından üzerlendiği belirtilmektedir (Beccaletto ve ark., 2007). Arazi gözlemlerinde elde edilen veriler Çetmi Grubu'nun kumtaşı ve kireçtaşlarının Kemer metamorfitlerinin ileri derecede deforme olmuş şistleri üzerine uyumsuz bir dokanakla geldiğini göstermektedir. Bu uyumsuz dokanak ilişkisi taban çakıltaşı ile başlar ve Çetmi Grubu'na ait kayalar metamorfik temeli örtmektedir.

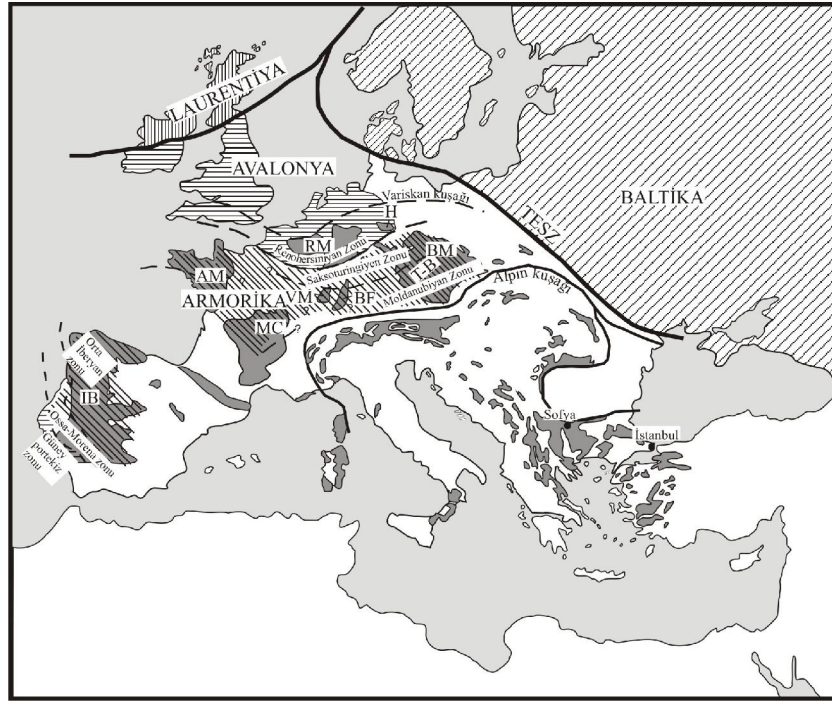
Kemer metamorfizmaları içerisinde sınırlı deformasyonu gösteren dokuların gelişmesine neden olan ana makaslama olayı meydana gelmiştir. Bu ana makaslama olayının izleri arazide asimetrik makaslama budinleri, kanat kıvrımları ve izoklinal kıvrımlar olarak gözlenmektedir. Araziden elde edilen makaslama hareket yönü verileri sınırlı – kırılğan-sınırlı makaslama olayı ile ilişkili KD yönlü genişleme olayını göstermektedir. Karabiga granitoidinden elde edilen U-Pb yaşları genişlemeli deformasyonun Erken Eosen zamanında sonlandığını ifade etmektedir. Metamorfik kayalar üzerleyen ilk sedimanter kayaların Geç Eosen yaşlı olmasına dayanılarak bu kayaların Geç Eosen'den önce yüzeye ulaşmış olduğu belirtilmektedir (Beccaletto ve ark., 2007). Sonuç olarak Kemer metamorfizmalarının yüzeylemesiyle ilişkili sınırlı genişlemeli makaslama deformasyonu Paleosen-erken Eosen zaman aralığında olmuş olmalıdır (Beccaletto ve ark., 2007).

Biga Yarımadası'nda meydana gelmiş Paleozoyik orojenik kuşakları deformasyon, plütonizma ve metamorfizma evrelerinin izlerinin taşımaktadırlar. Biga Yarımadası'nın en batı kesiminde bulunan Çamlıca Grubu'nun tabanını oluşturan metavolkanik kayalar bu Paleozoyik orojenik kuşakların izlerini içermektedir. Paleozoyik orojenik kuşaklardan biri olan Variskan orojenezini Gondvana, Lavrasya ve her iki kıtadan türeyen parçaların karışması ve çarpışması ile oluşmuş Karbonifer – Erken Permiyen deformasyon, magmatizma ve metamorfizma evreleri içermektedir (Matte, 2001; Warr, 2002; von Raumer ve ark., 2003). Karbonifer döneminde Reik okyanusunun kapanması ve daha sonra Armorika kıta topluluğu ile meydana gelen çarpışma Variskan orojenezinin oluşumuna neden olmuştur (Tait ve ark., 1997). Variskan orojenezinin doğuya Balkanlara ve Anadolu'ya doğru devamı Alpin orojenezisiyle üzerlenmekte ve genç kayalarla örtülmektedir. Doğu Sakarya zonunda ve Kafkaslarda en geç Karbonifer – Erken Permiyen molasları kuzey Türkiye'deki Variskan orojenezinin sonunu işaret etmektedir. Bununla birlikte Geç Devoniyen – Erken Karbonifer magmatik ve metamorfik kayalarının varlığı Doğu Akdeniz alanlarından ve Balkanlar'dan bilinmemektedir (Meinhold ve ark., 2008). Ayrıca önceki çalışmalarda Biga Yarımadası'nın batı kesimlerinde de Variskan temellerinden bahsedilmemektedir. Bulgaristan ve Türkiye'deki Variskan metamorfizmasının yaşı Geç Karboniferdir (330-310 My, Okay ve ark., 1996, 2006; Topuz ve ark., 2004, 2007; Velichkova ve ark., 2004). Bu izotopik veriler en geç Karbonifer dönemi sırasında Sakarya zonunda yüksek dereceli metamorfizmayı ve birlikte gelişen deformasyonu ifade etmektedir (Okay ve ark., 2006). Bununla birlikte Biga Yarımadası'nın kuzeydoğu kesiminde yer alan İstanbul Zonu içerisinde gözlenen Alt

Karbonifer filizi Pontidlerde Variskan deformasyonunun başlangıcını işaret etmektedir (Okay ve ark., 2010). İstanbul Zonu orta Avrupa'da Karbonifer zamanında Armorika kıta topluluğu ile çarpışan Avalonya kıta topluluğu ile karşılaştırılmakta ve İstanbul Zonu'nun Karbonifer filizinin çarpışan Armorika kıta topluluğundan türemiş olduğu belirtilmektedir (Okay ve ark., 2008b; Okay ve ark., 2010). Aynı bölgeler içerisindeki Variskan plütonizması orta Karbonifer – Erken Permiyen yaşlıdır (320-270 My, Okay ve ark., 2001, 2002; Carrigan ve ark., 2005; Sunal ve ark., 2006, 2008; Topuz ve ark., 2007, 2010; Anders ve ark., 2007). Bu geç Variskan granitleri bütün temel kayalara intrüzif olarak sokulmuştur. Ayrıca bu veriler Sakarya zonu içerisinde meydana gelen geç orojenik asidik plütonizmanın en geç Karbonifer – Erken Permiyen zaman aralığında gerçekleştiğini göstermektedir (Okay, 2008). Buna karşın bu doktora tezi kapsamında Çamlıca Grubu'nun tabanında bulunan metavolkanik kayalar içerisindeki zirkonlardan LA-ICPMS ile elde edilen yaşlar $328,6 \pm 3,5$ My ve $343,2 \pm 2,6$ My (Erken Karbonifer, Vizean) vermektedir. Bu izotopik veri Biga Yarımadası'nın en batı kesiminde Variskan temelin varlığını ve Sakarya zonundaki magmatik aktivitenin öncekilerin aksine Geç Karbonifer döneminde başlamayıp Erken Karbonifer döneminde başladığını ve Erken Permiyen dönemine kadar devam ettiğini göstermektedir.

Sakarya Zonu'nun Variskan evrimi Avrupa'nın Variskan evrimine benzerlik göstermektedir (Okay ve ark., 2008). Armorika kıta topluluğu içerisinde yer alan Alpin tektoniğinden etkilenmiş Avrupa Variskan Masifleri ve Variskan temelleri (Bohemya Masifi, Black Forest Masifi, Masif Central, Vosges Masifi, Alpin temelleri) Karbonifer plütonizma ve deformasyon evrelerinin izlerini içermektedir (Şekil 4.6.3; Carrigan ve ark., 2005; Gaggero ve ark., 2009). Bütün bu temel kayalarının genellikle Reik okyanusunun güneye yitimi sırasında oluşmuş olduğu şeklinde yorumlanmaktadır. Geç Devoniyen – Erken Karbonifer metamorfizması da Orta Avrupa'da yer alan Variskan masiflerde tanımlanmıştır (Poller ve ark., 2000; Schulmann ve ark., 2005; Kröner ve ark., 2008). Avrupa Variskan masiflerinde Karbonifer döneminde meydana gelen çarpışma olayını gösteren Variskan magmatik aktivitesi ~325-340 My arasında değişmektedir. Daha genç granitoidlerde (~310-295 My) bu masifler içerisinde bulunmaktadır (Carrigan ve ark., 2005). Bütün bu granitoidler ana sıkışma ve Variskan orojenezinin yüksek dereceli metamorfik olaylarından sonra oluşmuş ve çarpışma sonrası granitoidler olduğu belirtilmektedir (Carrigan ve ark., 2005; Bonev ve ark., 2009). Orta Avrupa'daki yüksek dereceli metamorfizma ~330-340 My olarak yaşlandırılmıştır. $336,5 \pm 5,4$ My yaşına sahip Variskan metamorfizması Sredna-Gora Masifi'nden saptanmıştır (Carrigan ve ark., 2006).

Benzer şekilde Istranca Masifi ve Sakarya Zonu'nda sırasıyla saptanan ~285 My (Sunal ve ark., 2006) ve ~308-329 My (Okay ve ark., 1996; 2002) yaşları Sredna-Gora Masifi'nde saptanan yaşlara oranlara daha gençtir. Çamlıca Grubu'nun temelinde bulunan metavolkanik kayalardan elde edilen izotopik veriler Biga Yarımadası'nın en batı kesiminde yer alan bu temelin Variskan orojenezine uğradığını ve Avrupa Variskan masiflerine benzerlik sunduğunu göstermektedir. Çamlıca Grubu, Armorika kıta topluluğunun doğuya KB Anadolu'da Biga Yarımadası'na doğru devam ettiği izotopik verilerle ortaya konulmuştur. Armorika kıta topluluğu Mesoproterozoyik (700-1700 My) detritik zirkonların yokluğu ve ana Geç Devoniyen – Erken Karbonifer yay magmatizmasıyla karakterize olmaktadır (Okay ve ark., 2010).



Şekil 4.6.3. Avrupa Variskan masiflerini gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası (IB: İberya Masifi, AM: Armorika Masifi, MC: Masif Central, VM: Vosges Masifi, T-B: Tebla-Barandiyen zonu, BF: Black Forest Masifi, BM: Bohemya Masifi, RM: Reniş Masifi, H: Harz Masifi, TESZ: Trans Avrupa Sütur Zonu, Carrigan ve ark., 2006'dan düzenlenmiştir).

Biga Yarımadası'nın en batı kesiminde Çamlıca Grubu ve güneyde Çetmi Grubu içerisinde yüksek basınç metamorfik kayaları bulunmaktadır. Yüksek basınç metamorfik kayaları Alpin orojenik kuşağı içerisinde yaygın olarak gözlenmekte ve önceki yitim zonlarını göstermesi açısından son derece önemlidir. Yitim-yığışım kamasında oluşmuş

mavişistler ve düşük sıcaklık eklojit fasiyesi kayaları melanj içerisine veya metamorfik birimler içerisine tektonik tabaka, üst üste yığılmış dilimler, merceler veya egzotik bloklar şeklinde yerleşmiştir (Ernst, 1970, 1972; Gansser, 1974; Goffé ve Chopin, 1986; Okay, 1989; Maruyama ve ark., 1996; Topuz ve ark., 2008; Agard ve ark., 2009). Bu kayalar önceki yitim zonlarında tektono-metamorfik işlevlerin anlaşılmasını sağlayan anahtar özellikler içermektedir. Çünkü bu tür kayalar tektonik olarak farklı metamorfik geçmişe sahip kayalarla yan yana gelebilir.

Kuzeybatı Türkiye’de Biga Yarımadası gibi (Şekil 4.6.1) bölgesel ölçekli eklojit fasiyesi kaya yüzlekleri farklı yüksek basınç metamorfizma verileri içermektedir. Çamlıca Grubu içerisinde eklojitlerin varlığı ilk kez Okay ve Satır (2000a) tarafından tanımlanmıştır. Okay ve Satır (2000a) Çamlıca Grubu’nun Maestrihtiyen zamanında tamamının başlangıçta eklojit fasiyesi metamorfizmasına uğramış olduğunu daha sonra ise yeşilşist fasiyesi metamorfizması tarafından üzerlendiğini ifade etmektedir. Çamlıca Grubu içerisindeki eklojit fasiyesi kayaların Rb-Sr fengit yaşları 65-69 My arasında değişmekte ve eklojitik topluluğun hesaplanan P-T değerleri 11 kbar ve 510 ± 50 °C dir (Okay ve Satır, 2000a). Bu yüksek basınç kayalarının kökeni ve tektonik yerleşimi hala bu kayalarla ilgili en önemli problemleri oluşturduğundan yüksek basınç kayalarının petrolojisinin yapısal özelliklerinin yeniden çalışılması ihtiyacını doğurmuştur. Biga Yarımadası’nda mavişist fasiyesi metamorfizması ilk kez bu doktora tezi kapsamında tanımlanmıştır. Petrografik gözlemlerde iki farklı glokofan oluşumu saptanmıştır. Birincisi geri dönüşüm makaslama hareketi nedeniyle eklojitten dönüşmüş mavişist düzeyleriyle ilgilidir. İkincisi ise eklojit fasiyesi metamorfizması sırasında omfasit ile birlikte duraylı olan glokofandır. Mavişist fasiyesi topluluğuna ilişkin yeni gözlemler yüksek basınç-düşük sıcaklık kayalarının petrolojisinin ve yapısal jeolojisinin anlaşılmasında, kuzeybatı Türkiye’nin bu kesiminin tektonik evriminin yorumlanmasında oldukça önemlidir.

Şarköy’ün kuzeyinde yüzlek veren ofiyolitik melanjın Intra-Pontid sutureunun yerini işaret ettiği belirtilmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bununla birlikte Intra-Pontid sutureunun Biga Yarımadası’nın ortasından geçerek kuzeye Marmara adasına doğru uzandığına dair yayınlar da vardır (Okay ve ark., 2010). Bu yayınlarda; Çamlıca Grubu içerisindeki yüksek basınç metamorfik kayalarının Intra-Pontid okyanusu ile ilişkili olduğu belirtilmektedir (Okay ve Satır, 2000a).

Fransiskan Kompleksi (Fossen ve Tikoff, 1998), Sivrihisar Masifi (Davis ve Whitney, 2006; Çetinkaplan ve ark., 2008), Tongcheng Masifi, Doğu Çin (Lin ve ark., 2009), Greenland Kaledonitleri (Sartini-Rideout ve ark., 2006) ve Yeni Kaledonya

(Rawling ve Lister, 2002) gibi bazı anahtar lokasyonlarda meydana gelen makaslama zonları boyunca arazi, petrografik ve yapısal gözlemlerle tanımlanmış eklojit/mavişistler bulunmaktadır. Bu lokasyonlarda yüksek basınç metamorfik kayaları ile ilgili meso-yapılar ve petrografik veriler Çamlıca Grubu içerisindeki yüksek basınç tektonik diliminde gözlenen verilere benzemektedir. Kuzeybatı Türkiye’de mavişistler Trakya havzasının güneyinde ya Orta Eosen sedimentleri içerisinde egzotik bloklar şeklinde (Okay ve Satır, 2000a) ya da güney Trakya’nın Eosen öncesi temeline ait yükselmiş tektonik dilim (Topuz ve ark., 2008) şeklinde bulunmaktadır. Bunlar Orta Eosen filiş havzası içerisine taşınmışlar (Şentürk ve Okay, 1984; Okay ve Tansel, 1992) veya Kuzey Anadolu Fayı’nın transpresyonel kesimi boyunca taşınmışlardır (Topuz ve ark., 2008). Her iki durum yaş olarak Çamlıca Grubu’ndan farklılık sunmaktadır. Güney Trakya’da mavişist fasiyesi metamorfizması Geç Kretase zamanında 23-29 km derinliklerde 270 - 350⁰C de ve ~8 kbar basınçta meydana gelmiştir (Topuz ve ark., 2008). Çamlıca Grubu litolojik ve yapısal olarak Biga Yarımadası’nın kuzeyinde yüzlek veren Kemer metamorfiteğine benzerlik göstermektedir. Her iki birim de Biga Yarımadası’nda metamorfik bir kuşak oluşturmaktadır (Beccaletto ve ark., 2007). Ayrıca yüksek basınç mineral toplulukları içermekte ve metamorfizma koşulları 550 ± 50 ⁰C ve 8-14 kbar olarak saptanmıştır (Aygül ve ark., 2009). Eklojit/mavişistler tektonik yerleşim bakımından Rodop Masifi içerisindeki eklojitler ile karşılaştırılmaktadır (Okay ve Satır, 2000a). Rodop Masifi kıta-kıta çarpışması sonucunda kabuk kalınlaşmasını gösteren orta dereceli kıtasal kabuk içerisinde oluşmuş yüksek sıcaklık eklojitleri içermektedir (Wawrzenits ve Mposkos, 1997). Bununla birlikte Çamlıca Grubu içerisinde tektonik dilim olarak bulunan eklojit/mavişistler düşük sıcaklık eklojitleridir. Ayrıca yüksek basınç metamorfik kayalarının yaşı da Rodop Masifi içerisinde bulunan eklojitlerden farklıdır. Bununla beraber Rodop Masifi’nin eklojitleri yığışım kompleksi ile birlikte gelişmemiştir. Çamlıca Grubu içerisindeki eklojit/mavişistler yitim zonuyla birlikte gelişen Variskan yığışım kompleksinin tektonik dilimlerini temsil etmektedir. İzotopik verilere göre bu kayalar Paleotetis okyanusunun yitimiyle ilgilidir. Bu yüzden Çamlıca Grubu, Rodop Masifi’nin bir parçasını oluşturmamaktadır.

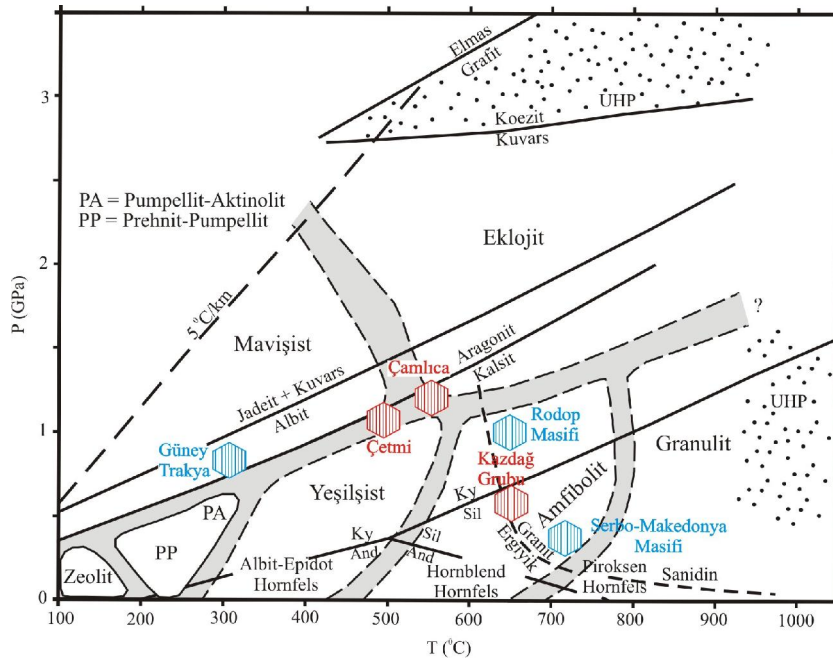
Makaslama zonları boyunca eklojit fasiyesi topluluğu yerel olarak mavişistlere dönüşmesine rağmen eklojit fasiyesi toplulukları korunmuştur. Yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfik topluluğun korunması dalan dilimden ayrılmış okyanusal kabuğun parçası olduğunu ifade etmekle birlikte hızlı bir şekilde yükseldiğini göstermektedir. Eklojit/mavişistlerle birlikte bulunan kuvars-mika şist ve talk şist dalma-batma-yığışım kompleksi içerisindeki kayaçların metamorfizmasıyla uyumludur.

Önceki çalışmalarda Çamlıca Grubu'nun bir bütün olarak eklojit fasiyesinde metamorfizma geçirdiği belirtilmesine karşın arazi ve petrografik veriler Çamlıca Grubu kayaçlarının tek evreli yeşilist fasiyesi metamorfizmasına uğradığını ve her birimin metamorfizmasından sonra sünümlü – yarı kırılğan (?) yanal atımlı faylar boyunca yüksek basınç kayalarıyla birlikte yan yana geldiğini ifade etmektedir. Bu eklojit/mavişistler el örneğinde ve yüzlelerde omfasitçe zengin yeşil renkli düzeylerle mavi renkli glokofanca zengin düzeyler nedeniyle bantlı olarak gözlenmektedir. Bandlaşma makaslama zonları boyunca sin-kinematik olarak oluşmuş olmalıdır. Bundan dolayı eklojit/mavişistler tektonik dilimler şeklinde bulunmaktadır. Yüksek basınç dilimlerinin bugünkü konumları yanal atımlı makaslama zonlarıyla ilişkilidir. Yanal atım tektoniği yüksek basınç metamorfik dilimlerinin düşük basınç metamorfik kayaçları içerisine yerleşmesi için oldukça önemli bir mekanizmadır. Buradaki eklojit/mavişistler yanal atımlı fayla oluştukları yerden yukarıya doğru hareket etmemiştir. Oluştuktan ve yükseldikten sonra tektonik dilimler halinde kuvars-mika şist, amfibolit, serpantinitle birlikte Dedetepe formasyonuna ait mika şistlerin içerisine yerleşmişlerdir.

Çamlıca Grubu Eosen zamanından önce yüzeylemiş olmalıdır. Çünkü Çamlıca Grubu Eosen volkanitleri (Ercan ve ark., 1995) ve alt Eosen sedimentleri (Siyako ve ark., 1989) tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Bu durum da farklı metamorfik toplulukların yanal atımlı tektonik ile bir araya gelmesi için üst sınırı vermektedir. Eklojit fasiyesi metamorfizmasının yaşı Geç Kretase dir (65-69 My, Okay ve Satır, 2000a). Bu da yanal atım tektoniğinin yerleşimi için alt sınırı vermektedir. Bu yüzden yüksek basınç tektonik dilimlerinin Çamlıca Grubu içerisine yerleşmesi Geç Kretase – Erken Eosen zaman aralığında meydana gelmiş olmalıdır.

Biga Yarımadası'nda farklı alanlarda yayılım sunan metamorfik kayalar farklı metamorfik evrimlere sahiptir (Şekil 4.6.4). Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yüzlek veren Kemer metamorfikleri litolojik olarak Çamlıca Grubu'na benzemesine karşın yüksek basınç mineral toplulukları içermekte ve metamorfizma koşulları 550 ± 50 °C ve 8-14 kbar olarak belirlenmiştir (Aygül ve ark., 2009). Önceki çalışmalarda Çamlıca Grubu'nun tamamının yüksek basınç metamorfizmasına uğradığı ifade edilerek Rodop Masifi'nin üst tektonik birimine benzerlik gösterdiği belirtilmiştir (Barr ve ark., 1999; Okay ve Satır, 2000a). Ayrıntılı arazi ve petrografik veriler Çamlıca Grubu'nun tek evreli yeşilist fasiyesi metamorfizmasına uğradığını göstermektedir. Bununla birlikte Rodop Masifi'nde ise Alpin olaylara bağlı olarak üç farklı metamorfik fasiyes gelişmiştir: (i) Erken Kretase'de meydana gelmiş olan yüksek basınç metamorfizması (Wawrzenitz ve Mposkos, 1997;

Dinter, 1998; Barr ve ark., 1999; Bonev ve ark., 2009) sırasında basınç – sıcaklık koşulları her iki tektonik birimde farklılık göstermektedir. Alt tektonik birim için 550 °C – 600 °C ve 14 kbar (Liati ve Mposkos, 1990), üst tektonik birim için 700 °C ve 19 kbar (Kolceva ve ark., 1986; Liati ve Seidel, 1996) olarak saptanmıştır.; (ii) eklojitlerin amfibolite dönüşmesi ve gnaysların kısmi ergimesi sonucu amfibolit fasiyesi metamorfizması gelişmiştir. Amfibolit fasiyesinin gelişiminin ilk evrelerinde metamorfizma yerel olarak granulit fasiyesine ($P > 15$ kbar, $T > 800$ °C) ulaşmıştır. Amfibolit fasiyesi koşullarında ise basınç 8-11 kbar, sıcaklık 580-690 °C dir (Barr ve ark., 1999). Amfibolit fasiyesi Eosen’de meydana gelmiştir (Kotopouli ve ark., 1991); (iii) son olarak amfibolit fasiyesi metamorfizması üzerine düşük basınçlı yeşilist fasiyesi gelişmiştir (Liati, 1986; Mposkos, 1989). Metamorfizma koşulları bakımından diğer metamorfik yüzleklerden farklı olarak Kazdağ Grubu içerisinde üç farklı metamorfizma gelişmiştir. İlk olarak amfibolit fasiyesi metamorfizması gelişmiş. Daha sonra kayalar granulit fasiyesi metamorfizmasına uğradıktan sonra en son olarak tüm kayalar yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Önceki çalışmalarda Kazdağ Grubu metamorfik kayaçlarının P-T koşulları 640 ± 50 °C ve 5 ± 1 kbar olarak hesaplanmıştır (Okay ve Satır, 2000b).



Şekil 4.6.4. Biga Yarımadası’nda ve yakın çevresinde yayılım sunan metamorfik kayaların P-T diyagramındaki yeri (Diyagramdaki Çetmi ve Çamlıca YB kayalarını ifade etmektedir. Diyagram içerisindeki alanlar Bucher ve Frey, 2002’den alınmıştır).

Biga Yarımadası'nda Kazdağ Grubu'nun kuzeyinde ilk kez Okay ve ark., (1990) tarafından tanımlanmış Alakeçi milonit zonu bulunmaktadır. Yaklaşık 2 km kalınlığındaki Alakeçi milonit zonu içerisinde hem Kazdağ Grubuna ait yüksek dereceli metamorfik kayalar hem de Çetmi Grubuna ait kayaların bulunduğu belirtilmektedir (Okay ve Satır, 2000b; Beccaletto, 2004). Alakeçi milonit zonu olarak adlandırılan bu zon milonitik gnays, şist, metabazit ve rekristalize kireçtaşıdır. Arazi gözlemlerine göre bu zon önceki çalışmalarda belirtildiği kadar geniş bir dağılım sunmamaktadır. Bu nedenle bu bölgenin milonit zonu olarak adlandırılması tartışmalıdır. Tunç (2008) tarafından bu bölgede yüzlek veren metamorfik kayalar Örenli metamorfileri olarak adlandırılmıştır. Örenli metamorfileri olarak adlandırılan bu kayalar Kazdağ Grubu'na ait kayalarla Bıçkıdere fayı boyunca dokanağa gelmektedir. Arazi gözlemleri sonucu ortaya çıkan dokanak ilişkileri; düşük dereceli metamorfik metapelit-metabazit-rekristalize kireçtaşı istifinin yüksek dereceli metamorfik Kazdağ Grubu kayaları ile metamorfizmaya uğramamış Çetmi Grubu kayaları arasında Triyas yaşlı tektonik bir birim olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Bu kayalarda gelişen milonitik dokular KKD dalımlı uzama lineasyonlarına paralel, KKD ya doğru makaslama hareket yönüne ve KKB milonitik foliasyona sahiptir. Milonitik gnaysların şistlerin dengedeki mineral parajenezleri kuvars + feldspat + muskovit + biyotit + granat ± staurolit ve biyotit-granat minerallerinden dönüşmüş kloritlerden oluşmaktadır. Alakeçi milonit zonundaki kayalardan 6.9-5.7 kbar basınç ve 706-587 °C sıcaklık değerleri elde edilmiştir (Bonev ve ark., 2009). Bu değerler en yüksek metamorfizma koşullarını vermektedir. Milonitik kayalardan elde edilen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mika yaşları 26.97 ve 24.19 My arasında değişmektedir. Bu yaşlar milonitlerin soğuma yaşı olarak yorumlanmaktadır (Bonev ve ark., 2009). Buna karşın Lips (1998)'in milonitik mermerlerden elde ettiği $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ beyaz mika yaşları $55,05 \pm 6,2$ My vermektedir. Bu yaş Alakeçi makaslama zonunun Paleosen – Eosen zaman aralığında başlamış olabileceğini ifade etmektedir.

Kazdağları'nda yüzlek veren yüksek dereceli metamorfik kayalar Yaltırak ve Okay (2004) ve Duru ve ark. (2004) tarafından Kazdağ Grubu adı altında formasyonlara ayrılmıştır. Kazdağ Grubu genel olarak gnays, mermer, amfibolit ve metagabrodan oluşan bir seriyle başlamakta ve bu seri mermerce zengin bir istif tarafından çevrelenmektedir. Bu birimler mermer ve amfibolit aralanmalı felsik gnays ve az oranda migmatitten oluşan birimlere geçiş gösterir (Bingöl, 1969; Gözler, 1986; Picket ve Robertson, 1996; Okay ve Satır, 2000b; Duru ve ark., 2004). Kazdağ Grubu'nun batı bölümü ise felsik gnays, kalk-silikat gnays, mermer, mercek şeklinde migmatit ve metaserpantinit aralanmasından

oluşmaktadır. Fındıklı formasyonu ile Sütüven formasyonu arasında litolojik olarak farklılıklar bulunmaktadır. Fındıklı formasyonu genel olarak amfibolit, gnays ve mermer ar dalanmasından oluşurken üste doğru Sütüven formasyonuna geçildiğinde mermer ve gnays ar dalanması gözlenmektedir. Kazdağ Grubu metamorfik kayalarının kökensel nitelikleri, stratigrafik özellikleri ve petrografik özelliklerine dayanarak Fındıklı formasyonunun bazik karakterli volkano-sedimanter, Sütüven formasyonun ise fliş tipi sedimanter kayalardan oluştuğu belirtilmektedir (Duru ve ark., 2007). Bununla birlikte Tozlu formasyonunu oluşturan metaofiyolitik kayalar ise arazi ve jeokimyasal özelliklerine göre okyanusal kabuk kökenli olduğu belirlenmiştir. Fındıklı formasyonu istifinin en üst seviyelerindeki gnayslardan alınan zirkon yaşları $245,1 \pm 2,7$ My vermekte iken Kazdağ Grubu'nun en üst seviyelerini oluşturan Sütüven formasyonu gnayslarından alınan zirkon yaşı ise $314,3 \pm 5,4$ My olarak saptanmıştır (Duru ve ark., 2007). Bu yaş verisi aynı gnayslardan elde edilen 308 ± 16 My (Okay ve ark., 1996) yaş ile nerdeyse uyumludur. Buna göre Fındıklı formasyonu yüksek dereceli metamorfizmasını Erken Triyas'da, Sütüven formasyonu gnaysları yüksek dereceli metamorfizmasını Orta Karbonifer'de geçirdiği belirtilmektedir (Duru ve ark., 2007). Bununla birlikte gnayslardan elde edilen zirkon yaşlarının kristalizasyon yaşını ifade edip etmediği ise tartışmalıdır. Kazdağ Grubu'nun güneydoğusunda Havran köyü kuzeyinde Çamlık metagranodiyoriti yüzlek vermektedir. Kazdağ Grubu metamorfik kayalarını kesen Çamlık metagranodiyoritinin yaşı tek zirkon buharlaştırma yöntemiyle 399 ± 13 My (Erken Devonyen) olarak saptanmıştır (Okay ve ark., 1996). Kazdağ Grubu'nun migmatitik metamorfizmaya uğradığı (yaklaşık 29 My) ve migmatitik metamorfizma sonrası güneye doğru itilmeyle dilimlendiği belirtilmektedir (Akay ve ark., 2009). Daha sonra bunların üzerine Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi ve Kretase – Erken Tersiyer yaşlı Çetmi ofiyolitik melanjına ait naplar geldiği ifade edilmektedir (Akay ve ark., 2009). Kazdağ Grubu ve üzerine gelen nap grubu Oligo-Miyosen yaşlı (21-18 My) granitler tarafından kesilmektedir.

Kazdağ Grubu içerisinde yayılım sunan Tozlu formasyonuna ait metaofiyolitlerin istifin hangi bölümüne konulması konusunda farklı görüşler bulunmaktadır. Buna göre; Bingöl (1969, 1975) metamorfik kayaları üç birime ayırmıştır. En altta metadünit, metagabro ve amfibolitten oluşan bazik-ultrabazik seri, bu serinin üzerinde amfibolit, şist ve gnaystan oluşan seri yer almaktadır. En üstte ise mermerler bulunmaktadır. Aynı şekilde metaofiyolitleri istifin en alt bölümüne koyan Yaltırak ve Okay (2004) ise alttan üste doğru dört stratigrafik birim ayırt etmiştir. Bunlar; metadünit, metagabro, metapiroksenit ve

amfibolitten oluşan Babadağ Formasyonu, mermerlerden oluşan Sarıkız Formasyonu, mermer mercekleri içeren amfibolitlerden oluşan Kavurmacılar Formasyonu, mermer mercekli gnayslardan oluşan Altınoluk Formasyonu bulunmaktadır. Gözler ve ark. (1984) ise metaofiyolitleri istifin en üst bölümüne koyarak Kazdağ Grubu'nun metamorfik kayaçlarını alttan üste doğru migmatit, gnays, mermer, amfibolit ve metadünit-serpantinit olarak ayırmıştır. Ayrıca bu yüksek dereceli metamorfik kayaçların düşük dereceli metamorfik kayaçlara geçiş gösterdiğini belirtmektedir. Buna karşın Duru ve ark. (2004) da metamorfik kayaçları alttan üste doğru dört formasyona ayırmıştır. Bunlar; amfibol içeren gnays ve mermerden oluşan Fındıklı Formasyonu, amfibolit ve metadünitten oluşan Tozlu Formasyonu Fındıklı Formasyonu'na ait Babadağ mermer üyesinin üzerinde yer almaktadır. Tozlu Formasyonu'nun üzerinde Sarıkız mermeri bulunmaktadır. Sarıkız mermeri ince bir paragnays düzeyi ile başlamakta ve çört nodulleri içeren mermerlere geçiş göstermektedir. En üstte ise sillimanit içeren paragnays, migmatit, amfibolit ve mermer mercekli gnayslardan oluşan Sütüven Formasyonu bulunmaktadır. Tozlu formasyonu arazi ve petrografik gözlemlere dayanarak amfibolit, metadünit, serpantinit, metaperidotitten oluşmaktadır. Jeokimyasal verilere göre de bu kayalar eski bir okyanusal kabuk parçasından türemişlerdir. Arazi gözlemleri Tozlu formasyonuna ait metaofiyolitler Babadağ mermeri üzerine tektonik bir dokanakla gelmektedir. Bununla birlikte metaofiyolitlerin üzerine tabanda çakıltaşları ile başlayan ve yanal devamlılık sunan üste doğru gnays seviyelerine geçiş gösteren Sarıkız mermeri uyumsuz olarak gelmektedir. Bu arazi verilerine göre Tozlu formasyonuna ait metaofiyolitler ve üzerinde bulunan mermer istifi ile birlikte Kazdağ Grubu metamorfik kayaları içerisinde tektonik bir dilim olarak bulunmaktadır. Metaofiyolitlerin üzerinde bulunan platform istif Sakarya kıtasının Mesozoyik istifine benzetilmekte ve alttaki okyanusal kabuk parçasının ise Paleotetis'e ait bir parça olduğu ifade edilmektedir (Erdoğan ve ark., 2009). Ayrıca metaofiyolitik kayalarda amfibolit fasiyesinde metamorfizma geliştikten sonra üstteki mermer istifi ile birlikte migmatitik metamorfizmaya uğramışlardır.

BÖLÜM 5

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Doktora tezi kapsamında hazırlanan bu çalışmada elde edilen jeolojik, petrografik, jeokimyasal, jeokronolojik ve yapısal veriler aşağıdaki şekilde maddeler halinde özetlenmiştir.

- 1) Kuzeybatı Anadolu'da bulunan Biga Yarımadası'nda farklı alanlarda ve birbirinden farklı özellikler gösteren metamorfik temel kayaları yüzlek vermektedir. Bunlar; Biga Yarımadası'nın kuzeyinde Kemer metamorfikleri, en batı kesimde Çamlıca Grubu, Çamlıca Grubu'nun güneybatısında bulunan Karadağ Masifi, güneyde Kazdağ Grubu, Kazdağ Grubu'nun batısında bulunan Örenli metamorfikleri şeklinde sıralanmaktadır.
- 2) Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yayılım sunan Kemer metamorfikleri ileri derecede deformasyona uğramış granat-mika şist, klorit şist, fillit, kalkşist, mermer ardalanmasından oluşmaktadır. Bu metamorfik temel üzerine Çetmi Grubu'na ait kayalar uyumsuz bir dokanakla gelmektedir.
- 3) Kemer metamorfiklerinin içerisinde gözlenen foliasyon düzlemleri baskın olarak KD-GB doğrultulu olup eğim yönleri ise KB ve GD' ya doğru gelişmiştir. Eğim açıları ise 26-50⁰ arasında değişmektedir. Gül diyagramından elde edilen veriler bu bölgede KD-GB yönünde bir genişlemenin olduğunu göstermektedir. Buna karşın lineasyon ise KD-GB gidişli olup baskın bir şekilde güneye dalımlıdır.
- 4) Kemer metamorfikleri içerisinde milonitik dokuların gelişimine neden olan KD eğimli, asimetric genişlemeli makaslama bandları, asimetric foliasyon budinlenmesi, kanat yapıları, izoklinal kıvrımlar gibi makaslama hareket yönlerini verebilecek deformasyon yapıları gözlenmektedir. Metamorfik mineral toplulukları ve deformasyon yapıları arasındaki ilişki sünümlü makaslama dokularının üst yeşilşist fasiyesi metamorfizma koşullarıyla birlikte geliştiğini göstermektedir. Kemer metamorfiklerinden ve Biga Yarımadası'nın diğer metamorfik temellerinden elde edilen makaslama hareket yönü verileri günümüzde bölgesel olarak KD tektonik taşınma yönü ile uyumludur.
- 5) Biga Yarımadası'nın en batı kesiminde Çamlıca Grubu'nun tabanında metavolkanik kayalardan oluşan Andıktaş formasyonu bulunmaktadır. İlk kez bu doktora tezi kapsamında metavolkanik kayaların köken kayaları ve bu kayaların kristalizasyon

yaşları jeokimyasal ve jeokronolojik verilerle ortaya çıkarılmıştır. Metavolkanik kayaların genel mineral bileşimleri başlıca kuvars + klorit + epidot + albit + aktinolit + kalsit + sfen + zirkon olarak saptanmıştır. Bu mineral topluluğu metavolkanik kayaların yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını göstermektedir. Ayrıca petrografik gözlemlere dayanarak da metavolkanik kayalar epidot çevresinde gözlenen kalıntı piroksen fazlarıyla temsil edilen kalıntı volkanik dokulara sahiptir.

- 6) Jeokimyasal veriler metavolkanik kayaların magmatik kökenli olduğunu göstermektedir. Başlıca metalav ve metatüflerden oluşan metavolkanik kayalar kökensel olarak kalk-alkalin karakterli andezit bileşimindedir.
- 7) Tektonik ayırım diyagramlarına dayanarak bütün metavolkanik kayalar volkanik yay alanına düşmektedir. Volkanik yay alanı içerisindeki metavolkanik kayalar kalk-alkalin magma tipli olup bu tür magma tipi metavolkanik kayalar için volkanik yay ortamını göstermesi açısından karakteristiktir.
- 8) Metavolkanik kayalardan elde edilen magmatik kökeni yansıtan öz şekilli zirkon taneleri LA-ICPMS ile yaşlandırılmıştır. İki örneğin zirkon yaşları $328,6 \pm 3,5$ My ve $343,2 \pm 2,6$ My vermektedir (Karbonifer-Vizeyan). Bu yüzden Erken Karbonifer metavolkanik kayaların protolitlerinin kristalizasyon yaşı olarak yorumlanmıştır.
- 9) Biga Yarımadası'nın bu volkanik evresi bu bölgede gelişen Variskan magmatik aktivitesine ve Variskan orojenik olayı sırasında tektonik birimlerin üst üste yığılmasına neden olan çarpışma olayına bağlanmaktadır.
- 10) Metavolkanik kayalarla ilgili bu çalışmadan elde edilen izotopik veriler ilk kez Biga Yarımadası'nın batı kesiminde de Variskan temellerinin varlığını işaret etmektedir. Sakarya Zonu'nda meydana gelen magmatik aktivite ise Erken Karbonifer'de başlayıp Erken Permien dönemine kadar devam etmiştir.
- 11) Biga Yarımadası'nın en batı ucunda yer alan Çamlıca Grubu batıda Denizgören ofiyolitinden tektonik olarak Ovacık fayıyla ayrılmaktadır. Lineasyon, foliasyon ve arazi verileri Ovacık fayının ters bileşenli sağ yanal transpresyonel doğrultu atımlı fay olduğunu göstermektedir. Bu doğrultu atımlı fay YB metabazik kayalarının Çamlıca Grubu içerisinde tektonik olarak dilimlenmesine neden olmuştur.
- 12) Biga Yarımadası'nda Çamlıca Grubu ve Çetmi Grubu içerisinde yüksek basınç metamorfizmasına uğramış metabazik kayalar bulunmaktadır. Biga Yarımadası'nda eklojit fasiyesi metamorfizmasının yanı sıra mavişist fasiyesi metamorfizmasının varlığı arazi ve petrografik analizlerle ilk kez bu çalışmaya ortaya konulmuştur.

- 13) Eklojit fasiyesi metabazit dilimleri tipik olarak Karbonifer döneminde Paleotetis okyanusunun kapanmasıyla ilgili olarak yitim zonunda gelişmiş yığışım kompleksine ait tektonik dilimleri temsil eden düşük sıcaklık eklojitleridir (~ 550⁰C). Mavişistler ise geç evre makaslama zonları boyunca eklojitlerden dönüşmüşlerdir.
- 14) Çamlıca Grubu'na ait metamorfik kayaları sadece tek evreli yeşilşist fasiyesinde metamorfizmanın izlerini taşırlar ve sünümlü - yarı kırılğan (?) yanal atımlı faylar boyunca eklojit fasiyesi metamorfizmadan sonra ve Çamlıca metamorfik kayalarının düşük dereceli metamorfizması sırasında veya sonrasında eklojit fasiyesi metamorfik kayalarla bir arada bulunurlar. Buna karşın yüksek basınç dilimleri Geç Kretase'nin sonunda meydana gelen YB metamorfizmasının izlerini taşımaktadır. Dolayısıyla Çamlıca Grubu önceki yorumların aksine YB metamorfizmasına uğramamıştır.
- 15) Yanal atımlı tektonik ile farklı derecedeki metamorfik kayaların bir araya gelme yaşı birimlerin metamorfizma yaşı ve bu birimleri örten ortak örtünün yaşı nedeniyle geç Kretase - erken Eosen zaman aralığı olmalıdır.
- 16) Yüksek basınç kayaları içerisindeki eklojit örneğinden elde edilen zirkon taneleri $353,3 \pm 3,1$ My – $330,2 \pm 2,2$ My arasında değişen konkordiya yaşları vermektedir. Bu analizlerden elde edilen ortalama konkordiya yaşı ise $338,1 \pm 1,8$ My olarak hesaplanmıştır. Elde edilen $338,1 \pm 1,8$ My (Alt Karbonifer) konkordiya yaşı eklojitlerin köken kayalarının kristalizasyon zamanını vermektedir.
- 17) Bu doktora tezi kapsamında elde edilen izotopik veriler Avrupa'da Armorika kıta topluluğu içerisinde yer alan diğer Variskan temellerle büyük benzerlik göstermektedir. Bu nedenle Sakarya Zonu içerisinde bulunan Variskan temeller Armorika kıta topluluğunun doğuya doğru devamı niteliğindedir.

KAYNAKLAR

- Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L. ve Burov, E., 2009. Exhumation of Oceanic Blueschists and Eclogites in Subduction Zones: Timing and Mechanisms. *Earth-Science Reviews*, 92: 53-79.
- Akay E., Erdoğan B., Hasözbeğ A., Satır M. ve Siebel W., 2009. Kazdağ Masifi (KB Anadolu) Metamagmatik Kayalarının Petrolojisi ve U/Pb-²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb Jeokronolojisi. 62. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, MTA, Ankara, Abstract book I: 486-487.
- Akyürek B. ve Soysal Y., 1983. Biga Yarımadası Güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) Temel Jeolojik Özellikleri. *MTA Dergisi*, 95/96: 1-13.
- Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F. ve Mitchell J.G., 2000. Petrogenetic Evolution of late Cenozoic, Post-collision Volcanism in Western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 67-95.
- Altın D., Koçyiğit A., Farrinaci A., Nicosia U. ve Conti M. A., 1991. Jurassic-Lower Cretaceous Stratigraphy of the Southern Part of Northwestern Anatolia (Turkey). *Geol. Rom.*, 27: 13-30.
- Altunkaynak Ş. ve Genç Ş. C., 2008. Petrogenesis and Time-progressive Evolution of the Cenozoic Continental Volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos*, 102: 316-340.
- Anders, B., Reischmann, T. ve Kostopoulos, D., 2007. Zircon Geochronology of Basement Rocks from the Pelagonian Zone, Greece: Constraints on the pre-Alpine Evolution of the Westernmost Internal Hellenides. *International Journal of Earth Sciences*, 96: 639-61.
- Anderson, T., 2002. Correction of Common Lead in U-Pb Analyses That Do Not Report ²⁰⁴Pb. *Chem. Geol.*, 29: 59-79.
- Aslaner M., 1965. Etude geologique et petrographique de la region d' Edremit-Havran (Turquie), *MTA Enstitüsü Yayını*, 119.
- Aydar E., 1998. Early Miocene to Quaternary Evolution of Volcanism and the Basin Formation in Western Anatolia: A Review. *Journal of Vol. and Geot. Res.*, 85: 69-82.
- Aygen T., 1956. Balya Bölgesi Jeolosinin İncelenmesi. *MTA Enstitüsü Yayını*, D 11: 1-95.

- Aygül, M., Topuz, G. ve Satır, M., 2009. Late Cretaceous High-pressure Metamorphism in Northern Biga Peninsula (NW Turkey): Implications for the Evolution of the Intra-Pontide Ocean. *63th Geological Kurultayı of Turkey*, 460-461.
- Barker, A.J., 1990. *Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures*. Chapman and Hall, New York, 162 p.
- Barr S.R., Temperley S. ve Tarney J., 1999. Lateral Growth of the Continental Crust Through Deep Level Subduction-accretion: A Re-evaluation of Central Greek Rhodope. *Lithos*, 46: 69-94
- Beccaletto L., 2004. Geology, Correlations and Geodynamic Evolution of the Biga Peninsula, Northwest Turkey. PhD Thesis (Doktora Tezi), University of Lousanne.
- Beccaletto L. ve Jenny C., 2004. Geology and Correlation of the Ezine Zone: A Rhodope Fragment in NW Turkey? *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 145-176.
- Beccaletto L. ve Steiner C., 2005. Evidence of Two-stage Extensional Tectonics from the Northern Edge of the Edremit Graben, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18 (3-4): 283-297.
- Beccaletto L., Bonev N., Bosch D. ve Bruguier O., 2007. Record of a Palaeogene Syn-collisional Extension in the North Aegean Sea: Evidence from the Kemer micaschists (NW Turkey). *Geological Magazine*: 1-8.
- Beccaletto L., Bartolini A. C., Martini R., Hochuli P. A. ve Kozur H., 2005. Biostratigraphic Data From Çetmi Melange, Northwest Turkey: Palaeogeographic and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 221: 215-244.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Cornichet, J., Iglesias Ponce de Leon, M. ve Iberguchi, J.I.G., 1985. U–Pb, Nd Isotope and REE Geochemistry in Eclogites from the Cabo Ortegal Complex, Galicia, Spain: An Example of REE Immobility Conserving MORB Like Patterns During High-grade Metamorphism. *Chemical Geology*, 52: 217–225
- Bilgin, İ., 1995. Ezine (Çanakkale) Ofiyolit ve Metamorfitlerin Petrolojisi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Bingöl E., 1968. Contribution a letude geologique de la partie centale et SE du Massif de Kazdağ (Turque). These du doctorat (Doktora Tezi). Fac. Sci. Univ. Nancy, 191 s.
- Bingöl E., 1969. Kazdağ Masifi'nin Merkezi ve GD Kesiminin Jeolojisi. *MTA Dergisi*, 72.: 110-123.

- Bingöl, E., 1971. Classification of Age Determination Methods and An Application of Rb-Sr and K-Ar Methods in Kazdağ (in Turkish). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 14: 1-16.
- Bingöl E., Akyürek B. ve Korkmazer B., 1973. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun Bazı Özellikleri, MTA 50. *Anniversary Proceedings*, 71-77.
- Bingöl E., Akyürek B. ve 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., Akyürek B. ve Korkmazer B., 1982. Granitic Intrusions in Western Anatolia: A Contribution to the Geodynamic Study of This Area. *Eclogae Geol. Helv.*, 75: 437-446.
- Birkle P. ve Satır M., 1995. Dating, Geochemistry and Geodynamic Significance of the Tertiary Magmatism of the Biga Peninsula, NW Turkey. *Geology of the Black Sea Region*, 171-188.
- Blanc M.P., 1969. Etude Petrographique de la Granidiorite de Yenice, Peninsula de Çanakkale, Doktora Tezi, Paris Üniversitesi, Fransa.
- Blenkinsop, T.G. ve Treloar, P.J., 1995. Geometry, Classification and Kinematics of S-C Fabrics. *Journal of Structural Geology*, 17: 397-408.
- Bonev N. ve Beccaletto L., 2007. From Syn- to Post-orogenic Tertiary Extension in the North Aegean Region: Constraints on the Kinematics in the Eastern Rhodope-Thrace, Bulgaria-Greece and the Biga Peninsula, NW Turkey. From: TAYMAZ, T., YILMAZ, Y. ve DİLEK, Y. (eds) *The Geodynamics of the Aegean and Anatolia*. Geological Society, London, Special Publications, 291: 113-142.
- Bonev N., Beccaletto L., Robyr M. ve Monie P., 2009. Metamorphic and Age Constraints on the Alakeçi Shear Zone: Implications for the Extensional History of the Northern Kazdağ Masif, NW Turkey. *Lithos*, 113: 331-345.
- Bozkurt E. ve Mittwede S.K., 2001. Introduction to the Geology of Turkey – A Synthesis. *International Geology Review*, 43: 578-594.
- Bozkurt E., Whinchester J. A., Yiğitbaş E. ve Ottley C. J., 2008. Proterozoic Ophiolites and Mafic-Ultramafic Complexes Marginal to the İstanbul Block: An Exotic Terrane of Avalonian Affinity in NW Turkey. *Tectonophysics*, 461: 240-251.
- Boztepe-Güney A., Yılmaz Y., Demirbağ E., Ecevitoglu B., Arzuman S. ve Kuşçu İ., 2001. Reflection Seismic Study across the Continental Shelf of Baba Burnu

- Promontory of the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Marine Geology*, 176: 75-85.
- Bucher, F. ve Frey, M., 2002. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, 341 p.
- Burg J.P., Ricou L.E., Ivanov Z., Godfriaux I., Dimov D. ve Klain L., 1996. Synmetamorphic Nappe Complex in the Rhodope Massif. Structure and Kinematics. *Terra Nova*, 8: 6-15.
- Cann, J.R. 1970. New Model for Oceanic Crustal Structure Developed. *Geophysic Journal R. Astron. Soc.*, 39, 169-187.
- Carreras, J., Druguet, E. ve Griera, A., 2005. Shear Zone – Related Folds. *Journal of Structural Geology*, 27: 1229-1251.
- Carrigan, C.W., Mukasa, S.B., Haydoutov, I. ve Kolcheva, K., 2005. Age of Variscan Magmatism from the Balkan Sector of the Orogen, Central Bulgaria. *Lithos*, 82: 125-147.
- Carrigan, C.W., Mukasa, S.B., Haydoutov, I. ve Kolcheva, K., 2006. Neoproterozoic Magmatism and Carbonifereous High-grade Metamorphism in the Sredna Gora Zone: An Extension of the Gondwana-derived Avalonian-Cadomian Belt?. *Precambrian Research*, 147: 404-416.
- Carswell, D.A., 1990. *Eclogite Facies Rocks*. Blackie, Glasgow.
- Cavazza W., Okay A.I. ve Zattin M., 2009. Rapid early-middle Exhumation of the Kazdağ Massif (western Anatolia). *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1935-1947.
- Chatalov G. A., 1988. Recent Developments in the Geology of the Strandja Zone in Bulgaria. *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 41: 433-465.
- Chen F., Siebel W., Satır M., Terzioğlu N. ve Saka K., 2002. Geochronology of the Karadere Basement (NW Turkey) and Implication for the Geological Evolution of the İstanbul Zone. *International Journal Earth Sciences*, 91: 469-481.
- Closs, H., 1947. Boudinage. *Transactions of the American Geophysical Union*, 28: 626-632.
- Coleman, R.G., 1976. *Ophiolites*. Springer, Verlag, Berlin, 229 p.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. ve Brannock, W.W., 1965. Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. *Geological Society of America Bulletin*, 76: 483-508.
- Cullers, R.L., Yeh, L.T., Chaudhuri, S. ve Guidotti, C.V., 1974. Rare Earth Elements in Silurian Pelitic Schists from NW Maine. *Geochim Cosmochim Acta*, 38: 389-400.

- Çetinkaplan, M., Candan, O., Oberhänsli, R. ve Bosquet, R., 2008. Pressure-temperature Evolution of Lawsonite Eclogite in Sivrihisar; Tavşanlı Zone-Turkey. *Lithos*, 104: 12-32.
- Davis, P.B. ve Whitney, D.L., 2006. Petrogenesis of Lawsonite and Epidote Eclogite and Blueschist, Sivrihisar Massif, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 24: 823-849.
- Davis, G.H., Gardulski, A.F. ve Lister, G.S., 1987. Shear Zone Origin of Quartzite Mylonite and Mylonitic Pegmatite in the Coyote Mountains Metamorphic Core Complex, Arizona. *Journal of Structural Geology*, 9: 289-297.
- Dayal A., 1984. Yenice (Çanakkale) Granitinin Petrografisi ve Buna Bağlı Cevherleşmeler: Doktora tezi, Dokuz Eylül Üniv. Fen Bilim. Ens. (Yayımlanmamış), İzmir.
- Dean W. T., Monod O., Rickards R. B., Demir O. ve Bultynck P., 2000. Lower Paleozoic Stratigraphy and Palaeontology, Karadere-Zirve Area, Pontus Mountains, Northern Turkey. *Geological Magazine*, 137: 555-582.
- Delaloye M. ve Bingöl E., 2000. Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: Geochemistry and Modeling of Geodynamic Evolution. *International geology Review*, 42: 241-268.
- Dennis, A.J. ve Secor, D.T., 1987. A Model for the Development of Crenulations in Shear Zones with Applications from the Southern Appalachian Piedmont. *Journal of Structural Geology*, 9: 809-817.
- Dewey J.F. ve Şengör A.M.C., 1979. Aegean and Surrounding Regions: Complex Multiplate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone. *Bulletin of the Geological Society of America*, 90: 84-92.
- Dinter, A.D., 1998. Late Cenozoic Extension of the Alpine Collisional Orogen, Northeastern Greece: Origin of the North Aegean Basin. *GSA Bulletin*, 110 (9): 1208-1230.
- Dinter D.A., Macfarlane A.M., Hames W., Isachsen C., Bowring S. ve Royden L., 1995. U-Pb and $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ Geochronology of the Symvolon Granodiorite: Implications for the Thermal and Structural Evolution of the Rhodope Metamorphic Core Complex, Northeastern Greece. *Tectonics*, 14: 886-908.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Şentürk, Y., Yavaş F. ve Kar, H., 2004. New Results on the Lithostratigraphy of the Kazdağ Massif in Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 177-186.

- Duru, M., Pehlivan, Ş., Ilgar, A., Dönmez, M. ve Akçay, A.E., 2007. 1/100000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ayvalık İ17 – Balıkesir İ18 Paftası.
- Ehlers, G.E. ve Blatt, H., 1982. *Petrology, Igneous, Sedimentary and Metamorphic*. W. H. Freeman and Company, 732 p.
- Elmas, A. ve Yiğitbaş, E., 2001. Ophiolite emplacement by strike-slip tectonics between the Pontide Zone and the Sakarya Zone in northwestern Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Science-Geologische Rundschau*, 90: 257-269.
- Elmas, A. ve Yiğitbaş, E., 2005. Comment on “Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey” by Robertson and Ustaömer. *Tectonophysics*, 405, 213-221.
- Elmas, A., Yılmaz, İ., Yiğitbaş, E. ve Ulrich, T., 2011. A Late Jurassic-Early Cretaceous metamorphic core complex, Strandja Masif, NW Turkey. *International Journal of Earth Science*, Doi 10.1007/s00531-010-0540-3.
- Ercan T., 1979. Batı Anadolu, Trakya ve Ege Adalarındaki Senozoyik Volkanizması: *Jeol. Müh. Derg.*, 9: 23-46.
- Ercan T. ve Günay E., 1984. Kuzeybatı Anadolu, Trakya ve Ege Adalarındaki Oligo-Miyosen Yaşlı Volkaniklerin Gözden Geçirilişi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*. 119-139.
- Ercan T., Satır M., Steinitz G., Dora A., Sarıfakıoğlu E., Adis C., Walter H-J. ve Yıldırım T., 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan Adalarındaki (Kuzeybatı Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri. *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi* (in Turkish with English abstract) 117: 55-86.
- Erdoğan B., Akay E., Hasözbeğ A., Satır M. ve Siebel W., 2009. Yeni Jeolojik Veriler Işığında Kazdağ Masifi'nin Tektonik Evrimi. *62. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, MTA, Ankara, Abstract book I: 488-489.
- Ernst, W.G., 1970. Tectonic Contact Between the Franciscan Mélange and Great Valley Sequence, Crustal Expression of a late Mesozoic Benioff Zone. *Journal of Geophysical Research*, 75: 886-902.
- Ernst, W.G., 1972. Occurrence and Mineralogical Evolution of Blueschist Belts With Time. *American Journal of Science*, 272: 657-668.
- Eskola, P., 1939. *Die metamorphen Gesteine*. In: Barth T.F.W., Correns C.W., Eskola P. Die Entstehung der Gesteine. Springer, Berlin, 422 p.

- Fossen, H. ve Tikoff, B., 1998. Extended Models of Transpression and Transtension, and Application to Tectonic Settings. In *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics* (eds R. E. Holdsworth, R. A. Strachan and J. F. Dewey), pp. 15–33. Geological Society of London, Special Publication no. 135.
- Fytikas M., Giuliano O., Innocenti F., Marinelli G. ve Mazzuoli R., 1976. Geochronological Data on Recent Magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics*, 31: 29-34.
- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Pecerrillo A. ve 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, 17: 687-700.*
- Gaggero, L., Buzzi, L., Haydoutov, I. ve Cortesogno, L., 2009. Eclogite Relics in the Variscan Orogenic Belt of Bulgaria (SE Europe). *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1853-1877.
- Gansser, A., 1974. The Ophiolitic Melange, a World-wide Problem on Tethyan Examples. *Ecolgae Geologicae Helvetiae*, 67: 479–507.
- Gapais, D. ve White, S.H., 1982. Ductile Shear Bands in a Naturally Deformed Quartzite. *Text microstruct*, 5: 1-17.
- Garels, R. M. ve Mackenzie F. F. 1971. *Evolution of Sedimentary Rocks*. W M Norton and Co., New York, 394 p.
- Genç Ş.C., 1998. Evolution of the Bayramiç Magmatic Complex, Northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: 233-249.
- Genç Ş.C. ve Yılmaz Y., 1995. Post Collisional Eocene Magmatic Activity of NW Anatolia. *EUG VIII Terra Abstracts, Terra Nova*, 7: 181.
- Goffé, B. ve Chopin, C., 1986. High-pressure Metamorphism in the Western Alps: Zoneography of Metapelites, Chronology and Consequences. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 66: 41-52.
- Goscombe, B.D. ve Passchier, C.W., 2003. Asymmetric Boudins As Shear Sense Indicators, An Assesment from Field Data. *Journal of Structural Geology*, 25: 575-589.
- Göncüoğlu M.C. ve Erendil M., 1990. Pre-Late Cretaceous Tectonic Units of Armutlu Peninsula(Türkçe). In: Saner S (ed) *Proceedings 8th Petroleum Congress of Turkey*: 161-168.

- Göncüoğlu M.C., Kuwahara K., Tekin U.K. ve Turhan N., 2004. Upper Permian (Changxingian) Radiolarian Cherts Within the Clastic Successions of the "Karakaya Complex" in NW Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 201-213.
- Görür N., Monod O., Okay A.I., Şengör A.M.C., Tüysüz O., Yiğitbaş E., Sakıncı M. ve Akkök R., 1997. Palaeogeographic and Tectonic Position of the Carboniferous Rocks of the Western Pontides (Turkey) in the Frame of the Variscan Belt. *Bulletin of Society of Geol. Fr.*, 168: 197-205.
- Gümüş A., 1964. Contribution a l'étude Géologique de Secteur Serpentrional de Kalabak Köy – Eymür Köy region D'Edremit, Turquie, *MTA Ens. Yayını*, 117: 1-109.
- Grasemann, B., Fritz, H. ve Vannay, J.Y., 1999. Quantative Kinematic Flow Analysis from the Main Central Thrust Zone (NW Himalaya, India): Implications fro a Decelerating Strain Path and the Extrusion of Orogenic Wedges. *Journal of Structural Geology*, 21: 949-957.
- Green, T.H., Brunfeld, A.O. ve Heier, K.S., 1972. Rare Earth Element Distribution abd K/Rb Ratios in Granulites, Mangerites and Anorthosites, Lofoten-Vesteraalen, Norway. *Geochim Cosmochim Acta*, 36: 241-257.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haksin, L.A. ve Korotev, R.L., 1984. The North American Shale Composite: Its Compilation, Major and Trace Element Characteristics. *Geochim Cosmochim Acta*, 48: 2469-2482.
- Hsu, L.C., 1968. The Principles of Melanges and Their Bearin on the Franciscan-Knoxville Paradox. *Geological Society of America Bulletin*, 79, 1063-1074.
- Harris N.B.W., Kelley S. ve Okay, A.I., 1994. Post-collisional Magmatism and Tectonics in Northwest Anatolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117: 241–252.
- Hawkins, J.W. 1995. The Geology of Lau Basin. In: Taylor, B. (Ed.), *Back-arc Basins: Tectonics and Magmatism*. Plenum Press, New York, pp. 63-138.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sci.*, 8: 523–548.
- İnci U., 1984. The Stratigraphy and Organic Properties of Demirci and Burhaniye Bituminous Shales, *Geol. Congress Turkey Proceedings*, 5: 27-40.
- Jamtveit, B. ve Austrheim, H., 2010. Metamorphism: The Role of Fluids. *Elements*, 6, 153-158.

- Kaaden G., 1959. Age Relation of Magmatic Activity and Metamorphic Processes in the Northwestern Part of Anatolia, Turkey, *MTA Enstitüsü Bülteni*, 52: 15-33.
- Kalafatçioğlu A., 1963. Ezine Civarının ve Bozcaada'nın Jeolojisi, Kalker ve Serpantinlerin Yaşı, *MTA Dergisi*, 60-69.
- Karacık, Z., 1995. Ezine-Ayvacık (Çanakkale) dolayında genç volkanizma plütonizma ilişkileri. PhD Thesis (Doktora Tezi), Tech. Univ. of Istanbul, Ins. of Science, Turkey.
- Karacık Z., Yılmaz Y., Pearce J.A. ve Ece I.Ö., 2008. Petrochemistry of the South Marmara Granitoids, Northwest Anatolia. Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 1181-1200.
- Ketin, İ., 1966. Tectonic Units of Anatolia. *Maden Tetkik ve Arama Bülteni*, 66: 23-34.
- Kilias A., Falalakis G. ve Mountrakis D., 1999. Cretaceous-Tertiary Structures and Kinematics of the Serbo-Macedonian Metamorphic Rocks and Their Relation to the Exhumation of the Hellenic Hinterland (Macedonia, Greece). *International Journal of Earth Sciences*, 88: 513-531.
- Kolceva, K., Zeliaskova-Panayotova, M., Bobrecov, N.L. ve Stojanova, V., 1986. Eclogites in Central Rhodope Metamorphic Group and Their Retrograde Metamorphism. *Geochem Mineral Petrol*, 20/21: 130-144.
- Konak N., 2002. Geological map of Turkey. İstanbul Sheet, 1/500000. *Publication of the General Directorate of the Mineral Research and Exploration*, Ankara.
- Kotopouli, C.N., Pe-Piper, G. ve Katagas, C.G., 1991. The Metamorphism and Migmatization of the Xanthe–Echinos Metamorphic Complex, Central Rhodope, Greece. *Lithos*, 27: 79–93.
- Krohe A. ve Mposkos E., 2002. Multiple Generations of Extensional Detachments in the Rhodope Mountains (northern Greece): Evidence of Episodic Exhumation of High-pressure rocks. In: *The Timing and Location of Major Ore Deposits in a Evolving Orogen (Ed A. Von Quadt)*, Geological Society, London, Special Publications, 206: 151-178.
- Kroner, U., Mansy, J.-L., Mazur, S., Aleksandrowski, P., Mann, H.P., Huckriede, H., Lacquement, F., Lamarche, J., Ledru, P., Pharaoh, T.C., Zedler, H., Zeh, A. ve Zulauf, G., 2008. Variscan Tectonics. In *The Geology of Central Europe Volume 1: Precambrian and Palaeozoic* (ed. T. McCann), p. 599–665. Geological Society of London.

- Liati A., 1986. Regional Metamorphism and Overprinting Contact Metamorphism of the Rhodope Zone, Near Xanthi (N Greece). Petrology, Geochemistry and Geochronology (PhD. dissert.): Braunschweig, Germany, Technische Universitat, 186 p.
- Liati, A. ve Mposkos, E., 1990. Evolution of the Eclogites in the Rhodope Zone of Northern Greece. *Lithos*, 25: 88-99.
- Liati, A. ve Seidel, E., 1996. Metamorphic Evolution and Geochemistry of Kyanite Eclogites in Central Rhodope, Northern Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123: 293-307.
- Lin, W., Shi, Y. ve Wang, Q., 2009. Exhumation Tectonics of the HP-UHP Orogenic Belt in Eastern China: New Structural-petrological Insights from the Tongcheng Massif, Eastern Dabieshan. *Lithos*, **109**: 285-303.
- 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 (Doktora Tezi), Vrije University, Netherlands, Amsterdam.
- Ludwig, K. R., 2001. *Users Manual for Isoplot/Ex rev. 2.49*: Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1a: 1-56 p.
- Maruyama, S., Liou, J.G. ve Terebayashi, M., 1996. Blueschist and Eclogites of the World and Their Exhumation. *International Geology Review*, 38: 485-594.
- Matte, P., 2001. The Variscan Collage and Orogeny (480–290 Ma) and the Tectonic Definition of the Armorican Microplate: A Review. *Terra Nova*, 13: 122–128.
- Meinhold, G., Kostopoulos, D., Frei, D., Himmerkus, F. ve Reischmann, T., 2010. U–Pb LA-SF-ICP-MS Zircon Geochronology of the Serbo-Macedonian Massif, Greece: Palaeotectonic Constraints for Gondwana-derived Terranes in the Eastern Mediterranean. *International of Earth Sciences*, 99 (4): 813-832.
- Meinhold, G., Reischmann, T., Kostopoulos, D., Lehnert, O., Matukov, D. ve Sergeev, S., 2008. Provenance of Sediments During Subduction of Palaeotethys: Detrital Zircon Ages and Olistolith Analysis in Palaeozoic Sediments from Chios Island, Greece. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 263: 71–91.
- Meschede, M., 1986. A Method of Discriminating Between Different Types of Mid-ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiites With the Nb–Zr–Y Diagram. *Chemical Geology*, 56: 207–218.
- Michard, A. 1989. Rare Earth Element Systematic in Hydrothermal Fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 745–750.

- Miyashiro, A., 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. 492 p.
- Mposkos E., 1989. High-pressure Metamorphism in Gneisses and Schists in the East Rhodope Zone (N.Greece). *Mineralogy and Petrology*, 41: 25-39.
- Okay A.İ., 1986. High pressure / low temperature metamorphic rocks of Turkey. Ewans, B.W. ve Brown, E.H., (editörler), *Blueschists and eclogites*, Geological Society of America, Memoir., 164: 333-347.
- Okay A.İ., 1987. Ophiolite Obduction on a Permian Carbonate Platform in Northwest Turkey. *Fourth Meeting of the European Union of Geoscience (EUG 4), Tera Cognita*, 7: 100.
- Okay A. İ., 1989. Tectonic units and sutures in the Pontides northern Turkey. *Tectonic evolution of the Tethyan region*, ed. A.M.C. Şengör: 109-115.
- Okay A. İ., 2008. Geology of Turkey: A Synopsis. *Anschnitt*, 21: 19-42.
- Okay A.I. ve Altner D., 2004. Uppermost Triassic Limestone in the Karakaya Complex- Stratigraphic and Tectonic Significance. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 187-199.
- Okay A.İ. ve Göncüoğlu M.C., 2004. The Karakaya Complex: A Review of Data and Concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 77-95.
- Okay A.İ. ve Monie P., 1997. Early Mesozoic Subduction in the Eastern Mediterranean: Evidence from Triassic Eclogite in Northwest Turkey. *Geology*, 25: 595-598.
- Okay A.İ. ve Satır, M., 2000a. Upper Cretaceous Eclogite – Facies Metamorphic Rocks from the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 9: 47-56.
- Okay A. İ. ve Satır M., 2000b. Coeval Plutonism and Metamorphism in a latest Oligocene Metamorphic Core Complex in Northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137: 495-516.
- Okay A.İ. ve Siyako M., 1993. The New Position of the İzmir-Ankara Neo-Tethyan Suture between İzmir and Balıkesir. In: TURGUT, S. (ed), *Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions. Proceedings of the Ozan Sungurlu Symposium*, Ankara, 333-355.
- Okay, A.I. ve 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. ve Tüysüz O., 1999. Tethyan Sutures of Northern Turkey. In: *Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen* (Eds Durand, B, Jolivet, L.,

- Horvath, F., Seranne, M.), Geological Society, London, Special Publication, 156: 475-515.
- Okay A.İ., Monod O. ve Monie P., 2002. Triassic Blueschists and Eclogites from Northwest Turkey: Vestiges of the Paleo-Tethyan Subduction. *Lithos*, 64: 155-178.
- Okay A.İ., Satır M. ve Siebel W. 2006. Pre-Alpide and Mesozoic Orogenic Events in the Eastern Mediterranean Region. *Journal of the Geological Society*, 32: 389-405.
- Okay A.İ., Siyako M. ve Bürkan K.A., 1990. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi. *TPJD Bülteni*, 2 (1): 83-121.
- Okay A. İ., Siyako M. ve Bürkan K. A., 1991. Geology and Tectonic Evolution of the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 44: 191-255.
- Okay A.İ., Tansel I. ve Tüysüz O., 2001. Obduction, Subduction and Collision As Reflected in the Upper Cretaceous – Lower Eocene Sedimentary Record of Western Turkey. *Geological Magazine* 138: 117-142.
- Okay A.İ., Satır M., Zattin M., Cavazza W. ve Topuz G., 2008a. An Oligocene Ductile Strike-slip Shear Zone: The Uludağ Massif, Northwest Turkey-Implications for the Westward Translation of Anatolia. *GSA Bulletin*, 120: 893-911.
- Okay A.İ., Bozkurt E., Satır M., Yiğitbaş E., Crowley Q.G. ve Shang C. K., 2008b. Defining the Southern Margin of Avalonia in the Pontides: Geochronological Data from the Late Proterozoic and Ordovician Granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics*, 461: 252-264.
- Okay A.İ., Özcan E., Cavazza W., Okay N. ve Less G., 2010. Basement Types, Lower Eocene Series, Upper Eocene Olistostromes and the Initiation of the Southern Thrace Basin, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19: 1-25.
- Okay A.İ., Satır M., Maluski H., Siyako M., Monie P., Metzger R. ve Akyüz S., 1996. Paleo-and Neotethyan Events in Northwest Turkey. In: Yin A, Harrison M (eds) *Tectonics of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge: 420-441.
- Okay, N., Zack, T., Okay, A.I. ve Barth, M., 2010. Sinistral Transport Along the Trans-European Suture Zone: Detrital Zircon-Rutile Geochronology and Sandstone Petrography from the Carboniferous Flysch of the Pontides. *Geological Magazine*, 1-24.
- Önal M., 1986. Gelibolu Yarımadası'nın orta bölümünün sedimanter fasiyesleri ve tektonik evrimi, KB Anadolu, Türkiye. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 29: 37-46.

- Öngen S., 1978a. Genetische Aussagen Über das Çavuşlu-Karaköy Granitoid Massiv. *İst. Üniv. Fen. Fak. Mecm. Seri B*, 43: 141-150.
- Öngen S., 1978b. Petrographie und Petrochemie des Çavuşlu-Karaköy Granitoid Massivs. *İst. Üniv. Fen. Fak. Mecm. Seri B*, 43: 93-115.
- Paquette, J.L., Menot, R.P. ve Peucat, J.J., 1989. REE, Sm–Nd, and U–Pb Zircon Study of Eclogites from the Alpine External Massif (western Alps): Evidence for Crustal Contamination. *Earth and Planetary Science Letters*, 96: 181–198.
- Passchier, C.W., 1991. Geometric Constraints on the Development of Shear Bands in Rocks. *Geol. Mijnb.*, 70: 203-211.
- Passchier, C.W., 2001. Flanking Structures. *Journal of Structural Geology*, 23: 951-962.
- Passchier, C.W. ve Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer, 353 p.
- Pearce, J.A. 1982. Trace Element Characteristics of Lavas From Desructive Plate Boundaries. In: *Thorpe, R.S (Ed.), Andesites*. John Wiley and Sons, 525-548.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (eds), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pearce, J.A. ve Cann, J.R., 1973. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290–300.
- Pearce, J.A. ve Peate, D.W., 1995. Tectonic Implications of the Composition of Volcanic Arc Magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23: 251-285.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. ve Birkett, T.C., 1975. The TiO₂-K₂O-P₂O₅ Diagram: A Method of Discriminating Between Oceanic and Non-Oceanic Basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 419-426.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. ve Tindle, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25: 956–983.
- Peate, D.W. 1997. The Parana–Etendeka Province. In: Mahoney, J., Coffin, M. (Eds.), *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 100: 217–245.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. ve Siever, R., 1972. *Sand and Sandstone*. Springer, New York.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. ve Siever, R., 1987. *Sand and Sandstone*. Second edition, Springer, New York, 553 p.

- Pihlporits, A.R. ve Ague, J.J., 2009. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, 645 p.
- Pickett E.A. ve 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*, 13: 97-143.
- Pickett E.A., Robertson A.H.F. ve Dixon J.E., 1995. The Karakaya Complex, NW Turkey: A Palaeo Tethyan Accretionary Complex, *Geology of the Black Sea Region*, 11-23.
- Poller, U., Janak, M., Kohut, M. ve Todt, W., 2000. Early Variscan Magmatism in the Western Carpathians: U–Pb Zircon Data from Granitoids and Orthogneisses of the Tatra Mountains (Slovakia). *International Journal of Earth Science*, 89: 336–49.
- Prime, W.K.B.N. ve Pohl, J., 1994. Geochemistry of Pelitic and Psammopelitic Precambrian Metasediments from Southwestern Sri Lanka: Implications for Two Contrasting Source-Terrain and Tectonic Settings. *Precambrian Research*, 66: 223-244.
- Rast, N., 1956. The Origin and Significance of Boudinage and Pinch-and-Swell Structures. *Journal of Structural Geology*, 93: 401-408.
- Rawling, T.J. ve Lister, G.S., 2002. Large-scale Structure of the Eclogite-blueschist Belt of New Caledonia. *Journal of Structural Geology*, 24: 1239-1258.
- Robertson A.H.F. ve Dixon J.E., 1984. Introduction: Aspects of the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. In: *Robertson, A.H.F., ve Dixon, J.E. (eds)*, Geol. Soc. Spec. Publ., 17: 1-74.
- Rollinson, H. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Geochemistry Series, Harlow, England, 352 p.
- Rojay B. ve Altın D., 1998. Middle Jurassic-Lower Cretaceous Biostratigraphy in the Central Pontide(Turkey): Remarks on the Paleogeography and Tectonic Evolution. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 104: 167-180.
- Roper, P.J., 1972. Structural Significance “button” or “fish scale” texture in The Phyllonitic Schist of the Brevard Zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 853-860.
- Roser, B.P., ve Korsch, R.J., 1986. Determination of Tectonic Setting of Sandstone-Mudstone Suites Using SiO₂ Content and K₂O/Na₂O Ratio. *Journal of Geology*, 94: 635–650.

- Rowland, S.M., Duebendorfer, E.M. ve Schiefelbein, I.M., 2007. *Structural Analysis and Synthesis: A Laboratory Course in Structural Geology*. Blackwell Publishing, 297 p.
- Saltzer, S.D. ve Hodges, K.V., 1988. The Middle Mountain Shear Zone, Southern Idaho: Kinematic Analysis of an Early Tertiary High-Temperature Detachment. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 100: 96-103.
- Sartini-Rideout, C., Gilotti, J.A. ve McClelland, W.C., 2006. Geology and Timing of Dextral Strike-slip Shear Zones in Danmarkshavn, North-East Greenland Caledonides. *Geological Magazine*, 143 (4): 431-446.
- Saunders, A.D. ve Tarney, J. 1979. The Geochemistry of Basalts from a Back-arc Spreading Center in the Scotia Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43: 55–72.
- Schuling R.D., 1959. Über Eine Praherzynische Faltungsphase im Kazdağ Kristallin, *MTA Ens., Bül.*, 53: 89-93.
- Seyitoğlu G. ve Scott B.C., 1996. The Cause of N-S Extensional Tectonics in Western Turkey: Tectonic Escape vs Back-arc Spreading vs Orogenic Collapse. *Journal of Geodynamics*, 22: 145-53.
- Schulmann, K., Kröner, A., Hegner, E., Wendt, I., Konopasek, J., Lexa, O. ve Stipska, P., 2005. Chronological Constraints on the Pre-orogenic History, Burial and Exhumation of Deep-seated Rocks Along the Eastern Margin of the Variscan Orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. *American Journal of Science*, 305: 407–48.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V Plots and the Petrogenesis of Modern and Ophiolitic Lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 101-118.
- Sircombe K.N., 2004, AgeDisplay: an Excel workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computers & Geosciences*, 30, 21-31.
- Siyako M., Bürkan K.A. ve Okay A.İ., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları, *Türk. Petr. Jeolog. Der. Bül.*, 1(3): 183-200.
- Sun, S. S. ve McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication*, 42: 313–345.
- Sunal G., Satır M., Natal'in B.A. ve Toraman E., 2006. Paleozoic Magmatic Events in the Strandja Masif. *Geodinamica Acta*, 19 (5): 283-300.

- Sunal, G., Satır, M., Natal'in, B.A. ve Toraman, E., 2008. Paleotectonic Position of the Strandja Massif and Surrounding Continental Blocks Based on Zircon Pb-Pb Age Studies. *International geology review*, 50: 519-545.
- Sümengen M. ve Terlemez İ., 1991. Güneybatı Trakya Yöresi Eosen Çökellerinin Stratigrafisi, *MTA Dergisi*, 113: 17-30.
- Stacey J. S., ve Kramers J. D., 1975, Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-stage Model: *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221.
- Stampfli G. M., 2000. Tethyan Oceans. In: *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding Area* (Ed J.D.A. Piper), Geological Society, London, Special Publications, 173: 1-23.
- Şengör A.M.C., 1982. Ege'nin Neotektonik Evrimini Yöneten Etkenler. *Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli*, Ed. Erol O. ve Oygür V., Türkiye Jeoloji Kurumu, Ankara, 59-72.
- Şengör A.M.C., 1987. Cross-faults and Differential Stretching of Hanging Wall in Regions of Low Angle Normal Faulting: Examples from Western Turkey. In: *Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), Continental Extensional Tectonics*, Geol. Soc. London Spec. Publ., 28: 575-589.
- Şengör A.M.C. ve Yılmaz Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75: 181-241.
- Şengör A.M.C., Görür N. ve Şaroğlu F., 1985. Strike – slip Deformation Basin Formation and Sedimentation: Strike – slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as A Case Study. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 37: 227-264.
- Şengör A.M.C., Satır M. ve 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 Kuşçayırı Çevresinde Yer alan Metamorfik Birimlerin Jeolojisi ve Petrografisi. Yüksek Lisans Tezi. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Şengün F. ve Çalık A., 2007. Çamlıca Metamorfitlelerinin (Biga Yarımadası, KB Türkiye) Metamorfizma Özellikleri ve Korelasyonu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 50: 1-16.
- Şengün F., Yiğitbaş E. ve Tunç İ.O., 2009. Çamlıca Metamorfitlerinde Yer alan Yüksek-Basınç Metabazit Diliminin (Eklojit/Mavişist) Petrografisi, Tektonik Ortamı ve

- Rodop Masifi ile İlişkisi, Biga Yarımadası, Kuzeybatı Anadolu. 62. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, MTA, Ankara, Abstract book I: 18-19.
- Şengün F., Yiğitbaş E. ve Tunç İ.O., 2010. Geology and Tectonic Emplacement of Eclogite and Blueschist, Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, doi: 10.3906/yer-0912-75.
- Şentürk K. ve Okay A.I., 1984. Blueschists Discovered East of Saros Bay in Thrace, *MTA Ens. Bül.*, 97/98: 68-72.
- Şentürk K. Ünlü T., 2009. Kazdağ Masifi (Balıkesir) Metaofiyolitinin Jeolojisi ve Titan İçeriği Açısından Değerlendirilmesi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 33 (2), 75-115.
- Tait, J.A., Bachtadse, V., Franke, W. ve Soffel, H.C., 1997. Geodynamic Evolution of the European Variscan Foldbelt: Palaeomagnetic and Geological Constraints. *Geologische Rundschau*, 86: 585–98.
- Taylor, S.R. ve McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific, Oxford, 312p.
- Taymaz T., Jackson J.A. ve McKenzie D., 1991. Active Tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106: 433-490.
- Tekeli O., 1981. Subduction Complex of pre-Jurassic Age, Northern Anatolia, Turkey. *Geology*, 9: 68-72.
- Topuz G., Altherr R., Satır M. ve Schwarz W. H., 2004. Low-grade Metamorphic Rocks from the Pulur Complex, NE Turkey: Implications for the pre-Liassic Evolution of the Eastern Pontides. *International Journal Earth Sciences*, 93: 72-91.
- Topuz G., Altherr R., Schwarz W. H., Dokuz A. ve Meyer H., 2007. Variscan Amphibolite-facies Rocks from the Kurtoğlu Metamorphic Complex (Gümüşhane Area, Eastern Pontides, Turkey). *International Journal Earth Sciences*, 96: 861-873.
- Topuz G., Okay A.I., Altherr R., Satır M. ve Schwarz H., 2008. Late Cretaceous Blueschist Metamorphism in Southern Thrace (Turkey) and Its Geodynamic Implications. *Journal of Metamorphic Geology*, 26: 895-913.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W. H., Zack, T., Hasözbeke, A., Barth, B., Satır, M. ve Şen, C., 2010. Carboniferous High-potassium I-type Granitoid Magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüşhane Pluton (NE Turkey). *Lithos*, 116: 92–110.

- Tunç, İ.O., 2008. Bayramiç (Çanakkale) Güneyindeki Kazdağ Masifi Kayalarının Jeolojisi. Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Turner, F. G. ve Verhoogen, J., 1960. *Igneous and Metamorphic Petrology*. McGraw-Hill Publishing Company, New York, 694 p.
- Uemura, T., 1965. Tectonic Analysis of the Boudin Structure in the Muro Group, Ku Peninsula, Southwest Japan. *Journal of Earth Sciences*, 13: 99-114.
- Ustaömer P.A. ve Rogers G., 1999. The Bolu Massif: remnant of a pre-Early Ordovician Active Margin in the West Pontides, Northern Turkey. *Geological Magazine*, 136 (5): 579-592.
- Ustaömer P.A., Mundil R. ve Renne P. R., 2005. U/Pb ve Pb/Pb Zirkon Ages for Arc-related Intrusion of the Bolu Massif (W Pontids, NW Turkey): Evidence for Late Precambrian (Cadomian) Age. *Terra Nova*, 17: 215-223.
- Velichkova, S.H., Handler, R., Neubauer, F. ve Ivanov, Z., 2004. Variscan to Alpine Tectonothermal Evolution of the Central Srednogorie Unit, Bulgaria: Constraints from Ar-40/Ar-39 Analysis. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 84: 133–51.
- Walcott C. R., 1998. The Alpine Evolution of Thessaly (NW Greece) and Late Tertiary Aegean Kinematics, Doktora Tezi, Geologica Ultraiectina, Universiteit Utrecht, Utrecht.
- Walcott C. R. ve White S. H. 1998. Constraints on the Kinematics of Post-orogenic Extension Imposed by Stretching Lineations in the Aegean Region. *Tectonophysics*, 298: 155–75.
- Warr, L. N., 2002. The Variscan Orogeny: the Welding of Pangea. In: Woodcock, N. Ve Strachan, R. (eds) *Geological History of Britain and Ireland*. Blackwell, Oxford, 271–294.
- Wawrzenitz N. ve Krohe A., 1998. Exhumation and Doming of the Thasos Metamorphic Core Complex (S Rhodope, Greece); Structural and Geochronological Constraints. *Tectonophysics*, 285: 301-32.
- Wawrzenitz, N. ve Mposkos, E., 1997. First Evidence for Lower Cretaceous HP/HT Metamorphism in the Eastern Rhodope, North Aegean Region, North-east Greece. *European Journal of Mineralogy*, 9: 659-664.

- White, S.H., 1979. Large Strain Deformation: Report on a Tectonic Studies Group Discussion Meeting Held at Imperial College, London; Introduction. *Journal of Structural Geology*, 4: 333-339.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis – A Global Tectonic Approach*. Chapman & Hall, London, 466 p.
- Wilson, M., 1993. Geochemical Signatures of Oceanic and Continental Basalts a Key to Mantle Dynamics? *Journal Geol. Soc. London*, 150: 977-990.
- Winchester, J. ve Floyd, P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20: 325–343.
- Wood, D.A., 1980. The Application of a Th–Hf–Ta Diagram to Problems of Tectonomagmatic Classification and to Establishing the Nature of Crustal Contamination of Basaltic Lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11–30.
- Vernon, R.V., 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, UK, 579 p.
- Von Raumer, J. F., Stampfli, G. ve Bussy, F., 2003. Gondwana-derived Microcontinents — the Constituents of the Variscan and Alpine Collisional Orogens. *Tectonophysics*, 365: 7-22.
- Yaltırak C., 2003. Edremit Körfezi ve Kuzeyinin Jeodinamik Evrimi. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü.
- Yaltırak C. ve Okay A.İ., 2004. Edremit Körfezi Kuzeyinde Paleotetis Birimlerinin Jeolojisi. *İTÜ Dergisi*, 3 (1): 67-79.
- Yıkılmaz M. B., Okay İ. A. ve Özkar L., 2002. Biga Yarımadasında Pelajik bir Paleosen İstifi. *MTA Derg.*, 123-124: 21-26.
- 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, 259: 159-189.
- Yılmaz Y. ve Karacık Z., 2001. Geology of the Northern Side of the Gulf of Edremit and Its Tectonic Significance for the Development of the Aegean Grabens, in., *Neotectonics of Turkey, Geodinamica Acta*, 14: 31-43.
- Yılmaz Y. ve Tüysüz O., 1984. Kastomonu-Boyabat-Vezirköprü-Tosya arasındaki bölgenin jeolojisi (Ilgaz-Kargı masiflerinin etüdü), Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Rapor no: 275, s: 275.

- Yılmaz Y., Genç Ş.C. Karacık Z. ve Altunkaynak Ş., 2001. Two Contrasting Magmatic Associations of NW Anatolia and Their Tectonic Significance. *Journal of Geodynamics*, 31: 243-271.
- Yılmaz, Y., Genç, S.C., Yigitbaş, E., Bozcu, M. ve Yılmaz, K., 1995. Geological evolution of the late Mesozoic continental margin, Northwestern Anatolia. *Tectonophysics*, 243, 155-171.
- Yılmaz Y., Tüysüz O., Yiğitbaş E., Genç Ş.C. ve Şengör A.M.C., 1997. Geology and tectonics of the Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. AAPG Memoir, 68: 183-226.
- Yiğitbaş, E., Yılmaz, Y. ve Şengör, A.M.C. 1995. Transcurrent plate boundary along the Rhodop - Pontide fragment: Northwestern Turkey; TERRA Abstracts, v.7, 9-13 April 1995, EUG 8, Strasbourg, p. 176.
- Yiğitbaş E., Elmas A. ve Yılmaz Y., 1999. Pre-Cenezoic Tectono-Stratigraphic Components of the Western Pontides and Their Geological Evolution. *Geological Journal*, 34: 55-74.
- Yiğitbaş E., Kerrich R., Yılmaz Y., Elmas A. ve Xie Q., 2004. Characteristics and Geochemistry of Precambrian Ophiolites and Related Volcanics from the İstanbul-Zonguldak Unit, Northwestern Anatolia: Following the Missing Chain of the Precambrian South European Suture Zone to the East. *Precambrian Research*, 132: 179-206.
- Zanchi A. ve Angelier J., 1993. Seismotectonics of Western Anatolia: Regional Stress Orientation from Geophysics and Geological Data, *Tectonophysics*, 222: 259-274.

Çizelge 1.6.1. Biga Yarımadası'nda yüzlek veren metamorfik kayalardan elde edilen jeokronolojik veriler.....	24
Çizelge 1.6.2. Biga Yarımadası'nda yer alan granitlerin jeokronolojik verileri	27
Çizelge 4.1.1. Kazdağ Grubu metamorfik kayalarının karakteristik özellikleri ile ilgili veriler.....	89
Çizelge 4.2.1. Çalışma alanında gözlenen muskovit - kuvars şistlere ait tipik örneklerin genel mineral bileşimleri ve ortalama yüzde değerleri	110
Çizelge 4.2.2. Klorit–muskovit-kuvars şistlere ait tipik örneklerin mineral bileşimi ve ortalama yüzde değerleri	111
Çizelge 4.2.3. Albit-epidot-klorit şistlere ait tipik örneklerin mineral bileşim ve ortalama yüzde değerleri	112
Çizelge 4.2.4. Granat-mika şistlere ait tipik örneklerin mineral bileşim ve ortalama yüzde değerleri	115
Çizelge 4.2.5. İlerleyen metamorfizma koşullarına Kemer metamorfitlerinde gelişen mineral değişimleri ve Barrow tipi mineral zonları	121
Çizelge 4.2.6. Dedetepe formasyonuna ait kaya birimlerinin mineral bileşimleri...	123
Çizelge 4.2.7. Salihler formasyonuna ait kaya birimlerinin mineral bileşimleri	133
Çizelge 4.2.8. İlerleyen metamorfizma koşullarında Çamlıca Grubu'nda gelişen mineral değişimleri ve Barrow tipi mineral zonları	137
Çizelge 4.2.9. Çamköy formasyonuna ait metabazit örneklerinin genel mineral bileşimi ve ortalama yüzde değerleri	139
Çizelge 4.2.10. Çamlıca Grubu içerisindeki YB metabazit dilimine ait kaya birimlerinin genel mineral bileşimleri	145
Çizelge 4.2.11. Çetmi Grubu içerisinde bulunan YB metabazit kayalarının mineral bileşimi.....	153
Çizelge 4.2.12. Örenli metamorfitlerinin genel mineral bileşimleri	161
Çizelge 4.2.13. Fındıklı formasyonuna ait kaya birimlerinde gelişen genel mineral topluluğu	164
Çizelge 4.2.14. Tozlu formasyonuna ait kaya birimlerinde gelişen genel mineral topluluğu	174

Çizelge 4.2.15.Sarıköz mermeri içerisinde bulunan gnays ve mermerlerin genel mineral bileşimleri	177
Çizelge 4.2.16. Sütüven formasyonuna ait kaya birimlerinde gelişen mineral topluluğu	179
Çizelge 4.2.17. İlerleyen metamorfizma koşullarına Kazdağ Grubu'nda gelişen mineral değişimleri ve Barrow tipi mineral zonları	190
Çizelge 4.3.1. Metapelitik kayalardan elde edilen ana ve iz element verileri	194
Çizelge 4.3.2. Metapelit örneklerinin ICP-MS ile belirlenen nadir toprak element (REE) değerleri.....	198
Çizelge 4.3.3. Metavolkanik kayalardan ICP-MS ile elde edilen ana ve iz element verileri.....	202
Çizelge 4.3.4. Metavolkanik kayaların ICP-MS ile belirlenen nadir toprak element (REE) değerleri.....	206
Çizelge 4.3.5. Çamlıca Grubu ve Çetmi Grubu içerisinde bulunan YB metamorfik kayaların majör ve iz elementi analizleri. Kısaltmalar: ek/mvş= eklojit/mavişist, amf= amfibolit, kuv-mk şist= kuvars-mika şist, gr-mk şist= granat-mika şist.....	213
Çizelge 4.3.6. Çamlıca Grubu ve Çetmi Grubu içerisinde bulunan YB metamorfik kayaların nadir toprak elementi analizleri. Kısaltmalar: ek/mvş= eklojit/mavişist, amf= amfibolit, kuv-mk şist= kuvars-mika şist, gr-mk şist= granat-mika şist.....	216
Çizelge 4.3.7. Tozlu formasyonundan alınan örneklerin ana ve iz element değerleri..	219
Çizelge 4.3.8. Tozlu formasyonundan alınan örneklerin nadir toprak (REE) element değerleri.....	221
Çizelge 4.4.1. Biga Yarımadası'nda yüzlek veren granit ve metamorfik kayalardan elde edilen yaşlar.....	224,225
Çizelge 4.4.2. Metavolkanik kayalardan elde edilen zirkonların LA ICPMS ile saptanan U-Pb verileri ve hesaplanan yaşlar.....	231
Çizelge 4.4.3. 09-92 nolu eklojit örneğinden elde edilen zirkonların LA ICPMS ile saptanan U-Pb verileri ve hesaplanan yaşlar.....	236

Şekil 1.1.1. Alp - Himalaya orojenik kuşağı içindeki Türkiye'nin yeri (Şengör, 1987'den alınmıştır). A - T: Anatolid - Toridler, P: Pontidler.	1
Şekil 1.1.2. Türkiye'nin ana tektonik kuşaklarını, suture-kenet sınırlarını gösteren tektonik harita. İA: İzmir-Ankara Kenedi, KAFS: Kuzey Anadolu Fay Sistemi, DAFS: Doğu Anadolu Fay Sistemi, EF: Ecemiş Fayı (Okay, 1986; Okay ve Tüysüz, 1999'den düzenlenmiştir).	2
Şekil 1.1.3. Kuzey Ege'de yer alan Biga Yarımadası'nın yerini gösteren tektonik harita (Okay ve Satır, 2000a; Bozkurt ve Mittwede, 2001'den değiştirilmiştir).	3
Şekil 1.2.1. Biga Yarımadası'nda yüzlek veren metamorfik kayaları ve çalışma alanlarını gösteren genelleştirilmiş jeoloji haritası (Siyako ve ark., 1989'dan düzenlenmiştir).	4
Şekil 1.5.1. Batı ve Kuzeybatı Anadolu'da yayılım sunan farklı metamorfik temellerin dağılımını gösteren tektonik harita (Okay ve ark., 2006'dan değiştirilmiştir).	9
Şekil 1.5.2. Pontidler'de yer alan kıtasal parçaların genelleştirilmiş jeolojik ilişkisini gösteren kronostratigrafik kesit (Okay ve ark., 2006'dan alınmıştır).	12
Şekil 1.5.3. Kazdağ Masifi ve çevre birimlerin ilişkisini gösteren genelleştirilmiş kaya istifini (Okay ve Satır, 2000b'dan alınmıştır).	13
Şekil 1.5.4. Kazdağ Metamorfik Kayaları (KMK)'nin genelleştirilmiş kaya istifini (Duru ve ark., 2004).	14
Şekil 1.5.5. Çamlıca metamorfiklerinin genelleştirilmiş kaya istifini (Şengün ve Çalık, 2007).	15
Şekil 1.6.1. Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş jeoloji haritası (Okay ve Satır, 2000a dan değiştirilmiştir; eklojit/mavişistlerin izotopik yaşları Lips, 1998; Okay ve Satır, 2000a, b; Topuz ve ark., 2008 dan alınmıştır).	19
Şekil 1.6.2. Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş tektono-stratigrafik sütun kesiti (Siyako ve ark., 1989; Okay ve ark., 1990; Duru ve ark., 2004; Şengün ve Çalık, 2007'den sadeleştirilmiştir).	21
Şekil 3.1.1. Biga Yarımadası'nda yüzlek veren Alpin öncesi metamorfik yüzlekler ve aktif faylar (Okay ve Satır 2000b'den değiştirilmiştir).	46

Şekil 4.1.1. Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş jeoloji haritasında Kemer metamorfitlelerinin yeri (Okay ve Satır, 2000a).	50
Şekil 4.1.2. Karabiga batısında yüzlek veren Kemer metamorfitlelerinin ayrıntılı jeoloji haritası.	52
Şekil 4.1.3. Lapseki güneydoğusunda yüzlek veren Kemer metamorfitlelerinin ayrıntılı jeoloji haritası.	53
Şekil 4.1.4. Arazide grimsi siyah renkli, belirgin foliasyonlu muskovit-kuvars şistlerin genel görünümü (75457-06084, çekicinin boyu 33 cm dir).	54
Şekil 4.1.5. Arazide yeşilimsi beyaz renkli ve iyi foliasyonlu olarak gözlenen klorit şistlerin genel görünümünü gösteren fotoğraf (75984-06810, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).	54
Şekil 4.1.6. Klorit şistlerin içerisinde gözlenen küçük ölçekli senklinal. Bu tür şistlerde yaygın olarak kuvars budinleri gözlenmektedir (75455-06328, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).	55
Şekil 4.1.7. Gri, kahverenkli, belirgin foliasyonlu ve ince-orta taneli olarak gözlenen granat-mika şistlerin arazideki genel görünümü (76182-09166, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).	55
Şekil 4.1.8. Granat-mika şistlerin içerisinde foliasyona paralel olarak gelişmiş ve sıkışma nedeniyle kıvrımlanmış kuvars budinleri (4469867-0405889, fotoğraftaki paranın çapı 2 cm dir).	56
Şekil 4.1.9. a) Kalkşistlerde gözlenen asimetric kıvrımlanma (fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir), b) ikincil olarak gelişmiş kalsit damarları (4477910-0410408, fotoğraftaki paranın çapı 2 cm dir).	57
Şekil 4.1.10. Kemer metamorfitlelerinin genelleştirilmiş sütun kesiti (Ölçeksiz).	58
Şekil 4.1.11. İleri derecede deformasyona uğramış metamorfik temel içerisindeki şist ve mermerler (4467420-0511620, kalemin boyu 13 cm dir).	60
Şekil 4.1.12. Nusretiye köyünün güneyinde yüzlek veren şistler içerisindeki serpantin dilimlerini gösteren kesit.	60
Şekil 4.1.13. Çetmi Grubu ile metamorfik temel arasındaki uyumsuz dokanak ilişkisini gösteren enine jeoloji kesit (Kesit yeri için Şekil 4.1.1'e bakınız).	61
Şekil 4.1.14. Metamorfik temel ile Çetmi Grubu arasındaki dokanak ilişkisi (4467480-0511600).	61
Şekil 4.1.15. Çamlıca Grubu'nun ayrıntılı jeoloji haritası.	63

Şekil 4.1.16. Çamlıca metamorfitlelerinin genelleştirilmiş sütun kesiti (ölçeksiz). ...	64
Şekil 4.1.17. Andıktaş formasyonu içerisinde kahverengi ve yeşilin tonlarında, masif olarak bulunan metalavların araziden genel görünümü. (0459425-4424470, çekicinin boyu 33 cm dir).	65
Şekil 4.1.18. İlksel dokuları korunmuş olan metalavların genel görünümü (0458268-4423220).	65
Şekil 4.1.19. Salihler köyü güneyinde gözlenen Andıktaş formasyonunun Dedetepe formasyonu ile arasındaki uyumlu dokanak ilişkisini gösteren kesit.	66
Şekil 4.1.20. Arazide sarımsı kahve renkli, belirgin foliasyonlu muskovit-kuvars şistlerin genel görünümü (0444658-441225, çekicinin boyu 33 cm dir).	67
Şekil 4.1.21. Arazide siyahımsı gri renkli mermerlerin genel görünümü (0451221-4416775).	68
Şekil 4.1.22. Dedetepe formasyonunun Andıktaş formasyonu ve Salihler formasyonu arasındaki uyumlu dokanak ilişkisini gösteren kesit.	69
Şekil 4.1.23. Denizgören ofiyoliti içerisinde bulunan Dedetepe formasyonuna ait şist dilimleri.	69
Şekil 4.1.24. Çamlıca ve Zerdalilik köyleri arasında gözlenen fillit ve mermer aralanmasından oluşan Salihler formasyonunun Dedetepe formasyonuna ait şistlerle olan uyumlu dokanak ilişkisini gösteren kesit.	71
Şekil 4.1.25. Dedetepe çevresinde bulunan yüksek basınç (YB) metabazit dilimini oluşturan kayaların arazi görünümleri. a) amfibolit, b) eklojit/mavişist, c) kuvars-mika şist, d) talk şist (çekicinin boyu 33 cm dir).	72
Şekil 4.1.26. a) Yüksek basınç metabazit dilimi içerisindeki eklojitin makroskobik olarak görünümü, b) Mavişistlerin araziden görünümü, çubuksu glokofan mineralleri 2-3 cm uzunluğundadır (kalemin boyu 13 cm dir). ..	73
Şekil 4.1.27. Yüksek basınç/düşük sıcaklık metabazit diliminin ayrıntılı jeoloji haritası.	74
Şekil 4.1.28. Yüksek basınç metabazit dilimi ile Çamlıca metamorfitlelerinin Dedetepe formasyonuna ait şist-mermerlerin tektonik dokanak ilişkisini gösteren kesit.	75
Şekil 4.1.29. Yüksek basınç metabazit diliminin düşük dereceli şistlerle olan dokanağında meydana gelen makaslama ve bu makaslama boyunca meydana gelen ezilme, mavişist oluşumlarını gösteren şematik kesit.	75
Şekil 4.1.30. Ezine Grubu'nun ayrıntılı jeoloji haritası.	76

Şekil 4.1.31. Pembe-gri renkli rekristalize kireçtaşlarının yakından görünümü (4436554-0406218, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).	78
Şekil 4.1.32. Karadağ formasyonu ve Çamköy formasyonu arasında gözlenen uyumlu dokanak ilişkisini gösteren kesit.	79
Şekil 4.1.33. a) Çamköy yolu üzerinde sarımsı kahverenkli, iyi foliasyonlu metaşeyllerin araziden görünümü, b) Yeşil renkli, ince taneli, belirgin foliasyonlu metabazitlerin araziden görünümü (4439118-0409876, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).	80
Şekil 4.1.34. Kahverenkli, belirgin foliasyonlu metapelitlerin araziden genel görünümü (4484627-0462355, fotoğraftaki adamın boyu 169 cm dir). ...	81
Şekil 4.1.35. Çalıdağı köyü yolu üzerinde gözlenen metabazit-rekristalize kireçtaşı aralanmasının araziden genel görünümü (Çekicinin boyu 33 cm dir).	82
Şekil 4.1.36. Çetmi Grubu'nun altında tektonik bir dokanakla yer alan Örenli metamorfitlelerinin ayrıntılı jeoloji haritası (Tunç, 2008).	83
Şekil 4.1.37. Örenli metamorfitlelerinin Çalıdağı köyü güneyinde serpantinitle olan dokanağını gösteren kesit (kesit yeri 4.1.36 da gösterilmiştir).	84
Şekil 4.1.38. Örenli metamorfitlelerinin Çetmi Grubu ve Kazdağ Grubu ile olan dokanak ilişkisini gösteren kesit (kesit yeri 4.1.36 da gösterilmiştir).	84
Şekil 4.1.39. Kazdağ Grubu'nun genelleştirilmiş jeoloji haritası (Duru ve ark., 2004'den düzenlenmiştir).	87
Şekil 4.1.40. Kazdağ Grubu'nun genelleştirilmiş sütun kesiti (Duru ve ark., 2004).	88
Şekil 4.1.41. a, b) Gri-beyaz renkli, belirgin foliasyonlu, çört nodüllü mermerlerin araziden genel görünümü (a: 0472935-4382735, kalemin boyu 13 cm dir; b: 0472846-4383572).	90
Şekil 4.1.42. Bej renkli, laminalı, mikritik kireçtaşının araziden görünümünü gösteren fotoğraf (0481264-4384396, paranın çapı 1,5 cm dir).	90
Şekil 4.1.43. Mermerler içerisinde gözlenen kalsit budini (0472591-4384340, fotoğraftaki paranın çapı 2,5 cm dir).	91
Şekil 4.1.44. Mermerle aralanma sunan milonitik dokulu amfibol içeren şistlerin araziden genel görünümü (0479413-4384677, fotoğraftaki paranın çapı 2,5 cm dir).	91
Şekil 4.1.45. Kaba foliasyon ve ince foliasyon gösteren amfibol şistlerin araziden genel görünümü (0473371-4385989, çekicinin boyu 33 cm dir).	92

Şekil 4.1.46. a) Yeşilimsi siyah renkli, kaba foliasyonlu amfibolitlerin arazi görünümü (0493081-4392299, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir), b) amfibolitlerin yakından görünümü (0493721-4391901, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).	93
Şekil 4.1.47. Yeşil renkli, orta kristalli kalk-silikatların yakından görünümü (0473200-4383582, fotoğraftaki paranın çapı 2,5 cm dir).	93
Şekil 4.1.48. Çıplak tepenin güneyinde gözlenen beyaz renkli, iri kristalli mermerler (0486682-4395448, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).	94
Şekil 4.1.49. Fındıklı Formasyonunda gözlenen mermer-şist-amfibolit ar dalanmasını gösteren enine jeolojik kesit.	95
Şekil 4.1.50. Fındıklı Formasyonuna ait mermerler ile Tozlu Formasyonuna ait metaofiyolitik kayalar arasındaki tektonik dokanak ilişkisini gösteren kesit.	95
Şekil 4.1.51. Kazdağ Grubu'nun genelleştirilmiş jeoloji haritası (Duru ve ark., 2004'den düzenlenmiştir).	97
Şekil 4.1.52. a) Siyah renkli, bantlı yapı sunan amfibolitlerin yakından görünümü (0489175-4396280, fotoğraftaki paranın çapı 2,5 cm dir), b) Amfibolitlerde gözlenen izoklinal kıvrımlanma (0488412-4394569, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).	96
Şekil 4.1.53. a) Masif yapı sunan metadünitlerin araziden genel görünümü (0489887-4395807, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir), b) Metadünitlerin çevresinde gelişen amfibolit zonu (0483343-4392738, fotoğraftaki paranın çapı 2,5 cm dir).	96
Şekil 4.1.54. Siyah renkli, bantlı yapı sunan metaperidotitlerin araziden genel görünümü (0488783-4394834, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).	98
Şekil 4.1.55. a) Tozlu formasyonu ile Babadağ mermeri arasındaki tektonik dokanak ilişkisini gösteren fotoğraf (0482315-4388117), b) iki formasyon arasındaki tektonik ilişkiyi gösteren kesit.	99
Şekil 4.1.56. a) Sütüven Formasyonuna ait granitik gnayslar ile Tozlu Formasyonuna ait serpantin, metadünitlerle olan tektonik dokanak ilişkisi (0483785-4394078, fotoğraftaki adamın boyu 170 cm dir), b) İki formasyon arasındaki dokanak ilişkisini gösteren kesit.	100
Şekil 4.1.57. Sarıkız mermeri içerisinde bulunan şist düzeyi (0389095-4393855). .	101

Şekil 4.1.58. Sarımsı beyaz renkli, ince-orta taneli ve belirgin foliasyonlu Sarıkız mermerinin araziden genel görünümü (0491627-4394580, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).	101
Şekil 4.1.59. Sarıkız mermeri ile Tozlu Formasyonu arasındaki dokanak ilişkisini gösteren fotoğraf (0489120-4393818).	102
Şekil 4.1.60. Sarımsı kahve renkli, belirgin foliasyonlu granitik gnaysların arazide yakından görünümü (0483489-4392217, çekicinin boyu 33 cm dir).	103
Şekil 4.1.61. Kapıdağ tepede yüzlek veren gri renkli, ince taneli migmatitlerin genel görünümü (0493081-4392634, kalemin boyu 13 cm dir).	104
Şekil 4.1.62. Kapıdağ tepede yüzlek veren migmatitler içerisinde gözlenen deformasyon nedeniyle gelişmiş feldspat budinleri (0493130-4392670). .	104
Şekil 4.1.63. Sütüven Formasyonu ile Sarıkız mermeri arasındaki dokanak ilişkisini gösteren kesit.	105
Şekil 4.1.64. Ahlatoba köyü yolu üzerinde yüzlek veren morumsu yeşil renkli serpantinitle araziden genel görünümü (0442433-4410550, fotoğraftaki çekicinin boyu 3 cm dir).	106
Şekil 4.1.65. a) Mersinçeşme köyünün güneyinde fillitler üzerine, b) Çamlıca köyünün güneybatısında şistler üzerine tektonik olarak gelen serpantinitle konumunu gösteren kesit.	107
Şekil 4.1.66. Serpantinitle şistlerle olan dokanağında tektonizmadan dolayı meydana gelen şiddetli ezilme nedeniyle yapraklanma kazanan serpantinitle (0456711-4429379, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir). ..	107
Şekil 4.2.1. Biga Yarımadası'nın metamorfik temellerini gösteren genelleştirilmiş jeoloji haritası (Okay ve Satır, 2000b'den değiştirilmiştir).	109
Şekil 4.2.2. Muskovit-kuvars şistlerde gözlenen lepidoblastik doku. Muskovit mineralleri şistozite yönünde dizilmişlerdir (mus: muskovit, kuv: kuvars; çift nikol).	110
Şekil 4.2.3. Klorit-muskovit-kuvars şistlerde klorit ve muskovit minerallerinden kaynaklanan lepidoblastik doku (kl: klorit, mus: muskovit; çift nikol). ...	112
Şekil 4.2.4. a, b) Albit-epidot-klorit şistlerde gözlenen sin-tektonik albit porfiroblastları (ab: albit, mus: muskovit, kuv: kuvars; çift nikol).	113,114
Şekil 4.2.5. Albit ve muskovit minerallerinden kaynaklanan porfiroblastik ve lepidoblastik doku. Muskovit minerallerinin çoğu klorite dönüşmüştür (kl: klorit, ab: albit, mus: muskovit; çift nikol).	114

Şekil 4.2.6. a, b) Granat-mika şistlerde gözlenen porfiroblastik ve lepidoblastik doku (gr: granat, mus: muskovit, bio: biotit, kuv: kuvars; a: çift nikol, b: tek nikol).	116
Şekil 4.2.7. a, b) Metabazitlerin genel mineral bileşimini gösteren mikroskop görüntüleri (kuv: kuvars, ab: albit, ep: epidot, akt: aktinolit, sf: sfen; a: çift nikol, b: tek nikol).	117
Şekil 4.2.8. a) Mermerlerin mikroskop altında genel görünümü ve eş boyutlu kalsit minerallerinden kaynaklanan granoblastik doku, b) Kalkşistlerde mika minerallerinin yönlenmesinden kaynaklanan lepidoblastik doku (kuv: kuvars, kal: kalsit, mus: muskovit, çift nikol).	118,119
Şekil 4.2.9. Andıktaş formasyonuna ait metalavların mikroskop altında genel görünümü (kuv: kuvars, ab: albit, ep: epidot; çift nikol).	122
Şekil 4.2.10. Muskovit-kuvars şistlerin mikroskop altında genel görünümü. Kayaçta muskovit ve klorit minerallerinden kaynaklanan lepidoblastik doku gözlenmektedir (kuv: kuvars, mus: muskovit, kl: klorit, kal: kalsit; çift nikol).	124
Şekil 4.2.11. Granat-mika şistlerde değişken çekirdekleşme ve büyüme hızları nedeniyle gelişen çok sayıda ufak granat kristalleri (gr: granat, mus: muskovit, kl: klorit; tek nikol).	125
Şekil 4.2.12. a, b) Kuvars taneleri boyunca büyüyen granat porfiroblastları ve iskelet yapısı (kuv: kuvars, mus: muskovit, gr: granat; a: çift nikol).	126
Şekil 4.2.13. Granat-mika şistlerde geri dönüşüm reaksiyonları sonucu gelişen granattan dönüşmüş kloritler (gr: granat, kl: klorit, sf: sfen; tek nikol). ...	127
Şekil 4.2.14. a) Granat-mika şistlerde muskovit ve klorit minerallerinden kaynaklanan lepidoblastik doku, b) granat-mika şistlerde granat porfiroblastlarından kaynaklanan porfiroblastik doku (gr: granat, mus: muskovit, kl: klorit; a, b: çift nikol).	128
Şekil 4.2.15. Granat-klorit-epidot şistlerin mikroskop altında genel görünümü (gr: granat, kl: klorit, zoi: zoisit; çift nikol).	129
Şekil 4.2.16. a) Albit-klorit-epidot şistlerde gözlenen sin-tektonik epidot mineralleri, b) deformasyon sonrası gelişmiş albit mineralleri (ab: albit, ep: epidot, zoi: zoisit, kl: klorit; çift nikol).	130

Şekil 4.2.17. a) Mika ve epidot minerallerinin yönlenmelerinden kaynaklanan lepidoblastik doku, b) albit porfiroblastlarından kaynaklanan porfiroblastik doku (ab: albit, ep: epidot, zoi: zoisit, kl: klorit; çift nikol).	131
Şekil 4.2.18. a) Mermerlerde eş boyutlu kalsit minerallerinden kaynaklanan granoblastik doku, b) Kalkışistlerde kalsit ve muskovit minerallerinin yönlenmelerinden kaynaklanan lepidoblastik doku (kuv: kuvars, kal: kalsit, mus: muskovit; a, b: çift nikol).	131,133
Şekil 4.2.19. Klorit fillitlerde muskovit ve klorit minerallerinin yönlenmelerinden kaynaklanan lepidoblastik doku (mus: muskovit, kl: klorit; çift nikol).	134
Şekil 4.2.20. Mermerlerde eş boyutlu kalsit minerallerinden kaynaklanan granoblastik doku. Deformasyona uğramış kalsitlerde deformasyon ikizi gözlenmektedir (kal: kalsit; çift nikol).	135
Şekil 4.2.21. Gri renkli rekristalize kireçtaşlarının mikroskop altında genel görünümü (kal: kalsit, mus: muskovit; çift nikol).	138
Şekil 4.2.22. a) Metabazitlerde aktinolit ve klorit minerallerinden kaynaklanan lepidoblastik doku, b) Metabazitlerde yaygın olarak gözlenen stipnomelan mineralleri (akt: aktinolit, stp: stipnomelan, ep: epidot, kl: klorit; a: çift nikol, b: tek nikol).	139,140
Şekil 4.2.23. Serpantinitlerde gelişen elek dokusu (kri: krizotil, ant: antigorit; çift nikol).	142
Şekil 4.2.24. a, b) Amfibolitlerin mikroskop altında genel görünümü ve nematoblastik doku (hb: hornblend, klizoi: klinozoisit, kl: klorit; a: çift nikol, b: tek nikol).	142
Şekil 4.2.25. Kuvars-mika şistlerin mikroskop altında genel görünümü (kuv: kuvars, mus: muskovit, pie: piemontit; çift nikol).	146
Şekil 4.2.26. Amfibolitlerde fengit ve epidot minerallerinden kaynaklanan nematoblastik doku (gr: granat, fen: fengit, hb: hornblend, tre/akt: tremolit/aktinolit; a: çift nikol, b: tek nikol).	147
Şekil 4.2.27. Eklojitlerde gözlenen granat porfiroblastları (kuv: kuvars, gln: glokofan, omp: omfasit, ep: epidot, tre/akt: tremolit/aktinolit, rt: rutil).	148
Şekil 4.2.28. a, b) Eklojitlerin genel mineral bileşimlerini içeren mikroskop altındaki görünümü (gr: granat, ep: epidot, omp: omfasit, gln: glokofan, tre(akt: tremolit/aktinolit; a, b: çift nikol).	148,149

Şekil 4.2.29. a) Geç evre makaslama zonları oyunca oluşmuş eklojit/mavişist bölgeleri, b) glokofanca zengin mavişist düzeyleri, c) eklojit seviyeleri, d) eklojit ile mavişist arasındaki geçiş seviyesi (gr: granat, omp: omfasit, gln: glokofan, tre/akt: tremolit/aktinolit; b, c, d: tek nikol).	149
Şekil 4.2.30. a) Eklojit içerisindeki glokofan etrafında gelişen tremolit/aktinolit koronası, b) yeşilşist fasiyesi metamorfizması üzerlemesini gösteren mikroskop görüntüsü. Omfasitlerin tamamı Ca amfibole dönüşmüştür (gr: granat, gln: glokofan, ep: epidot, tre/akt: tremolit/aktinolit, kl: klorit; a: çift nikol, b: tek nikol).	150,151
Şekil 4.2.31. Yeşilşist fasiyesi metamorfizmasını gösteren rutil minerallerinin etrafında gelişen sfen halkası (gln: glokofan, ep: epidot, rt: rutil, sf: sfen; tek nikol).	151
Şekil 4.2.32. Tremolit/aktinolit şistlerin mikroskop altında genel görünüşleri (tre/akt: tremolit/aktinolit, kl: klorit; çift nikol).	152
Şekil 4.2.33. Kartopu yapısı gösteren sin-tektonik granat porfiroblastı (kuv: kuvars, gr: granat; çift nikol).	154
Şekil 4.2.34. Kuvars kristalleri arasında gelişen yeniden kristallenme (kuv: kuvars; çift nikol).	154
Şekil 4.2.35. Granat-mika şistlerde gelişen S/C' yapıları. Belirgin makaslama zonlarından oluşan C' düzlemleri toplam makaslama düzlemine paralel gelişmiştir (kuv: kuvars, fen: fengit; çift nikol).	155
Şekil 4.2.36. a, b) Granat-mika şistlerde gözlenen lepidoblastik ve granat porfiroblastlarından kaynaklanan porfiroblastik doku (fen: fengit, gr: granat, bio: biotit; a: çift nikol, b: tek nikol).	155,156
Şekil 4.2.37. a, b) Eklojitlerin mikroskop altında genel görünümü. Granat mineralleri kenarlarından itibaren klorite dönüşmüşlerdir (gr: granat, omp: omfasit, gln: glokofan, ep: epidot, a: çift nikol, b: tek nikol).	157
Şekil 4.2.38. a,b) Mavişistlerin mikroskop altında genel görünüşleri (gr: granat, gln: glokofan, ep: epidot, fen: fengit; a: çift nikol, b: tek nikol).	158
Şekil 4.2.39. Ana metamorfik fasiyeslerinin yaklaşık sıcaklıklarını gösteren P-T diyagramında YB metabazik kayalarının duraylılık alanları (Philpotts ve Ague, 2009'dan düzenlenmiştir).	159
Şekil 4.2.40. Metabazitlerin mikroskop altında genel görünümü (bio: biotit, plj: plajioklas, kl: klorit; çift nikol).	162

Şekil 4.2.41. Kuvars-mika şistlerde mika minerallerinin yönlenmesinden kaynaklanan lepidoblastik doku (kuv: kuvars, bio: biotit; çift nikol).	163
Şekil 4.2.42. Mermerlerde gözlenen granoblastik doku (kal: kalsit; çift nikol).	163
Şekil 4.2.43. a, b) Gnayslarda gözlenen domino tipli asimetrik ortoklas budinleri, sağ yanal hareket ve ortoklas içerisinde sentetik faylar görülmektedir (ort: ortoklas, kuv: kuvars, bio: biotit; a, b: çift nikol).	165,166
Şekil 4.2.44. Kuvars içerisinde meydana gelen dinamik rekristalizasyonun tipik dokusu (ort: ortoklas, kuv: kuvars, bio: biotit; çift nikol).	166
Şekil 4.2.45. a) Gnayslarda gözlenen lepidoblastik doku, hornblend mineralleri şistozite boyunca dizilmişlerdir. b) porfiroblastik doku (hb: hornblend, kuv: kuvars, bio: biotit; a: tek nikol, b: çift nikol).	168
Şekil 4.2.46. a) Ortoklas taneleri içerisinde gelişen yeniden kristalleşme, b) kuvars tanelerinin yeniden şekillenmesi (kuv: kuvars, ort: ortoklas).	169
Şekil 4.2.47. a) Kuvars-mika şistlerde gözlenen lepidoblastik doku, b) kuvars minerallerinin oluşturduğu granoblastik doku (kuv: kuvars, bio: biotit; a, b: çift nikol).	170
Şekil 4.2.48. Granat-mika şistlerde gözlenen porfiroblastik doku (ort: ortoklas, gr: granat, bio: biotit; a: çift nikol, b: tek nikol).	171
Şekil 4.2.49. Stavrolit şistlerin mikroskop altında genel görünümü (ort: ortoklas, mus: muskovit, st: stavrolit; çift nikol).	172
Şekil 4.2.50. Mermerlerin mikroskop altında genel görünümü (kal: kalsit, çift nikol).	173
Şekil 4.2.52. Babadağ mermerinde gözlenen kinkband yapıları ve granoblastik doku (kal: kalsit, çift nikol).	173
Şekil 4.2.52.a, b) Metadünitlerin mikroskop altında genel görünümü (ol: olivin, prk: piroksen, kri: krizotil; a: çift nikol, b: tek nikol).	174,175
Şekil 4.2.53. Serpantinitlerde gözlenen elek dokusu (ant: antigorit, kri: krizotil; çift nikol).	175
Şekil 4.2.54. a, b) Amfibolitlerde gözlenen nematoblastik doku (hb: hornblend, kuv: kuvars; a: çift nikol, b: tek nikol).	176
Şekil 4.2.55. a) Şistlerde gözlenen porfiroblastik doku, b) mermerlerde gözlenen granoblastik doku (gr: granat, bio: biotit, ep: epidot, kal: kalsit; a: tek nikol, b: çift nikol).	178

Şekil 4.2.56. Granitik gnayslarda gelişen granoblastik poligonal doku (kuv: kuvars, ort: ortoklas; çift nikol).	180
Şekil 4.2.57. a) Ortoklas minerallerinin kenarlarında gelişen yeniden kristalleşme, b) ortoklas mineralinin dokanağında gözlenen mirmekitik doku (ort: ortoklas, kuv: kuvars; a, b: çift nikol).	180,181
Şekil 4.2.58. a, b) Gnayslarda gözlenen yüksek sıcaklık metamorfizmasını gösteren ince kıl şeklinde sillimanit mineralleri (sil: sillimanit, bio: biotit, mus: muskovit; a: çift nikol, b: tek nikol).	182
Şekil 4.2.59. a, b) Gnayslarda gözlenen lepidoblastik doku (sil: sillimanit, bio: biotit, mus: muskovit; a: çift nikol, b: tek nikol).	183
Şekil 4.2.60. Amfibolitlerin mikroskop altında genel görünümü (hb: hornblend, ep:epidot; tek nikol).	184
Şekil 4.2.61. Plajioklas minerallerinde gözlenen deformasyon ikizlenmesi (plg: plajioklas, kuv: kuvars; çift nikol).	184
Şekil 4.2.62. Migmatitlerin mikroskop altında genel görünümü (ort: ortoklas, kuv: kuvars; çift nikol).	185
Şekil 4.2.63. Mermerlerin mikroskop altında genel görünümü (kal: kalsit, plg: plajioklas, kuv: kuvars; çift nikol).	186
Şekil 4.2.64. K-feld-Mus-Bio-Kl topluluğunu temsil eden P-T- X_{Fe} diyagramı (Bucher ve Frey, 2001 den alınmıştır).	187
Şekil 4.2.65. Metapelitlerdeki düşük basınç/yüksek sıcaklık reaksiyonlarını gösteren P-T diyagramı (Bucher ve Frey, 2001 den alınmıştır).	189
Şekil 4.2.66. Ana metamorfik fasiyeslerinin yaklaşık sıcaklıklarını gösteren P-T diyagramında Kazdağ Grubu metamorfik kayalarının duraylılık alanları (Philpotts ve Ague, 2009'dan düzenlenmiştir).	191
Şekil 4.3.1. Biga Yarımadası'nda jeokimyasal analizi yapılan örneklerin alındığı yerler (Okay ve Satır, 2000b'den değiştirilmiştir).	192
Şekil 4.3.2. Çamlıca Grubu'nda jeokimyasal analizi yapılan örneklerin yerleri.	193
Şekil 4.3.3. Çamlıca Grubu'ndan alınan metapelit örneklerinin temel oksitlerinin Harker değişim diyagramları.	196
Şekil 4.3.4. Çamlıca Grubu'ndan alınan metapelit örneklerinin iz elementlerinin Harker değişim diyagramları.	197

Şekil 4.3.5. a, b) Metapelit örneklerinin REE (nadir toprak elementi) diyagramları. Normalize değerler Taylor ve McLennan (1985) den alınmıştır.	199
Şekil 4.3.6. Metapelit örneklerine ait çoklu element spider diyagramı.	200
Şekil 4.3.7. Çamlıca Grubu'nda gözlenen metapelitlerin ilksel sedimenter kayalarına ilişkin diyagram. Kaya alanları Taylor ve McLennan (1985) ve Pettijohn ve ark., (1987) den alınmıştır.	200
Şekil 4.3.8. Çamlıca Grubu'ndan alınan metapelit kayalarının TiO_2 - K_2O - P_2O_5 tektonik ayırım diyagramı (Pearce ve ark., 1975).	201
Şekil 4.3.9. Metapelitlerin çökeldikleri tektonik ortamı gösteren diyagram (Roser ve Korsch, 1986).	201
Şekil 4.3.10. Çamlıca Grubu'nun tabanında yer alan metavolkaniklerin ana oksit ve iz elementlerinin SiO_2 'ye karşı değişim diyagramları.	204
Şekil 4.3.11. Metavolkanik kayaların a) MORB b) N-MORB normalize edilmiş spider diyagramları, normalize edilen değerler Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır.	205
Şekil 4.3.12. Metavolkanik kayaların kondriti normalize edilmiş REE örnekleri, normalize edilen değerler Taylor ve McLennan (1985)'den alınmıştır. ...	207
Şekil 4.3.13. Metavolkanik kayaların AFM diyagramında gösterilmesi. Sınır çizgisi Irvine ve Baragar (1971)'den alınmıştır.	207
Şekil 4.3.14. Metavolkanik kayaların SiO_2 'ye karşı alkali diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).	208
Şekil 4.3.15. Metavolkanik kayaların kaya sınıflamasını gösteren diyagram (Winchester ve Floyd, 1977).	208
Şekil 4.3.16. Metavolkanik örneklerin Th-Hf-Ta tektonik ayırım diyagramı (Wood, 1980). Kısaltmalar: MORB= okyanus ortası sırt bazaltı, WPT= levha içi toleyiti, WPA= levha içi alkali, VAB= volkanik yay bazaltı.	209
Şekil 4.3.17. Metavolkanik kayaların Pearce ve Cann (1973) tarafından önerilen Ti-Zr-Y ayırım diyagramında gösterilmesi. Kısaltmalar: IAT= ada yayı toleyiti, MORB= okyanus ortası sırt bazaltı, CAB= kalkalkalen bazalt, WPB= levha içi bazaltı.	210
Şekil 4.3.18. Metavolkanik kayaların Pearce ve ark. (1984) tarafından önerilen Nb-Y tektonik ayırım diyagramında gösterilmesi. Kısaltmalar: WPG=	

levha içi granitler, VAG= volkanik yay granitleri, syn-COLG= çarpışmayla eş yaşlı granitler, ORG: okyanus sırtı granitleri.	210
Şekil 4.3.19. a) Çamlıca Grubu'ndan alınan 8 örneğin yeri, b) Çetmi Grubu'ndan alınan 8 örneğin yerini gösteren jeoloji haritası (Tunç, 2008).	211,212
Şekil 4.3.20. YB/DS eklojit/mavişistlerin kökenleri ve kimyasal sınıflamasını gösteren diyagramlar, a) $Na_2O/Al_2O_3 - K_2O/ Al_2O_3$ diyagramında eklojit/mavişist ve onlarla birlikte bulunan metasedimanter kayaların kökenlerinin gösterilmesi (Garrels ve MacKenzie, 1971), b) Winchester ve Floyd (1977)'un kimyasal sınıflaması, c) $FeO-Na_2O+ K_2O-MgO$ AFM diyagramı (toleyitik-kalkalkalen eğrisi Irvine ve Baragar (1971)'den alınmıştır).	214
Şekil 4.3.21. Metasedimanter kayaların kökenlerini gösteren diyagramlar, a) $Na_2O/K_2O-SiO_2/Al_2O_3$ kumtaşı ayırım diyagramı (Pettijohn ve ark., 1972), b) $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ AFM diyagramı (Pearce ve ark., 1975).	215
Şekil 4.3.22. a) Eklojit/mavişistlerin iz element dağılımlarını gösteren spider diyagramı (Kondiriti normalize değerler Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır), b) Eklojit/mavişistlerin nadir toprak element dağılımlarını gösteren REE diyagramı. Bütün örnekler zayıf negatif Eu anomalisine sahip MORB özelliği göstermektedir.	217
Şekil 4.3.23. Metasedimanter kayalara ait çoklu element diyagramları. a) kondiriti normalize olmuş nadir toprak element örneği, b) metasedimanter kayaların spider diyagramları.	217
Şekil 4.3.24. a) Metabazit örneklerine ait Nb-Zr-Y üçgen tektonik ayırım diyagramı (ayırım çizgileri için parametreler Meschede (1986)'dan alınmıştır). Kısaltmalar: WPA= levha içi alkali bazalt, WPT= levha içi toleyiti, VAB= volkanik yay bazaltı), b) Metasedimanter örneklerine ait Na_2O/K_2O-SiO_2 tektonik ayırım diyagramı (Roser ve Korsch 1986).	218
Şekil 4.3.25. Kazdağ Grubu Tozlu formasyonundan alınan örneklerin yeri (Duru ve ark., 2004'den düzenlenmiştir).	220
Şekil 4.3.26. Tozlu formasyonuna ait örneklerin a) nadir toprak elementi (REE) diyagramı, Taylor ve McLennan (1985) den alınmıştır, b) çoklu element diyagramı.	221
Şekil 4.3.27. Metaofiyolitlerin tektonik ayırım diyagramında gösterilmesi, a) P_2O_5-Zr ayırım diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977), b) Ti-V ayırım	

diyagramı (Shervais, 1982), c) Th-Hf-Nb üçgen ayırım diyagramı (Wood, 1980). Kısaltmalar; A: N tipli MORB, B: E tipli MORB ve levha içi toleyit, C: alkali levha içi bazaltlar, D: Ada yayı toleyitleri ve kalk-alkali bazalt.	222
Şekil 4.4.1. Jeokronolojik olarak analizi yapılan metavolkanik kayaların (08-50, 08-51) yerleri.	229
Şekil 4.4.2. Metavolkanik örneklerde seçilmiş zirkonların CL (katodoluminesans) görüntüleri. Zirkonların üzerindeki daireler LA ICP MS ile yapılan analiz yerlerini göstermektedir.	230
Şekil 4.4.3. Metavolkanik kayalardan LA ICPMS analizleriyle elde edilen U-Pb izotop oranları ve yaşları gösteren konkordiya diyagramları.	232
Şekil 4.4.4. Jeokronolojik olarak analizi yapılan eklojit örneklerinin (09-92) yeri (Okay ve Satır, 2000a'dan düzenlenmiştir).	234
Şekil 4.4.5. 09-92 nolu eklojit örneğinden seçilmiş zirkonların CL (katodoluminesans) görüntüleri. Zirkonların üzerindeki daireler LA ICP MS ile yapılan analiz yerlerini göstermektedir.	235
Şekil 4.4.6. a, b, c) 09-92 nolu eklojit örneğinden LA ICPMS analizleriyle elde edilen U-Pb izotop oranları ve yaşları gösteren konkordiya diyagramları.	235
Şekil 4.5.1. a) Belirgin foliasyon ve lineasyon gösteren klorit şistlerin araziden görünümü (kalemin boyu 13 cm dir), b) klorit şistlerde mika mineralleri foliasyon yönünde uzanmaktadır (bio: biotit, kl: klorit; tek nikol).	237
Şekil 4.5.2. Kemer metamorfitlerine ait eşit alan stereonet projeksiyonları (alt küre) a) foliasyon, b) foliasyonlara ait gül diyagramı c) lineasyon, d) lineasyonlara ait gül diyagramı.	238
Şekil 4.5.3. Dedetepe formasyonu ve YB metabazit dilimlerinin ana foliasyonlarına ait eşit alan projeksiyonları (alt küre), a) Dedetepe ve Çamlıca köyü çevresinde yayılım sunan Dedetepe formasyonunun şist ve mermerleri, b) YB metabazit dilimleri, c) metabazit dilimlerinin gül diyagramı, d) Dedetepe formasyonu içerisindeki şist ve mermerlerin gül diyagramı.	239
Şekil 4.5.4. Denizgören ofiyolitinin Çamlıca Grubu ile olan dokanağında serpantinlerde gelişen foliasyon (4433257-0460574, fotoğraftaki adamın boyu 169 cm dir).	240

Şekil 4.5.5. Alakeçi makaslama zonu içerisinde yer alan kayalarda gelişen a) lineasyon (4496200-0462478, kalemin boyu 13 cm dir), b) foliasyon (4496509-0462414, adamın boyu 169 cm dir).	241
Şekil 4.5.6. Kemer metamorfileri içerisinde gözlenen senklinal ve antiklinal kıvrım yapıları (4475455-0506328, kalemin boyu 13 cm dir).	242
Şekil 4.5.7. Kuvars-mikaşistler içerisinde gözlenen devrik antiklinal yapısı (4416728-0450125, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).	243
Şekil 4.5.8. Dedetepe çevresinde kuvars-mika şistler içerisinde gözlenen antiklinal yapısı (4416817-0450229, adamın boyu 169 cm dir).	244
Şekil 4.5.9. Kuvars-mika şistlerdeki büyük ölçekli antiklinallerin kanatlarında gözlenen parasitik kıvrımlar (4416800-0450220, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).	245
Şekil 4.5.10. a, b) Tozlu formasyonuna ait amfibolitlerde gözlenen disharmonik kıvrımlar (a: 0485507-4395114, b: 0488820-4394650; kalemin boyu 13 cm dir).	245
Şekil 4.5.11. Amfibolit-mermer aralanması içerisinde gözlenen yatık kıvrım (4383375-047117, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).	246
Şekil 4.5.12. Çetmi Grubunun kuzey sınırında yer alan serpantinitle içerisindeki sol yanıl doğrultu atımlı fay (4468775-0510082, kalemin boyu 13 cm dir).	246
Şekil 4.5.13. a) Kireçtaşları içerisinde gözlenen fay düzlemi (4469120-0412870, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir), b) kumtaşları içerisinde gözlenen fay düzlemi ve çizikleri (4469550-0413982, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).	247
Şekil 4.5.14. Ovacık fay zonunda gözlenen kuvars-mika şistlerin yüksek eğim, belirgin foliasyon ve lineasyon kazanması (4447654-0423075, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).	248
Şekil 4.5.15. Kemer metamorfileri içerisinde gelişen C' tipli makaslama bandı, hareket yönü KD' ya doğrudur (4471300-0471300, kalemin boyu 13 cm dir).	250
Şekil 4.5.16. Kuvars bandlarında gelişen makaslama ile ilişkili kıvrımlar. Makaslama yönü kayacın foliasyon düzlemine paralel gelişmiştir (4469867-0405889, fotoğraftaki paranın çapı 2 cm dir).	251

Şekil 4.5.17. a) Kalkışistlerde gelişen a tipli kanat kıvrımlanması (fotoğraftaki kalem boyu 13 cm dir), b) kalsit dolgulu gerilme yarıkları (4477910-0410408, fotoğraftaki paranın çapı 2 cm dir).	251,252
Şekil 4.5.18. a) Gnayslarda gözlenen domino tipli asimetric ortoklas budinleri, sağ yanal hareket (ort: ortoklas, kuv: kuvars, bio: biotit; a, b: çift nikol), b) Hornblendlerde gözlenen makaslama bandı budinleri (hb: hornblend, ep: epidot; çift nikol).	253
Şekil 4.5.19. Kapıdağ tepede yüzlek veren migmatitler içerisinde gözlenen deformasyon nedeniyle gelişmiş domino tipli asimetric feldspat budinleri (0493130-4392670).	254
Şekil 4.5.20. Mermerler içerisinde gözlenen dönmüş porfiroklastlar (4383390-047187, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).	254
Şekil 4.6.1. Doğu Akdeniz'in ana tektonik birimlerini ve suturelarını gösteren basitleştirilmiş tektonik harita (Okay ve ark., 2006; Meinhold ve ark., 2010'dan düzenlenmiştir).	255
Şekil 4.6.2. Biga Yarımadası'nda yüzlek veren metamorfik kayaların yerini gösteren genelleştirilmiş tektonik harita (Okay ve Satır, 2000a'dan düzenlenmiştir).	256
Şekil 4.6.3. Avrupa Variskan masiflerini gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası (IB: İberya Masifi, AM: Armorika Masifi, MC: Masif Central, VM: Vosges Masifi, BF: Black Forest Masifi, BM: Bohemya Masifi, RM: Reniş Masifi, H: Harz Masifi, TESZ: Trans Avrupa Suture Zonu, Carrigan ve ark., 2006'dan düzenlenmiştir).	259
Şekil 4.6.4. Biga Yarımadası'nda ve yakın çevresinde yayılım sunan metamorfik kayaların P-T diyagramındaki yeri (Diyagram içerisindeki alanlar Bucher ve Frey, 2002'den alınmıştır).	263

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı: Fırat ŞENGÜN

Doğum Yeri: Zonguldak

Doğum Tarihi: 28.02.1978

EĞİTİM DURUMU

Lisans Öğrenimi: Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 1995-1999

Yüksek Lisans Öğrenimi: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, 2002-2005.

Bildiği Yabancı Dil: İngilizce

BİLİMSEL FAALİYETLERİ

a) Yayınlar-SCI-Diğer

- **Şengün, F.**, Candan, O., Dora, O.Ö and Koralay, E. 2006. Petrography and Geochemistry of Paragneisses in the Çine Submassif of the Menderes Massif, Western Anatolia. Turkish Journal of Earth Sciences, 15, 321-342.

- **Şengün, F.**, Yigitbas, E. and Tunç, İ.O., Geology and Tectonic Emplacement of Eclogite and Blueschist, Biga Peninsula, Northwest Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, doi: 10.3906/yer-0912-75.

- **Şengün, F.**, ve Çalık, A. 2007. Çamlıca Metamorfitlelerinin (Biga Yarımadası, KB Türkiye) Metamorfizma Özellikleri ve Korelasyonu. Türkiye Jeoloji Bülteni, 50, 1-16.

- **Şengün, F.**, Karahan, Ş., Türkdönmez, O., and Baba, A., 2007. Engineering Properties of Monuments in the Gallipoli Peninsula, Northwest Turkey. Journal of İstanbul Kültür University, Cilt:5, Sayı:4, 17-24.

- Yiğitbaş, E. ve **Şengün, F.**, 2008. Amanos Dağları ve Hatay Bölgesinin Jeolojik Yapısı ve Doğal Kaynakları. Ed., Ergün, Y., Yalçın-Özdilek, Ş., Pamir, H., Ekolojik Okur Yazarlık, Mustafa Kemal Üniversitesi Yayınları, No: 20, s: 22-34.

b) Bildiriler – Uluslararası – Ulusal

- Şengün, F.**, Çalık, A., and Yiğitbaş, E. 2005. Preliminary results on the geology and petrography of the Çamlıca Metamorphics in the Biga Peninsula, NW Turkey. International Symposium on the Geodynamics of Eastern Mediterranean: Active Tectonics of the Aegean Region, Kadir Has University, Istanbul, Abstracts, p:82.
- **Şengün, F.** and Çalık, A. 2007. Geological, mineralogical and petrographical features of the Karabiga metamorphic rocks (Biga Peninsula), NW Turkey, European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, Vol. 9.
- **Şengün, F.**, Yiğitbaş, E., and Tunç, İ.O., 2009. Geology, Petrography and Tectonic Setting of High-Pressure Metabasite (eclogite/blueschist) slices from the Biga Peninsula, NW Turkey. European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, Vol 11, 2309.
- Yiğitbaş, E., Tunç, İ.O., and **Şengün, F.**, 2009. Some Major Geological Problems in the Biga Peninsula: The Çetmi Melange. European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, Vol 11, 2468.
- Şengün, F.**, Yiğitbaş, E., and Tunç, İ.O., 2010. An Approach to Geochemical and Protolith Features of the Mesozoic HP/LT Rocks in the Biga Peninsula, NW Turkey, Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, 1562.
- Tunç, İ.O., Yiğitbaş, E., and **Şengün, F.**, 2010. Tectono-stratigraphic features of the pre-Cenozoic Units in the Biga Peninsula and its tectonic implication, NW Turkey, Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, 3042.
- **Şengün, F.**, Yiğitbaş, E., and Koralay, O. E., 2010. Geochemistry and U-Pb zircon age of low-grade metavolcanic rocks from the Biga Peninsula, Northwestern Turkey. *Geologica Balkanica*, 39 (1-2), XIX Congress of the Carpathian Balkan Geological Association Thessaloniki, Greece., Abstract Volume, 355-356.
- **Şengün, F.**, Dora., O.Ö., Candan,O. ve Koralay, E. 2003. Menderes Masifi Çine Asması Paragneyslerine Ait Köken Kayalarının Oluşum Ortamı, Yaşı ve Metamorfizması, 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Öz, s:62.
- **Şengün, F.**, 2006. Biga Yarımadası Çamlıca Metamorfitlerinin Jeolojisi, Petrografisi ve Metamorfizması, 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s.286-287.
- **Şengün, F.**, 2006. Çamlıca Metamorfitlerindeki Metavolkanik Kayaçların Jeolojik ve Petrografik Özellikleri 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s.291-292.

- Akyar-Erçetin, Y., Çalık, A., ve **Şengün, F.**, 2006. Arabaalan - Elmalı (Çanakkale) Yöresinde Seramik Sektöründe Kullanılabilecek Hammadde Kaynakları ve Kullanım Özelliklerine Etkisi, 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s.302-303.
- Avcioğlu, M. ve **Şengün, F.**, 2007. Karabiga (Çanakkale) ve Çevresinin Jeoloji Haritasının Uzaktan Algılama Kullanılarak Hazırlanması, Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü 30. Yıl Sempozyumu, Abstract, s.203.
- Özden, S., Ateş, Ö., **Şengün, F.**, Tunç, İ.O., Türkdönmez, O., Şanlıyüksel, D., Avcioğlu, M., ve Ertekin, C., 2008. Gökçeada'nın Jeolojik Özellikleri. Çanakkale İli Değerleri Sempozyumu (25-31 Ağustos), 47-58.
- **Şengün, F.**, Yiğitbaş, E., ve Tunç, İ.O., 2009. Çamlıca Metamorfitlerinde Yeralan Yüksek-Basınç Metabazit Diliminin (Eklojit/Mavişist) Petrografisi, Tektonik Ortamı ve Rodop Masifi ile İlişkisi. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s. 18.
- Yiğitbaş, E., Tunç, İ.O., ve **Şengün, F.**, 2009. Biga Yarımadası'nda Bazı Temel Jeolojik Sorunlar. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s. 458.

c) Katıldığı Projeler

- 2000-2002: Menderes Masifi Çine Asmasifi Paragnayslarına Ait Köken Kayalarının Oluşum Ortamı, Yaşı ve Metamorfizması, Dokuz Eylül Üniversitesi AFS Projesi
Proje Yürütücüsü Prof. Dr. O.Özcan DORA
- 2004-2008: Biga Yarımadasındaki Ofiyolit Topluluğu Kayalarının Jeolojisi ve Batı Pontidlerin Jeolojik Evrimindeki Anlam ve Önemi, 103Y140 TUBİTAK Projesi, (Yardımcı Araştırmacı) Proje Yürütücüsü Yrd. Doç. Ayten ÇALIK
- 2008-2009: KB Anadolu'da Mesozoyik Yaşlı Kaya Topluluklarının Dağılımı ve Korelasyonu. 108Y232 nolu TUBİTAK Projesi, (Yardımcı Araştırmacı)
Proje Yürütücüsü Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ
- 2008-2011: Kazdağ Metamorfik Kayalarının Petrolojik ve Yapısal Nitelikleri. ÇOMÜ, Bilimsel Araştırma Projesi, Araştırmacı, Proje no:2008/38.
Proje Yürütücüsü Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

İŞ DENEYİMİ

Çalıştığı Kurum ve Yıl: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, 2002-devam ediyor

İLETİŞİM

E-posta Adresi: firatsengun@comu.edu.tr