

143174

EDREMİT KÖRFEZİ VE KUZEYİNİN JEODİNAMİK EVRİMİ

DOKTORA TEZİ

Jeoloji Müh. Yük. Deniz Jeoloğu Cenk YALTIRAK
(601962001)

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 22 Ekim 2003

Tezin Savunulduğu Tarih : 5 Aralık 2003

Tez Danışmanı :

Prof. Dr. Aral İ. OKAY

Diğer Jüri Üyeleri

Prof.Dr. Mehmet SAKINÇ (İ.T.Ü.)

Prof.Dr. Tuncay TAYMAZ (İ.T.Ü.)

Prof.Dr. Erdin BOZKURT (O.D.T.Ü.)

Prof.Dr. M. Namık YALÇIN (İ.Ü.)

ARALIK 2003

ÖNSÖZ

Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, Katıyer Anabilim Dalı, Jeodinamik programında hazırlanan bu çalışma, Kazdağ ve Edremit Körfezi çevresinde paleotektonik ve neotektonik problemleri çözmek, Edremit Körfezi ile kuzeyinde yer alan Kazdağ silsilesinin jeodinamik evrimini ortaya çıkartmak amacıyla yapılmıştır.

Bu çalışmanın hazırlanmasında 1993 yılından itibaren içinde bulunduğum Jeoloji Mühendisliği, Genel Jeoloji Anabilim Dalı üyelerinin yarattığı müstesna bilim ortamının maddi ve manevi olarak önemli bir payı vardır. Bu ortamı yaratan Genel Jeoloji Anabilim Dalı üyelerinin tümüne peşinen teşekkürü bir borç bilirim. Bu doktora çalışması hazırlanmasında danışmanlığımı yapan, tez konusu olan alanda yıllardır yaptığı araştırmalarla sağlam bir alt yapı üzerinde ilerleme fırsatı yaratan hocam Prof. Dr. Aral, İ. OKAY'a her alandaki yardım ve katkıları için teşekkür ederim.

Her genç bilim insanına bilimsel özgüven verecek düşünceleri yıllar içinde örnek olarak öğretebilen Prof. Dr. A.M. Celal ŞENGÖR'e aydınlatıcı fikirleri için teşekkür ederim. Çalışmalarımın gelişmesinde pay sahibi olan Prof.Dr. Mehmet SAKINÇ'ın tez çalışması sürecinde gösterdiği sonsuz sabır için teşekkür ederim. Çalışmam esnasında hiç bir konuda fikrini esirgemeyen Prof. Dr. Fazlı Y. OKTAY'a, doktora tezi esnasında sismik kesit yorumları ile ilgili tartışan Prof. Dr. Bedri ALPAR'a, sürekli bölge jeolojisi ile ilgili fikirlerinden yararlandığım Doç. Dr. Can GENÇ ve Doç. Dr. Serdar AKYÜZ'e, sismotektonik konularında fikirlerini ve yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. Tuncay TAYMAZ'a, Paleomanyetik verileri derlememde yardımcı olan M.Cengiz TAPIRDAMAZ'a, çalışmalarından yararlandığım Dr. Turgay İŞSEVEN'e teşekkür ederim. Doktora tezimde kullanmam için NATO projesinden sığ sismik kesitleri sağlayan Prof. Dr. Ali E. AKSU'ya, TPAO derin sismik kesitlerini kullanmam yönünde izin veren TPAO Arama Grubu'na ve Başkan Yardımcısı Uğur GÖNÜLALAN'a teşekkür ederim. Sayısal arazi modeli hazırlanmasında ve jeoloji haritalarıyla birleştirilmesinde Dr. Cem GAZİOĞLU'na, uydu görüntüleri sağlanması ve sayısal haritalarla birleştirilmesinde Araş. Gör. Korhan ERTURAÇ'a yardımları için teşekkür ederim. Doktora çalışması esnasında yardımını esirgemeyen araştırma görevlisi arkadaşlarım, Onur TAN, Ufuk TARI, ve Burak YIKILMAZ'a, ince kesitlerimi hazırlayan Nuri BALCI'ya teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım esnasında evlerinde kaldığım Nursiye ARBAŞ'a, ATACAN ailesine, Cengiz BEKTAŞ ve Prof. Dr. İlhan BAŞGÖZ'e, 1998 yılında arazi asistanlığımı yapan Araş. Gör. Umut B. ÜLGİN'e, 1999-2000 yılında araç tahsis eden Genel Jeoloji Anabilim Dalı Başkanlığı'na, 1999'da lojistik destek için yardımcı olan Em. Orgeneral Kemal YAVUZ'a, tez yazımı esnasında sağladığı dizüstü bilgisayarla çalışmamı hızlandırmamı sağlayan Bertay FİŞEKÇİ'ye, 2002 yazında arazide fotoğraf çekimleri için kısa sürede olsa araç yardımında bulunan MTA Küçükkuyu Kampı yetkililerine teşekkürü bir borç bilirim.

Doktora çalışmam esnasında tüm zorluklara göğüs geren, çektiğim tüm sıkıntılara rağmen maddi-manevi olarak bir an olsun desteğini eksik etmeyen doktoramı tamamlamadaki biricik desteğim, sevgili eşim Kezban SAKİ-YALTIRAK'a sonsuz teşekkür ederim. Yaşadıkları tüm yaşamsal zorluklara rağmen, kendi başıma iş yapma yeteneğimi ve özgüvenimi destekleyen annem Kıymet YALTIRAK ve çalışmam sırasında kaybettiğim babam Ruhi Latif YALTIRAK'a ve kardeşim Cem'e ayrıca teşekkür ederim.

KASIM, 2003

Cenk YALTIRAK

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
KISALTMALAR	vi
TABLO LİSTESİ	vii
ŞEKİL LİSTESİ	ix
ÖZET	xxii
SUMMARY	xxv
1. GİRİŞ	1
1.1. Tez Amacı ve Problemler	4
1.2. Çalışma Sahasının Jeolojik Konumu	6
1.3. Tezde Kullanılan Teknikler	12
1.4. Eski Çalışmalar	13
1.5. Coğrafya	26
1.5.1. Kazdağ Silsilesi ve Eybek Dağı	26
1.5.2. Kazdağ sahil ovaları, Edremit Ovası ve deltalar	28
1.5.3. Edremit Körfezi	29
2. EDREMIT KÖRFEZİ VE KUZEYİNİN STRATİGRAFİSİ	32
2.1. Çamlık Metagranodiyoridi (Dç)	35
2.2. Kazdağ Grubu (PMKk)	38
2.2.1. Babadağ Formasyonu (PMKkb)	42
2.2.2. Sarıkız Formasyonu (PMKks)	44
2.2.3. Kavurmacılar Formasyonu (PMkam)	46
2.2.4. Altınoluk Formasyonu (PMKka)	49
2.2.5. Kazdağ Grubu'nun stratigrafik konumu ve kökeni	52
2.3. Karakaya Karmaşığı (K-TrK)	53
2.3.1. Fazlıca Birimi (K-Trkf)	56
2.3.2. Kınar Birimi (K-Trkkı)	59
2.3.3. Kalabak Birimi (K-Trkka)	60
2.3.4. Nilüfer Birimi (K-Trkn)	63
2.3.5. Hodul Birimi (K-Trkh)	66
2.3.6. Tepeoba Birimi (K-Trkt)	69
2.3.7. Çal Birimi (K-Trkkç)	71
2.3.8. Karakaya Karmaşığı'nın stratigrafik konumu ve kökeni	73
2.4. Üst Triyas-Alt Kretase Birimleri	75
2.4.1. Çamlık Formasyonu (Trç)	77
2.4.2. Çakaltepe Formasyonu (Trça)	80
2.4.3. Sakarkaya Formasyonu (Tr-Js)	82
2.4.4. Bayırköy Formasyonu (Jb)	84
2.4.5. Bilecik Formasyonu (JKb)	85
2.3.6. Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı (Krç)	88
2.5. Magmatik Kayalar	92
2.5.1. Edremit Granodiyorid Grubu	92
2.5.1.1. Eybek Granodiyoridi (Ole)	94

2.5.1.2. Beyoba Granodiyoridi (Olb)	96
2.5.1.3. Güre-Altınoluk Granodiyoridi (Olg)	97
2.5.1.4. Doyran-Narlı Granodiyoridi (Old)	98
2.5.1.5. Mıhlı Mikrogranodiyoridi (Olm)	99
2.5.2. Volkanikler	99
2.5.2.1. Kızılkıran Formasyonu (Mk)	99
2.6. Çökel Kayalar	102
2.6.1. Adatepe Grubu	104
2.6.1.1. Kızılyar Formasyonu (Mk1)	105
2.6.1.2. Küçükkuyu Formasyonu (Mkü)	107
2.6.1.3. Büyükçetmi Formasyonu (Mb)	114
2.6.2. İnönü Formasyonu (Mi)	116
2.6.3. Hasanboğuldu Formasyonu (PlQh)	118
2.6.4. Traverten (Qt)	120
2.6.5. Alüvyon ve kıyı çökelileri (Qa)	120
2.6.6. Yamaç molozu (Qy)	122
2.7. Edremit Körfezi Deniz Alanı	123
2.7.1. Kuvaterner sismik stratigrafik birimleri	124
2.7.1.1. Holosen sismik stratigrafik birimi	126
2.7.1.2. Würm sismik stratigrafik birimi	127
2.7.1.3. Üst Pleyistosen sismik stratigrafik birimi	128
2.7.2. Alt Miyosen-Alt Pleyistosen sismik stratigrafik birimleri	130
2.7.2.1. Pliyo-Pleyistosen sismik stratigrafik birimi	130
2.7.2.2. Üst Miyosen sismik stratigrafik birimi	133
2.7.2.3. Alt-Orta Miyosen sismik stratigrafik birimi	133
2.7.2.4. Alt Miyosen sismik stratigrafik birimi	134
3. EDREMIT KÖRFEZİ VE KUZEYİNİN YAPISAL ÖZELLİKLERİ	135
3.1. Pliyo-Kuvaterner Dönemi Yapıları	137
3.1.1. Kara alanı	137
3.1.1.1. Faylar	137
3.1.1.2. Kıvrımlar	143
3.1.2. Deniz alanı	144
3.1.2.1. Sığ yapılar	144
3.1.2.2. Orta derin yapılar	145
3.1.3. Pliyo-Kuvaterner döneminde Edremit Körfezi'nin açılma mekanizması	146
3.2. Orta-Geç Miyosen Kıvrım ve Fayları	147
3.3. Oligo-Miyosen Dönemi Yapıları	150
3.3.1. Kazdağ iç yapısı ve Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı	150
3.3.2. Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı önü yapıları	158
3.4. Geç Jura-Geç Kretase Yapıları	161
3.5. Geç Triyas-Erken Jura Yapıları	163
3.6. Triyas Yapıları	164
3.6.1. Karakaya Karmaşığı yapısal özellikleri	164
3.6.2. Kazdağ metamorfik çekirdeğinin yapısal özellikleri	176
3.7. Triyas Öncesi Yapılar	178
4. EDREMIT KÖRFEZİ VE ÇEVRESİ JEOFİZİK ÖZELLİKLERİ	180
4.1. Edremit Körfezi ve Çevresinin Sismotektoniği	181

4.1.1. Çalışma alanı ve çevresinin tarihsel ve güncel depremler	182
4.1.2. Çalışma Alanının Ege sismotektonik mekanizmasındaki yeri	183
4.2. Edremit Körfezi ve Çevresinin Küresel Konumlanma Sistemine Göre Hareketi	187
4.3. Kuzey Ege ve Kuzey Batı Anadolu'nun paleomanyetik özellikleri ve rotasyonel hareketler	193
4.3.1. Trakya ve Kuzey Batı Anadolu'da paleomanyetik-tektonik çalışmalar	194
4.3.2. Trakya ve Biga Yarımadası'nda paleomanyetik verilerde saptanan dönmeler ve fay sistemlerinin ilişkisi	196
4.3.3. Trakya ve Biga Yarımadası'nda rotasyon hareketi ve palinspastik Evrim	201
4.3.4. Paleomanyetik veriler ışığında Batı Anadolu ve Ege'deki paleotektonik hatların ve çekirdek komplekslerinin erken Miyosen'deki palinspastik konumu	205
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	207
5.1. Jeolojik Problemler	207
5.1.1. Paleotetis ve Karakaya	207
5.1.2. Neotetis kollarının çalışma sahasında açılma ve kapanma yaşı	212
5.1.3. Ege'de gerilme tektoniği, doğrultu atımlı fay tektoniği, kökenleri ve zamanlamaları	213
5.2. Paleocoğrafik ve Jeolojik Evrim	216
5.3. Sonuçlar ve Öneriler	222
KAYNAKLAR	227
EKLER	242
ÖZGEÇMİŞ	246

KISALTMALAR

Dç	:Çamlık Metagranodiyoridi
PMKk	: Kazdağ Grubu
PMKkb	:Babadağ Formasyonu
PMKks	:Sarıköz Formasyonu
Pmkk	:Kavurmacılar Formasyonu
PMKka	:Altınoluk Formasyonu
K-TrK	:Karakaya Karmaşığı
K-Trkf	:Fazlıca Birimi
K-Trkk1	:Kınar Birimi
K-Trkka	:Kalabak Birimi
K-Trkn	:Nilüfer Birimi
K-Trkh	:Hodul Birimi
K-Trkt	:Tepeoba Birimi
K-Trkkç	:Çal Birimi
Trç	:Çamlık Formasyonu
Trça	:Çakaltepe Formasyonu
Tr-Js	:Sakarkaya Formasyonu
Jb	:Bayırköy Formasyonu
JKb	:Bilecik Formasyonu
Krç	:Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı
Ole	:Eybek Granodiyoridi
Olb	:Beyoba Granodiyoridi
Olg	:Güre-Altınoluk Granodiyoridi
Old	:Doyran-Narlı Granodiyoridi
Olm	:Mıhlı Mikrogranodiyoridi
Mk	:Kızılkıran Formasyonu
Mk1	:Kızılyar Formasyonu
Mkü	:Küçükkuyu Formasyonu
Mb	:Büyükçetmi Formasyonu
Mi	:İnönü Formasyonu
PlQh	:Hasanboğuldu Formasyonu
Qt	:Traverten
Qa	:Alüvyon ve kıyı çökelleri
Qy	:Yamaç molozu
HSSB	:Holosen sismik stratigrafik birimi
WSSB	:Würm sismik stratigrafik birimi
ÜPSSB	:Üst Pleyistosen sismik stratigrafik birimi
P-PSSB	:Pliyo-Pleyistosen sismik stratigrafik birimi
ÜMSSB	:Üst Miyosen sismik stratigrafik birimi
AOMSSB	:Alt-Orta Miyosen sismik stratigrafik birimi
AMSSB	:Alt Miyosen sismik stratigrafik birimi

KGSF	:Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı
KAFS	:Kuzey Anadolu Fay Sistemi
TPAO	:Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
NATO	:Kuzey Atlantik Paktı
USGS	:United States Geological Survey
K	:Kuzey
G	:Güney
D	:Doğu
B	:Batı
KD	:Kuzeydoğu
KB	:Kuzeybatı
GD	:Güneydoğu
GB	:Güneybatı
KKB	:Kuzey Kuzeybatı
GGD	:Güney Güneydoğu
BKB	:Batı Kuzeybatı
DKD	:Doğu Kuzeydoğu
KKD	:Kuzey Kuzeydoğu
GGB	:Güney Güneybatı
KKS	:Küresel Konumlanma Sistemi
M.I.T.	:Massachusetts Institute Technology
msn	:milisaniye
s	:saniye
cm	:santimetre
m	:metre
Fm.	:Formasyon
My.	:Milyon yıl
M	:Deprem büyüklüğü (moment)
DK.	:Dönme kutbu

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo A.1 : Trakya ve Biga Yarımadaalarında toplanan paleomanyetik numune ölçümleri ve radyometrik yaşlar

242



ŞEKİL LİSTESİ

	Sayfa No
Şekil 1.1 : Çalışma sahasının yer bulduru haritası.....	1
Şekil 1.2 : Türkiye ve çevresinin tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999'dan alınmıştır).....	6
Şekil 1.3 : Çalışma sahası ve çevresinin Senozoyik öncesi birimleri. (Jeoloji haritası Bornovas ve Rondogianni-Tsiambau, 1983; Okay vd., 1991; Karacık, 1995; Altunkaynak, 1996; Ercan vd., 1998, Sakınç vd., 1999, Yılmaz vd., 2000; Yaltırak vd., 2000; Yaltırak, 2002 ve MTA 1/500000'lik jeoloji haritasından uyarlanmıştır.).....	7
Şekil 1.4 : Çalışma sahası ve çevresinin Tersiyer ve sonrası jeoloji haritası (Jeoloji haritası Bornovas ve Rondogianni-Tsiambau, 1983; Siyako vd., 1989; Karacık, 1995; Altunkaynak, 1996; Ercan vd., 1998, Sakınç vd., 1999; Yılmaz vd., 2000; Yaltırak vd., 2000; Yaltırak, 2002 ve MTA 1/500000' lik jeoloji haritasından uyarlanmıştır.).....	9
Şekil 1.5 : Kuzey Ege ve Batı Anadolu'da bulunan neotektonik hatlar (Bornovas ve Rondogianni-Tsiambau, 1983; Şengör vd., 1985; Mascle ve Martin, 1990; Sakınç vd., 1999; Yaltırak, 2002'den uyarlanmıştır).....	11
Şekil 1.6 : Edremit Körfezi'nde kullanılan sismik hatların haritası.....	12
Şekil 1.7 : Çalışma alanının Aster uydu görüntüsü (30X30 m).....	12
Şekil 1.8 : Kazdağ çevresinin jeoloji haritası (Kaaden,1959).....	13
Şekil 1.9 : Schuling (1959) tarafından yapılan Kazdağ Masifi'nin jeolojik haritası.....	14
Şekil 1.10 : Gümüş (1964) tarafından yapılan Kalabak-Eymir arasının jeoloji haritası.....	15
Şekil 1.11 : Kazdağ-Kalabak arasının jeoloji haritası (Aslaner, 1965).....	16
Şekil 1.12 : Kazdağ-Edremit Körfezi arasının jeoloji haritası (Bingöl, 1969).....	17
Şekil 1.13 : Edremit Körfezi kuzeyinin morfoloji haritası (Bilgin, 1969)....	18
Şekil 1.14 : Kalabak-Sarnıçköy arasının jeoloji haritası (Krushensky vd., 1980).....	19
Şekil 1.15 : Edremit Körfezi'nin Tersiyer jeoloji haritası (Siyako vd, 1989).....	20
Şekil 1.16 : Kalabak Formasyonu, Çamlık Metagranodiyoridi ve Triyas arkozlarının arasındaki ilişkiyi gösterir jeoloji haritası (Okay vd., 1990)	21
Şekil 1.17 : Kazdağ Masifi'nin batı kesiminde Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı ve Kazdağ Masifi ilişkisi (Okay vd., 1990).....	22
Şekil 1.18 : Edremit Körfezi'nin GD'sunun jeoloji haritası (Altunkaynak, 1996)	24
Şekil 1.19 : Edremit Körfezi ve çevresinin tektonik hatlarını gösterir	

	jeoloji haritası (Yılmaz ve Karacık, 2001)	25
Şekil 1.20	: Kazdağ'ın orta kesimin morfolojik özelliklerin gösteren 3 boyutlu sayısal arazi modeli (Ölçeksiz).....	26
Şekil 1.21	: Edremit Körfezi ve Kazdağı gösterir sayısal arazi modeli (bakış güneyden kuzeye).....	27
Şekil 1.22	: Çalışma sahasının sayısal arazi modelinden drenaj ağı.....	28
Şekil 1.23	: Edremit Körfezi kuzeyi ve doğusunda akarsu ağı ve ovalar.....	28
Şekil 1.24	: Edremit Körfezi ve çevresinin morfolojisi ve aktif yapı haritası (Bornovas ve Rondogianni-Tsiambau, 1983; Siyako vd., 1989; Karacık, 1995; Altunkaynak, 1996; Ercan vd., 1998, Sakınç vd., 1999; Yılmaz vd., 2000; Yaltrak vd., 2000; Yaltrak, 2002 ve MTA 1/2000000'luk aktif tektonik haritasından uyarlanmıştır.....	30
Şekil 1.25	: Edremit Körfezi'nin batimetrisi (1/50000 ölçekli SHOD seyir haritaları ve bu çalışmada kullanılan sığ sismik kesitlerle hazırlanmıştır.....	31
Şekil 2.1	: Edremit Körfezi kuzeyi ve doğusunun 3 boyutlu sayısal jeoloji haritası.....	33
Şekil 2.2	: Edremit Körfezi kuzeyi ve doğusunun genelleştirilmiş stratigrafisi (Ölçeksiz).....	34
Şekil 2.3	: Çamlık Metagranodiyoridi'nin çalışma alanı içindeki jeolojik konumu.....	36
Şekil 2.4	: Çamlık Metagranodiyoridi'nin arazide görünüşü (Çamlık Köyü batısı ve Ocak Deresi, bakış yönü KD, Ölçek çekiç 30 cm).....	37
Şekil 2.5	: Çamlık Metagranodiyoridi'nde aplit dayk (Ocak Deresi, bakış yönü KD, ölçek çekiç 30 cm).....	37
Şekil 2.6	: Kazdağ Grubu'nda yapılan yaş tayinlerinin zamansal dağılımı.....	39
Şekil 2.7	: Kazdağ Grubu'nun basitleştirilmiş stratigrafik kesidi (Ölçeksiz).....	40
Şekil 2.8	: Kazdağ ve çevresinin jeoloji haritası ve jeolojik kesidi.....	41
Şekil 2.9	: Kazdağ zirvesinde metagabrolardan bir görünüm (Ölçek kalem 14 cm).....	42
Şekil 2.10	: Metapiroksenitlerde mineral zonlanması (Ölçek karton 5 cm). 43	
Şekil 2.11	: Babadağ doğusunda kıvrımlı bantlı amfibolit (Bakış kuzeye, ölçek çekiç 30 cm).....	43
Şekil 2.12	: Sarıkız Formasyonu ve Babadağ Formasyonu dokanağının ASTER uydu görüntüsünde görünüşü.....	44
Şekil 2.13	: A: Babadağ Formasyonu ile mermer zarf (Sarıkız Formasyonu) dokanak ilişkisi (Bakış yönü Kapıdağ'dan Sarıkız Tepesi'ne) B: Babadağ Fm, Sarıkız Fm dokanağı, Sarıkız Tepesi (Bakış kuzeyden güneye).....	45
Şekil 2.14	: Kavurmacılar Formasyonu içinde budinli amfibolitler, Hasanboğuldu deresi (Bakış doğuya, Çekiç 30 cm).....	46
Şekil 2.15	: Kapıdağ gözetleme kulesi kuzeyinde amfibolitler (a) ile ince mermer (m) seviyelerinin ardalanmalı geçişi (Bakış batıya, Çekiç 30 cm).....	47
Şekil 2.16	: Hasanboğuldu deresinde amfibolit (a) ve mermer (m) ara katkılarının ilişkisi, alt taraftaki yeşil renkli seviye amfibolit,	

	üstünde de mermer seviyesi yer alıyor (Ölçek 10 cm).....	47
Şekil 2.17	: Kazdağ zirve yolu doğu cephesinde amfibolit ara katkısı olan mermer seviyesi içinde amfibolit çakıl ve blokları (Bakış KB).....	48
Şekil 2.18	: A: Altınoluk Formasyonu'nda mafik minerallerin egemen olduğu alt kesimlerden bir görünüm (Şahintepesi kuzeyindeki yol, bakış doğuya ölçek çekiç 30 cm) B: Altınoluk Formasyonu'nda felsik kesimler (Bazlamaç tepesi yolu bakış kuzeye, ölçek çekiç 30 cm).....	49
Şekil 2.19	: Arıtaşı Köyü yolunda felsik gnayslar ile ara katkılı amfibolitler (bakış doğuya ölçek çekiç 30 cm).....	50
Şekil 2.20	: Altınoluk Formasyonu'nda gnays-mermer ardalanmasından örnekler A: Altınoluk Şahinkaya Tepesi (bakış güneye), B: Şahinkaya doğusunda mermer tabakası içinde gri bantlar (ölçek çekiç 30 cm, bakış KD), C: Kavurmacılar Köyü'nde amfibolitlerin üzerinde mermerler ve onları izleyen gnayslar dereceli geçişli seviyeler(ölçek otomobil, bakış GD), D: Şahitepe'de gnays-mermer ardalanması; tabanda mermerler, orta seviyede gri yeşil gnayslar arasında dalgalı tabakalı kesim kalkıştıkları gösteriyor. İstif, mermer ve onu izleyen gnaysla sürüyor (ölçek çekiç 30 cm), E: Altınoluk kuzeyindeki orman yolunda gnaysların arasında bulunan kıvrımlanmış bantlı mermerler içinde gnays çakılları bulunuyor (ölçek kalem 13 cm, bakış K)	51
Şekil 2.21	: Kazdağ doğusunda Karakaya Karmaşığı'nın jeoloji haritası ve jeolojik enine kesitleri.....	54
Şekil 2.22	: Karakaya Karmaşığı'nın basitleştirilmiş stratigrafisi (Ölçeksiz).....	55
Şekil 2.23	: Fazlıca Birimi'nden çeşitli görüntüler (Ölçek çekiç 30 cm) A: Fazlıca Köyü Kuzeyi (Bakış batıya) B: Fazlıca Köyü-Orta Mahalle arası fillat merceği (Bakış batıya), C: Çamlık Kuzeyi Keçitaşı Mevkii (Bakış doğuya), D: Çamlık Ocak Dere arasındaki patika (Bakış KD), E: Fazlıca ve Kınar Birimi arasındaki dokanak Kalabak Fazlıca yolu üzeri (Bakış KB), F: Fazlıca Birimi'nin Ocak Deresi'ndeki görünümü (Bakış doğuya).....	57
Şekil 2.24	: Fazlıca birimine ait bir foliye metakumtaşı içinde çakıltaşı, Numune yeri Kalabak-Fazlıca yolu ayrımı.....	58
Şekil 2.25	: Kınar Birimi'nden Kınar Deresi'nde bir görünüm. (Bakış batıya, ölçek çekiç 30 cm).....	59
Şekil 2.26	: A: Kalabak-Fazlıca yolunda Mermer mercekli fillatlar, B: Şist-mermer ardalanması Kalabak köyüdoğusu, C: Kalabak Köyü kuzeyindeki yolda mermer laminalı fillatlar, D: Edremit-Çamcı yolunda Kalabak Birimi içinde budinleşmiş mermer, E: Kalabak kuzeyindeki orman yolunda şist-fillat aradalanması, F: Kalabak Birimi içinde siyah renkli mermer merceği. (Ölçekler çekiç 30 cm, kalem 15 cm).....	61
Şekil 2.27	: A: Kalabak köyünde dilimlenmiş serpantinize metabazitler (mb) (bakış doğuya) B: Kadıköy kuzeyindeki yolda Kalabak Birimi içinde beyaz renkli rekristalize kireçtaşı (kçt) blokları	

	(Ölçek çekiç 30 cm).....	62
Şekil 2.28	: A: Nilüfer Br. (mb) içinde rekristalize kireçtaşı (kçt) mercekleri, B: Nilüfer Br. içinde arkozik arakatkılar, C: Nilüfer Br. içinde spilit arasında blok ve çakıllı metabazit, D: Metabazit arasında metatüf arakatkılar, E: Nilüfer Br. içinde yastık lavlar (yl) (çekiç 30 cm), F: Metabazitlerin kuşattığı mermerler, G: Bazlamaç Tepesi güneydoğusunda Kazdağ Sıyrılma Fayı tavan bloğunda deforme olmuş spilit (çekiç 30 cm).....	64
Şekil 2.29	: Spilitlerle (sp) ara katkılı arkozik (a) kumtaşları Koyu renkli kesimler spilit açık renkli kesim arkozik kumtaşı (Bazlamaç'tan güneye Paşadağ orman yolu, bakış yönü GB)...	65
Şekil 2.30	: Mehmetalan güneyinde Nilüfer Birimi (nl) ile Hodul Birimi (h) arasındaki geçiş (Ölçek çekiç 30 cm, bakış yönü kuzeye)...	66
Şekil 2.31	: A: Mehmetalan-Sarıköz yolunda Hodul Birimi'nden arkozik kumtaşı seviyeleri (Bakış KB), B: Bazlamaç tepesi yolunda Hodul Br. arkozik kumtaşlarıyla ardalanmalı çörtler(Bakış KD), C: Bazlamaç tepesi yolunda arkozik kumtaşlarıyla ardalanmalı siyah fillatlar (Bakış doğuya), D: Bazlamaç tepesi yolunda spilitlerin üzerinde çört tabakaları (Bakış doğuya), E: Mehmetalan köyü güneyinde arkozik kumtaşları arasında iyi foliye olmuş fillatlar , F: Bazlamaç tepesi yolunda arkozlar arasında tabakalı spilitler (Bakış KD).....	67
Şekil 2.32	: A: Karakaya Tepesi'nde Hodul Br. içindeki intra-formasyonel kireçtaşı içeren kumtaşı seviyesi (Bakış yönü KD), B: Karakaya-Bazlamaç tepeleri arasında Hodul Birimi arkozlarına ara katkı olarak bulunan fillatlar içinde spilit blokları (Bakış yönü KD), C: Hodul birimi içinde ara katkı olarak bulunan kireçtaşı seviyesi (Bakış yönü doğuya).....	68
Şekil 2.33	: A: Kalabak Sırtı'ndan Asar Tepe'ye Tepeoba birimine genel bir bakış, B: Yaylaönü'nden kuzeye giden yolda feldspatik tüfler ve fillatlar (Ölçek çekiç 30 cm), C: Yaylatepe yolunda metatüflerde kıvrımlı seviyeler. D: Asartepe'de beyaz kalın renkli rekristalize kireçtaşı tabanına bulunan kalsitürbiditik fillat mermer ardalanması (Ölçek çekiç 30 cm).....	70
Şekil 2.34	: Yaylatepe güneyinde kıvrımlı metatüflerden bir görünüm	71
Şekil 2.35	: A: Çal Birimi'nin genel arazi görünümü (Bakış Kocadağ gözetleme kulesinden doğuya) B: 3-B sayısal jeoloji haritası (Bakış yönü batıya).....	72
Şekil 2.36	: A: Paşadağ eteklerinde Çal Birimi tabanında dilimli kırmızı fillatlar ve rekristalize kireçtaşları (Ölçek çekiç 30 cm) B: Matriksin içinde daha az deforme kireçtaşı arakatkılı fillatlar (Ölçek çekiç 30 cm).....	73
Şekil 2.37	: Kazdağ doğusunun basitleştirilmiş stratigrafisi (Ölçeksiz).....	75
Şekil 2.38	: Edremit çevresinin jeoloji haritası ve enine kesitleri.....	76
Şekil 2.39	: A: Çamlık Aşağı mahalle yolunda Çamlık Metagranodiyoridi ile Çamlık Formasyonu arasındaki uyumsuzluk (Bakış yönü KB), B: Çamlık-Aşağı mahalle yol ayrımında arkozlar(Bakış yönü KB), C: Arkozlar içinde kanal yapısı ve KB-GD yönlü paleoakıntı(Bakış yönü GD), D: Çamlık İnönü yolunda dik	

	tabakalı silttaşı arakatlı arkozlar(Bakış yönü GD).....	77
Şekil 2.40 :	Çalışma sahasında geç Triyas-erken Kretase serisinin ölçülü kesitleri. Çamlık Kocaçal Kesidi Çamlık Sarnıçköy arasında yol üzerinde ve Kocaçal kanyonunda ölçülmüş, Edremit Dedetepe kesidi ise Paşadağ doğusundan Dedetepe'ye doğru ölçülmüştür.....	78
Şekil 2.41 :	Çamlık- Aşağı Mahalle köyleri yol ayrımından Çamlık Formasyonu içinden toplanan brakyobod (A,B) ve bivalv fosilleri (C,D) (Altta kullanılan ölçekteki küçük kareler. 2.5 mm'dir).....	79
Şekil 2.42 :	A: Çakaltepe batısında faylı siyah şeyller, B: Çakaltepe'nin batı cephesinde siyah şeyllerin içinde slumplar, C: Çakaltepe kuzeyindeki dere yatağında Bouma istifinin görünümü, D: Çakaltepe kuzeyindeki dere yatağında Bouma istifi içinde konvolut laminalanma.....	81
Şekil 2.43 :	Çakal Tepe'den toplanan fosil örnekleri A, D: <i>Paleocardita bruca</i> , B, E: Gastropod, C: Ammonit, F : <i>Rhynconella</i> sp. (Sarı çizgi 2 cm).....	81
Şekil 2.44 :	A: Sakarkaya Formasyonu'nun Sarnıçköy yolunda, dere yatağındaki görünümü (Bakış yönü KB), B: Sakarkaya Formasyonu'nunda karbonatlı kumtaşı ve şeyllerden yapılı slump yapılı kesimler(Bakış yönü KB), C: Sakarkaya Formasyonunda karbonatlı şeyllerle ardalanmalı karbonatlı kumtaşları(Bakış yönü KB), D: Kocaçal deresinde kalın tabakalı karbonatlı kumtaşı seviyelerinden bir görünüm (Bakış yönü KB).....	83
Şekil 2.45 :	Edremit kuzeybatısında kalın tabakalı Bayırköy Formasyonu kumtaşı (Bakış yönü KB, ölçek çekiç 30 cm).....	84
Şekil 2.46 :	A: Bilecik Formasyonu'nun en alt seviyesinde bulunan Ammonit fosillerinden oluşan yumrulu seviye, B: yumrulu kireçtaşı tabakası.....	86
Şekil 2.47 :	Kocaçal Kanyonu içinde Bilecik Formasyonu'nun orta kesiminde kalın tabakalı mikritik kireçtaşlarından bir görünüm (Bakış güneye).....	86
Şekil 2.48 :	A, E: Ammonit ve Bellemnitli yumrulu kireçtaşı, B;C;D: <i>Phylloceras</i> sp., F;G: <i>Pseudoperisphinctinae</i> gr. ind.....	87
Şekil 2.49 :	Kocaçal Kanyonu güney ağzında Bilecik Formasyonu'nun en üst seviyesinde bulunan fosilli kireçtaşları A: Mercanlı ve gastropodlu seviye (Ölçek kalem 12 cm), B: Gastropod fosilinin kesidi(Ölçek kalem 12 cm), C: Mercan ve algli kireçtaşı blokları içeren resif döküntüsü (Ölçek çekiç 30 cm)..	88
Şekil 2.50 :	Küçükkuşu'nun kuzeyinde Çetmi Ofiyolitik Karmaşığının konumu.....	89
Şekil 2.51 :	A: Çetmibaşı Köyü yolunda Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı içinde bulunan kıvrımlı şist ve fillatlar, B: Çetmibaşı Köyü batısında spilit ara katlı fillatlar, C: Çetmibaşı Köyü yolu üzerinde spilitler tarafından kuşatılmış bir kireçtaşı bloğu, D: Aynı bloğun uzaktan Çetmibaşı yolunda görünüşü.....	90
Şekil 2.52 :	Edremit Körfezi ve Kazdağ güneyinde yer alan granodiyoridlerin konumu.....	93

Şekil 2.53 :	Edremit Körfezi kuzeydoğusunda Eybek Plutonu'nun morfolojisi.....	94
Şekil 2.54 :	A: Eybek Granodiyoridi içinde anklavlar (Ölçek çakmak 6 cm), B: Yaşyer Köyü kuzeybatısında Nilüfer Birimi (n)-Eybek Granodiyoridi dokanağına yakın kesimlerde bir aplit daykı (a) (Ölçek çekiç 30 cm).....	95
Şekil 2.55 :	A: Kazdağ Grubu ve Beyoba Granodiyoridi ve Kazdağ Sıyrılma Fayı (Üstte, sol taraf Kazdağ Masifi beyaz görülen düzlem Kazdağ Sıyrılma Fayı) B: Hasanboğuldu yolunda Beyoba Granodiyoridi'nin faya yakın makaslanmış kataklastik kesimlerinden bir görünüm.....	96
Şekil 2.56 :	A: Kavlaklar Köyü kuzeyindeki yol yarmasında Güre-Altınoluk Granodiyoridi içinde aplit daykı, B: Kavlaklar Köyü kuzeyindeki yol yarmasında Güre-Altınoluk Granodiyoridi'nde deforme kesimlerin görünümü (Bakış batıya).....	97
Şekil 2.57 :	Narlı Köyü kuzeyinde Kazdağ orman yolunda Doyran-Narlı Granodiyoridi'nde aplit (ad) ve ince damarlardan (d) bir görünüm (Bakış KD).....	98
Şekil 2.58 :	A: Kızılkıran Formasyonu'nun Kavlaklar yolunda arazi görünümü (Bakış KB), B,C: Kızılkıran Formasyonu ile Küçükkuyu Formasyonu'nun Kazdağ-Narlı Yörükmezarlığı mevkiinde geçişli dokanağı (Bakış KB), D: Narlı kuzeyinde Kızılkıran Formasyonu'nun deforme kesimleri (Bakış KB), E: Yaşyer Köyü yolunda Kızılkıran Formasyonu ile Eybek Granodiyoridi'nin arasındaki geçişli dokanak (Bakış Kd), F: Edremit Ovası'nın Köylüce Köyü güneyinde andezitlerden bir görünüm (Bakış doğuya), G: Narlı Köyü yolunda Kazdağ Grubu'nun güneyinde yer alan riolitik lavlar (Bakış KB).....	100
Şekil 2.59 :	Altınoluk ve Küçükkuyu civarının jeoloji haritası.....	103
Şekil 2.60 :	Altınoluk-Küçükkuyu civarının basitleştirilmiş Tersiyer stratigrafisi (Ölçeksiz).....	104
Şekil 2.61 :	A: Kızılyar Köyü'nde Kızılyar Formasyonu'nun genel bir görünümü (Bakış GB), B: Çakalini yolunda Kızılyar Formasyonu'nun Kızılkıran Formasyonu geçişi (Bakış GB), C: Çetmibaşı yolunda Kızılyar Formasyonu'nunda temelden malzeme almış konglomeratik kumtaşı çamurtaşı ardışımı (Bakış K), D: Çetmibaşı Köyü'nde Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı üzerinde yer alan Kızılyar Formasyonu'nun çamurtaşları arasında temelden türeme konglomera ara katkısı, E: Çakalini yolunda Kızılyar Formasyonu'nda kalın konglomeratik kumtaşı ile çamurtaşı ardalanması (Bakış KB), F: Çetmibaşı yolunda Kızılyar Formasyonu içinde tuf arakatkısı (Bakış K), G: Çakalini yolunda Kızılyar Formasyonu içinde kayma yapısı (Bakış K).....	106
Şekil 2.62 :	Edremit Körfezi kuzeyinin 3 boyutlu jeoloji haritası ve enine kesitleri.....	108
Şekil 2.63 :	A ve B: Çakıllı Tepe'de Çakıllıtepe üyesinin temelden derlenmiş konglomerası, C: Buzlukaya Tepesi'nde Narlı konglomera üyesinin genel görünümü, D, E: Narlı Köyü	

	güneyinde Narlı konglomera üyesinin riylit ve granit çakıl ve bloklarında oluşan yapısı, F: Adatepebaşı Köyü kuzeyinde Kısırkaya kumtaşı üyesinin görünüşü, G: Adatepebaşı-Bahçedere yolunda Bakacakaya piroklastik üyesinin Adatepe kuzeyinde görünümü	109
Şekil 2.64	: Kızılyar, Küçükkuşu ve Büyükçetmi formasyonlarının sadeleştirilmiş ölçülü kesitleri (Kesit yerleri Şekil 2.59 da belirtilmiştir.).....	110
Şekil 2.65	: Küçükkuşu Formasyonu'nda çeşitli görünüm A: Bahçedere-Adatepe kesidi başlangıcında ince tabakalı seviyeler, B: tabaka altı kaval yapıları, C: ince kumtaşları ve şeyl ardalanmasında konvolut laminalar, D: şeyller içinde sedimanter kıvrım, E: Mıhlı Deresi'nde şeyller arasında kireçtaşı merceği, F: Bayırbağlar sırtından kuzeye uzanan yolda kireçtaşı arakatlıklar, G: Narlı kuzeyinde Kazdağ orman yolunda terk edilmiş dozer mevkiinde Kızırkıran Formasyonu, Küçükkuşu Formasyonu dokanağı, H: Aynı lokalitede bulunan 327 rakımlı tepede Kızırkıran Formasyonu'nun üzerinde yer alan türbiditik seviyeler.....	113
Şekil 2.66	: A: Nusratlı güneyinden bakışla Arıklı köyüne doğru Küçükkuşu-Büyükçetmi Formasyonları arasındaki dokanak, B: Küçükkuşu-Ayvacık karayolunda Büyükçetmi ile Küçükkuşu formasyonlarının geçişi C: Büyükçetmi tabakalı tüflerden bir görünüm.....	115
Şekil 2.67	: İnönü ve çevresinin jeoloji haritası.....	116
Şekil 2.68	: A: Kocaçalderesi'nde İnönü Formasyonu'nun taban seviyesindeki konglomeratik kumtaşları, B: Kocaçal baraj yolunda ince kumtaşı ve silttaşı seviyeleri, C: Baraj yolunda karbonatlı seviyelere geçiş, D: Köylüce yolunda görsel kireçtaşları.....	117
Şekil 2.69	: İnönü Formasyonu'nun ölçülü kesidi.....	118
Şekil 2.70	: A: Kızıltepe kuzeyinde vadi yamaçlarında Hasanboğuldu Formasyonu'nun genel görünümü, B: Hasanboğuldu çayında kaotik bloklu konglomeradan bir görünüm, C: Hasanboğuldu Formasyonu'nda Altınoluk-Edremit yolunda Avcılar köyü girişinde Serhattepe yol yarmasında eğimlenmiş kum ve çakıl ardalanması.....	119
Şekil 2.71	: Edremit Ovası'nda alüvyon kalınlık haritası, (Özhan vd., 1977 kuyu verilerinden yeniden çizilmiştir, eşderinlik eğrileri 10 m'de birdir.).....	121
Şekil 2.72	: Kocaçal barajı aksının kuzey (A) ve güney (B) yamacında açığa çıkan normal fay önünde gelişmiş yamaç molozu.....	122
Şekil 2.73	: Edremit-1 kuyusunun kestiği birimler (TPAO arşiv no 2059/154-Ç).....	123
Şekil 2.74	: Edremit Körfezi'nde değerlendirilen sığ sismik hatların konumu.....	124
Şekil 2.75	: Edremit Körfezi'ndeki sığ sismik kesitlerden yorumlanmış, sığ sismik kesitlerde stratigrafik üniteler (Hızlar gidiş geliş milisaniyedir).....	125
Şekil 2.76	: Holosen sismik stratigrafik biriminin zaman cinsinden kalınlık	126

	haritası.....	
Şekil 2.77	: Tektonik düzeltme yapılmış deniz seviyesi değişiminin sığ sismik ünitelerle ilişkisi, eğimli çizgiler kıyı çizgisi ve Müsellim Eşiği'nin (bkz Şekil 1.25) gerilme tektoniğine bağlı çökmeye göre zamansal konumunu gösterir (Deniz seviyesi değişimi eğrisi Chappell ve Shackleton, 1986'dan alınmıştır.).	126
Şekil 2.78	: Würm sismik stratigrafik biriminin zaman (ms) cinsinden kalınlık haritası.....	127
Şekil 2.79	: Üst Pleyistosen sismik stratigrafik biriminin zaman (ms) cinsinden kalınlık haritası.....	128
Şekil 2.80	: Edremit Körfezi'nde yorumlanan derin sismik hatların konum haritası.....	130
Şekil 2.81	: TGN-10 sismik kesidi ve Edremit-1 sondajının birleşik yorumu (TPAO Arşiv No:4129/B).....	130
Şekil 2.82	: Edremit Körfezi'nde yorumlanmış derin sismik kesitler.....	131
Şekil 2.83	: Pliyo-Pleyistosen ve Holosen sismik stratigrafik birimlerin zaman cinsinden (sn) kalınlık haritası.....	132
Şekil 3.1	: Çalışma sahasında yapısal olayların zaman içindeki dağılımı..	136
Şekil 3.2	: Altınoluk-Küçükkuyu arasının jeoloji haritası.....	138
Şekil 3.3	: Akçay-Avcılar civarının jeoloji haritası.....	139
Şekil 3.4	: Edremit doğusunun jeoloji haritası.....	140
Şekil 3.5	: A: Pliyo-Kuvaterner yaşlı büyük ölçekteki normal fay düzlemlerinin dağılımı, B: Küçükkuyu Formasyonu içindeki küçük ölçekli fayların dağılımı, C: İnönü Formasyonu'nda ölçülen küçük ölçekli fayların dağılımı.....	142
Şekil 3.6	: Küçükkuyu ve Büyükçetmi formasyonlarından ölçülen tabakaların doğrultu ve eğimlerinden yapı II ve yoğunluk diyagramları ile bulunan kıvrım eksenleri.....	143
Şekil 3.7	: Edremit Körfezi'nin sığ yapı haritası.....	145
Şekil 3.8	: Edremit Körfezi'nin orta derin sismiklerden yapılmış yapı haritası.....	145
Şekil 3.9	: A: Edremit Körfezi'nin jeoloji haritası (Çalışma sahası yakın çevresi Krushensky vd, 1980; Okay vd 1991; Genç, 1998, Altunkaynak, 1996; Karacık, 1995'ten uyarlanmış, uydu görüntüleri ile ana faylar haritalanmıştır. B: Edremit Körfezi'nin açılmasından önce blokların ilksel konumunu gösterir model. C: Edremit Körfezi'nin sağ yanal rotasyon sonrası oluşan faylar ile arazideki fayların konumlarını gösterir model. İki yönlü siyah oklar gerilme yönlerini, tek yönlü oklar rotasyonu göstermektedir.....	147
Şekil 3.10	: Küçükkuyu ve İnönü formasyonlarından ölçülen tabakaların doğrultu ve eğimlerinden yapı II ve yoğunluk diyagramları ile bulunan kıvrım eksenleri.....	148
Şekil 3.11	: Uydu görüntüsünde Edremit Körfezi güney doğusunda Ören-Altınova arasında İnönü Formasyonu'nda bulunan açık kıvrımlar. Uydu görüntüsünde Edremit Körfezi güney doğusunda Ören-Altınova arasında İnönü Formasyonu karşılığı olan gölsel birimlerde bulunan açık kıvrımlar (Kalın noktalı çizgi kıvrım eksenini gösteriyor).....	149
Şekil 3.12	: A: Şahitepsi doğusundaki yolda foliasyona uyumlu kayma	151

	kıvrımı, B: Kapıdağ gözetleme kulesi tepesi altındaki yolda büyük ölçekli fleksurel kayma kıvrımı, C: Şahintepesi yolunda mermer katmanı içinde fleksurel kayma kıvrımı, D:Mıhlı Çayı kuzeyinde mermer katmanı içinde domino türü faylanma, E: Kavurmacılar Köyü girişinde listirik fayları kesen dik açılı normal faylar, F: Mıhlı Kanyonu'nda budinleşmiş mermer katkılar, G: Hasanboğuldu Çayı'nda amfbolitler içinde makaslama gözleri.....	
Şekil 3.13	: Kazdağ Grubu'nda görülen yapısal unsurların konumu ve ilişkisi. (a) foliasyona uyumlu kayma kıvrımı, (b) tabaka içi domino faylanma, (c) makaslama gözü, (d) listrik normal fay (e) dik açılı normal fay.....	152
Şekil 3.14	: Kazdağ Grubu'nda kıvrım eksenleri, normal faylar, lineasyon ve foliasyon, II ve yoğunluk diyagramları.....	153
Şekil 3.15	: Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı'nda yapılan ölçümlerin II ve yoğunluk diyagramları.....	154
Şekil 3.16	: A: KGSF'nin Kazdağ doğusunda Bazlamaç Tepesi'nde düzlemi, B: Beyoba kuzeyinde KGSF düzlemi, C: Beyoba kuzeyinde KGSF düzlemi üzerinde kayma çizikleri, D: Altınoluk batısı KGSF, E: Mıhlı Değirmeni'nde KGSF düzlemi, F: Mıhlı Deresi'nde KGSF nin tavan bloğunda gözlenen KGSF ye bağlı gelişen sıyrılma ile oluşmuş budinaj yapıları, G: Adatepebaşı güneyinde KGSF düzlemi, H: Adatepebaşı doğusunda bulunan kanyonda KGSF düzlemi, oklar hareket yönünü göstermektedir.....	155
Şekil 3.17	: A: Edremit Körfezi ve çevresinin jeoloji haritası (Çalışma sahası dışındaki harita alanı Okay vd. 1991; Karacık, 1995, Altunkaynak, 1996; Genç, 1998, Aster, uydu görüntüleri ile denetlenerek yeniden çizilmiştir). B: Kazdağ Sıyrılma Fayı'nın çalışma modeli.....	157
Şekil 3.18	: A, B: Kızılyar Fm ve Küçükkuyu Fm.. içinde sedimantasyona yaşıt normal faylar, C, D: Kızılyar Fm ve Küçükkuyu Fm. içinde slump yapıları, E: Küçükkuyu içinde sedimanter bir monoklinal.....	158
Şekil 3.19	: Kızılyar ve Küçükkuyu formasyonlarında ölçülen sedimanter normal fay, slump ve paleoakıntı yönleri.....	159
Şekil 3.20	: Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı, Edremit Sıyrılma Üzeri Havzası, Kazdağ Çekirdek Kompleksi arasındaki ilişkileri gösterir blok diyagram. Blok diyagramda kullanılan renkler Şekil 3.17 deki harita renkleridir.....	160
Şekil 3.21	: Çetmi Ofiyolitik Melanjı ve Üst Triyas-Alt Kretase istifinde tabaka foliasyon ve kıvrım eksenleri diyagramları.....	161
Şekil 3.22	: Çalışma sahasının geç Kretase ve Paleosen'de evrimi ve tektonik konumu. Bölgenin evrimi erken Kretase'de başlayan sığlaşma geç Kretase'de yükselme ve Paleosen'de kıvrımlanma ile temsil edilmiştir.....	162
Şekil 3.23	: Çalışma sahasında en geç Triyas-Jura dönemlerinde çökelen formasyonlar ve bölgenin yapısal gelişimi.....	164
Şekil 3.24	: Kalabak Birimi içinde mermer merceğinin dik tabakaları ile onu kuşatan fillatların foliye düzlemlerinin arasındaki ilişki....	166

Şekil 3.25 :	Kalabak Köyü'nden kuzeye giden yolda Kalabak Birimi içinde görülen kapalı kıvrımlar (A,B) ve ters kink kıvrımlar (C,D) noktalı gösterilen çizgiler S_1 düzlemlerini kesen S_2 makaslama düzlemlerini göstermektedir.....	167
Şekil 3.26 :	Fazlıca, Kınar ve Kalabak birimlerinden ölçülen foliasyon ve tabakalardan elde edilen II ve yoğunluk diyagramları.....	168
Şekil 3.27 :	Çalışma sahası doğusunda Kalabak ve Tepeoba birimleri arasında bulunan Nilüfer birimi metatüflerinde kutu kıvrım (A) ve asimetrik kıvrım (B). Nilüfer Biriminin doğu mostrasında ölçülen foliasyonların II ve yoğunluk diyagramları, genel kıvrım eksenleri (C).....	169
Şekil 3.28 :	Tepeoba Birimi'nde ölçülen foliasyonların II ve yoğunluk diyagramları, genel kıvrım eksenleri.....	170
Şekil 3.29 :	Kalabak Birimi ve üzerinde klip olarak bulunan Çal Birimi'nde ölçülen foliasyon ve tabakalardan elde edilen II ve yoğunluk diyagramları, genel kıvrım eksenleri.....	171
Şekil 3.30 :	Nilüfer ve Hodul birimlerinde ölçülen foliasyon ve tabakalardan elde edilen II ve yoğunluk diyagramları, genel kıvrım eksenleri.....	172
Şekil 3.31 :	A: Hodul Birimi arkozlarında yatık bir kapalı kıvrım. B: Nilüfer Birimi içinde splitlerin üzerinde bulunan çört tabakalarında silindirik kıvrım. C: Hodul Birimi, Arkoz-çört aralanmasında yatık kıvrım. D: Hodul Birimi arkoz-fillat aralanmasında yatık dalımlı kapalı bir kıvrım. E: Hodul Birimi'nde asimetrik dalımlı kıvrımlanma. F: Nilüfer metatüflerinde bir kutu kıvrım.....	173
Şekil 3.32 :	Karakaya Karmaşığı ünitelerinde ölçülen foliasyonlardan elde edilen II ve yoğunluk diyagramları, genel kıvrım eksenleri.....	174
Şekil 3.33 :	Karakaya Karmaşığı içinde gözlenen kıvrım, kıvrım eksen düzlemi, ters ve normal fayların II ve yoğunluk diyagramları..	175
Şekil.3.34 :	Karakaya Karmaşığı'nın erken-orta Triyas yapısal evrim modeli.....	176
Şekil 3.35 :	Kazdağ zirvesinin Aster uydu görüntüsüne bindirilmiş sayısal arazi modeli, metaofiyolit-mermer sınırının izi ve gösterdiği kıvrımlı yapı.....	177
Şekil 3.36 :	. Kazdağ Grubu ve Karakaya Karmaşığı'nın ortamları ve palinspastik yapısal evrim modeli: Karbonifer'de çalışma sahasında Gondwanya temeli üzerinde, gerilme rejimi altında klastik ağırlıklı rift formasyonları sayılabilecek Kalabak, Kınar ve Fazlıca birimlerini oluşturan formasyonlar çökelmiştir. Permo-Karbonifer'de Paleotetis Okyanusu kuzeyden güneye dalmaya başlamış, güney pasif kenar üzerinde gelişen dalma-batma zonunda Karakaya Karmaşığı'nı oluşturan birimler, eklenir bir prizmada bir araya gelmeye başlamışlardır. Permo-Triyas'ta Paleotetis okyanusal kabuğu dalmasına devam etmiş, kıta kenarından beslenen Hodul Birimi ile okyanus kabuğu üzerinden kürenen Nilüfer Birimi dalma-batma zonunda bir araya gelmeye başlamıştır. Bu esnada hendek içinde eklenir prizma	

- üzerindeki platformlardan gelen sığ denizel kırıntıların yoğunluk akıntılarıyla bir araya gelmiştir (Çal Birimi). Daha sonra Paleotetis Okyanusu'nun Lavrasya pasif kenarı ile okyanus ortası sırt arasında kalan okyanusal levha geç Triyas'ta Karakaya Karmaşığı'nın altına yerleşmiş olacaktır (Bkz Şekil 34)..... 179
- Şekil 4.1** : Kuzey Ege ve Kuzeybatı Anadolu'nun sismik aktivitesi. Deprem ve G-topo verisi USGS, deniz batimetri verisi, Smith vd., 1997'den alınmıştır. Kırmızı işaretler $M=3-5$, Sarı $M=5-7$ ve maviler $M>7$ büyüklüğünde depremlerdir. Veri 1973-2003 arası kapsamaktadır. 1954 Yenice-Gönen depremi haritaya eklenmiştir (Hazırlayan O. Tan)..... 181
- Şekil 4.2** : Edremit Körfezi çevresi sismik aktivite haritası. Deprem ve G-topo verisi USGS, deniz batimetri verisi, Smith vd., 1997'den alınmıştır. Kırmızı işaretler $M=3-5$, Sarı $M=5-7$ ve maviler $M>7$ büyüklüğünde depremlerdir. Veri 1973-2003 arası kapsamaktadır. Fay çözümleri Cornell Üniversitesi etkileşimli yer bilimleri veritabanından çizdirilmiş, Taymaz vd., 1991, Kalafat, 1995 ve Örgülü, 2001 yerel çözümleri haritaya eklenmiştir..... 184
- Şekil 4.3** : Paralel kırık düzlemler modeli (Taymaz vd.,1991). Bu modele göre birbirine paralel düzlemler(a) oluşturulur, ikinci aşamada doğu kesimi batıya göre daha fazla rotasyona uğradığından dolayı dirsekler oluşur, böylece birbirinden ayrılan dirsekler arasında paralel yönde doğrultu atımlı harekete bağlı oblik gerilme oluşmaktadır (b). Bu modelin pratik uygulaması olarak Taymaz vd., (1991) birbirine paralel olan ağaç parçalarını orta kesimde birbirine vidalamış ve bunları iki tarafından aynı bloğun üzerine yine hareket edecek şekilde monte etmiştir (c). Böylece sola doğru itilen levha dirsekleri hareket ettirmekte ve iki levha arası daraldıkça ağaç parçaları birbirine göre doğrultu atımlı hareket etmekte ve kuzey-güney gerilme oluşmaktadır..... 185
- Şekil 4.4** : A: Paralel dirsek modeli (Taymaz vd.,1991) ve paralel ters dirsekler arasındaki kinematik ilişki, B: Ege Fay paterni ve paralel dirsekleri oluşturan ana tektonik hatlar, sarı renkli kare çalışma alanı ve çevresinin sistemdeki yerini göstermektedir C: Ege-Anadolu asimetrik dirsekler modeli (taban haritası <http://atlas.geo.cornell.edu/ima.html> sayfasından hazırlanmıştır) 186
- Şekil 4.5** : GPS yatay hızları dağılımı (Mc Clusky vd., 2000'den alınmıştır.)..... 187
- Şekil 4.6** : A:Ege'de GPS vektörlerinin dağılımı (Mc Clusky vd, 2002 verisinden Özeren (2002) tarafından hazırlanmıştır) B: GPS vektörlerinde hesaplanan genlenme yönleri ve miktarları (Özeren, 2002'den alınmıştır) C: Çalışma alanı ve yakın çevresinde sıkışma ve gerilme yönleri, lacivert yönler gerilme, sarılar ise sıkışma bileşenlerinin büyüklüklerini göstermektedir..... 188
- Şekil 4.7** : Trakya ve Biga Yarımalarında GPS hızlarının dağılımı

- (İstanbul sabit) (Straub ve Kahle, 1994; Straub vd. 1997) ve bölgenin aktif fayları (Midilli: Bornovas Rondogianni-Tsiambau (1983); Biga Yarımadası: Siyako vd., (1987), Dikili, Kozak ve doğusu Yılmaz vd. (2000), Gelibolu Yarımadası ve Ganos Fayı: Yaltırak (1996), Trakya: Sakınc vd. (1999), Manyas ve güneyi, Yaltırak, (2002)'den birleştirilmiştir.) Noktalı çizgi Şekil 4.8. deki düşey eksen göstermektedir..... 189
- Şekil 4.8** : Trakya ve Biga'da GPS hızlarının bloklara göre dağılımı ve Şekil 4.7 de gösterilen hat ve bloklara göre gruplama Straub vd.,(1997)'den alınarak düzenlenmiştir. Gri alanlar bloklarda gözlenen hızların aralığını, kırmızı çizgi blok içinde faylar arasında kalan alandaki hızı, mavi çizgi bloklar arasındaki hız farkını göstermektedir..... 190
- Şekil 4.9** : Kuzeybatı Anadolu'nun sismotektonik haritası (Karadaki aktif faylar, Midilli: Bornovas Rondogianni-Tsiambau (1983); Biga Yarımadası: Siyako vd., (1989), Dikili, Kozak ve doğusu Yılmaz vd. (2000), Gelibolu Yarımadası ve Ganos Fayı: Yaltırak vd. (1996), Trakya: Perincek (1991), Sakınc vd. (1999), Manyas ve güneyi, Marmara Denizi ve Saroz Körfezi, Yaltırak, (2002)'den birleştirilmiş, fay çözümleri Taymaz, 1991, 1999, 2000, Kalafat, 1995, Gürbüz vd. 2000, GPS vektörleri Straub vd. 1997 den alınmıştır.) ve palinspastik yapısal evrim haritaları (Yaltırak, 2002'den uyarlanmıştır). TEFZ: Trakya-Eskişehir Fay Zonu, GFZ: Ganos Fay Zonu, BBFZ: Bandırma-Behramkale Fay Zonu, MEFZ: Manyas Edremit Fay Zonu, BBB: Balıkesir-Bursa Bloğu, EMB, Edremit-Manyas Bloğu, MB: Marmara Bloğu, TKB Trakya-Kocaeli Bloğu, TB: Trakya Bloğu, IKB, İstanbul-Kocaeli Bloğu..... 192
- Şekil 4.10** : Ege Denizi ve çevresinde gerilme lineasyonlarına dayalı gerilme vektörleri. (Wallcot 1998'den uyarlanmış, taban haritası <http://atlas.geo.cornell.edu/ima.html> sayfasından hazırlanmıştır.)..... 193
- Şekil 4.11** : A: Çalışma sahasının çevresinin Senozoyik volkanikleri ile kırıntılılarının jeoloji haritası ve radyometrik yaşları B: Çalışma alanında ölçülen paleomanyetik yönler ve makaslama zonları. Jeoloji haritası Bornovas ve Rondogianni-Tsiambau, 1983; Siyako vd.,(1989); Karacık, (1995); Altunkaynak, (1996); Ercan vd., (1998), Sakınc vd., (1999), Yılmaz vd., (2000); Yaltırak vd., (2000); Yaltırak, (1997; 2002) ve MTA 1/500000 lik jeoloji haritasından uyarlanmıştır. Paleomanyetik veriler 1. Kissel vd. (1986), 2-Tapırdamaz ve Yaltırak (1997), 3-Orbay vd. (1998), 4-C.Tapırdamaz (Kişisel görüşme), 5-İşseven, (1995), 6-Orbay vd. (1993), 7-Orbay vd., (1996), 8-İşseven (2001), 9-Kissell vd. (1988). Jeoloji haritasında bulunan yaş referansları Ek 4'te bulunmaktadır..... 197
- Şekil 4.12** : A: Sağ yanal basitleştirilmiş balık kılçığı modeli (Bozkurt ve Koçyiğit, 1996) B: Rotasyonlar ve faylar arasındaki ilişki.

	“A” zonunda blok olarak hareket eden dilim saatin ters yönünde döner. “B” zonunda makaslama ve dönme etkisi bir aradadır ve dönme görülmeyebilir. “C” zonunda ise ana faya yakın kesimlerde tamamen sağ yanal makaslama ile lokalite saat yönünde döner. “F” anafayı, I, II, III lokalitenin harekete bağlı konumunu göstermektedir.....	198
Şekil 4.13	: A: Erken Pliyosen’de Ege bölgesinde KAF öncesi palinspastik paleocoğrafya haritası ve tektonik bloklar. B: Anadolu ve Yunanistan karalarının paleomanyetik veriler ışığında erken Miyosen’de palinspastik konumları. Sarı noktalı çizgi Trakya-Eskişehir Fayı ve Xanti-Kavala fayı üzerinde geçen Euler büyük dairesini, DK dönme kutbunu göstermektedir. BBF: Bandırma-Behramkale Fayı, TB: Trakya Bloğu, BB: Biga Bloğu, EMB: Edremit-Manyas Bloğu.....	203
Şekil 4.14	: Trakya-Eskişehir Fayı üzerinden Batı Anadolu Bloğu’nun saatin ters yönünde rotasyonu, atım ve hız-zaman grafiği .	204
Şekil 4.15	: Ege Sistemi’nde paleotektonik unsurların paleomanyetik veriler ışığında yapılmış erken Miyosen palinspastik rekonstrüksiyonu. Yunanistan ve Ege’deki hatlar Aubouin (1959) ve Walcott (1998)’den Türkiye’deki hatlar Okay ve Satır, (2000)’den derlenmiş, tüm hataların, Trakya Eskişehir Fayı’nın, Isparta Dirseği batı cephesinin konumu ile Batı Anadolu bloğunun konumu bu çalışmada belirlenmiştir. ÇK: Çekirdek Kompleks, İPS: İntra Pontid Süturu, İAZ: İzmir-Ankara Zonu.....	207
Şekil 5.1	: Erken Karbonifer-geç Triyas arasında çalışma sahası ve çevresinin paleocoğrafyası (Haritalar, Stampfli ve Borel, 2002’den, çalışma sahası verileri ve Şengör ve Yılmaz, (1981), Tekeli, (1981), Şengör vd., (1984), Okay vd., (1991), Tüysüz ve Yiğitbaş, (1994), çalışmaları dikkate alınarak yeniden düzenlenmiştir.....	218
Şekil 5.2	: Erken Jura - geç Kretase arasında çalışma sahası ve çevresinin paleocoğrafyası (Haritalar, Stampfli ve Borel, 2002’den, çalışma sahası verileri ve Şengör ve Yılmaz, (1981), Görür vd., (1983), Şengör vd., (1984b), Şengör ve Hsü, (1984), Altın vd., (1991), Okay vd., (1996); Görür vd., (1998) çalışmaları dikkate alınarak yeniden düzenlenmiştir .	219
Şekil 5.3	: Erken Eosen-orta Miyosen arasında çalışma sahası ve çevresinin paleocoğrafyası Yaltırak, (1996); Tüysüz vd., (1998), Görür vd., (1998) dikkate alınarak yeniden düzenlenmiştir.....	220
Şekil B.1	: Edremit Körfezi ve kuzeyinin jeoloji haritası	242
Şekil B.2	: Edremit Körfezi sığ sismik kesitleri blok diyagramı	243
Şekil B.3	: Edremit Körfezi sığ sismik kesitleri blok diyagramı	244

EDREMIT KÖRFEZİ VE KUZEYİNİN JEODİNAMİK EVRİMİ

ÖZET

İnceleme alanı Kuzeybatı Anadolu'da Biga Yarımadası'nın güneyinde yer alır ve Edremit Körfezi ile kuzeyinde yer alan Kazdağ kapsar. Çalışma alanı Karbonifer'den günümüze dek uzanan bir jeolojik evrimin parçalarını oluşturan kaya gruplarından oluşur. Bu alanda temelde Kazdağ Grubu'nu oluşturan Babadağ Formasyonu (metaofiyolit), Sarıkız Formasyonu (mermer zarf), Kavurmacılar Formasyonu (amfibolit-mermer) ve Altınoluk Formasyonu (gnays-mermer) ile temsil edilen amfibolit-granulit fasiyesinde metamorfik seri bulunur. Kazdağ Grubu üzerinde bir sıyrılma fayı dokanağı ile yeşil şist fasiyesinde metamorfik Karakaya Karmaşığı bulunur. Karakaya Karmaşığı, doğuda Paleozoyik yaşlı bir granodiyorid temel üzerinde gelişen şist, fillat, bazalt ve mermer içiren Fazlıca, ve bu temelin bindirdiği Kınar ve Kalabak birimleri ile başlar. Bu birimlerin üzerinde tektonik bir dokanakla itilmiş olarak spilitlerden oluşan Nilüfer, felsik fillat ve tüflerden oluşan Tepeoba birimleri gelir. Nilüfer birimi ile yanal geçişli olan arkozik kumtaşı, seyrek spilit ve çört ardalanması ile temsil olunan Hodul Birimi diğer bir kaya topluluğudur. Bu birimlerin üzerinde içinde dağ boyutunda Permiyen ve Triyas yaşlı kireçtaşı blokları bulunan Çal Birimi tektonik dokanakla yer alır. Çalışma sahası doğusunda Karakaya Karmaşığı üniteleri üzerinde uyumsuz olarak Üst Triyas yaşlı arkozik kumtaşlarından oluşan Çamlık, siyah renkli şeyllerden oluşan Çakaltepe, karbonatlı kumtaşı ve şeyllerden oluşan türbiditik Sakarkaya, Jura'da derin denizel kireçtaşları ile başlayan erken Kretase'de sığ denizel kireçtaşlarıyla sona eren Bilecik formasyonları bulunur. Çalışma sahasının batısında, Kazdağ Grubu ile dokanağını, Kazdağ Sıyrılma Fayı'nın oluşturduğu, geç Kretase yaşlı Çetmi Ofiyolitik Melanjı bulunur. Çalışma sahasında bu birimlerin kesen Üst Oligosen - Alt Miyosen yaşlı Edremit Granodiyorid Grubu ve bu granitlerin sokulumu esnasında gelişen, kalk-alkalen volkaniklerden oluşan aynı yaşlı Kızılkıran Formasyonu yer alır. Kızılkıran Formasyonu üzerinde dereceli

geçişle karasal kıvrıntılardan oluşan Alt Miyosen yaşlı Kızılyar Formasyonu bulunur. Üste doğru Alt-Orta Miyosen yaşlı türbiditik Küçükkuşu Formasyonu ve gölsel tüflerden oluşan Büyükçetmi Formasyonu ile istif sona erer. Çalışma sahasının doğusunda Kızılkıran Formasyonu üzerinde Üst Miyosen yaşlı İnönü Formasyonu'nun karasal ve gölsel istifi uyumsuz olarak yer alır. Edremit Körfezi ve kuzeyinde bu birimlerin üzerinde alüvyal yelpaze çökellerinden oluşan Üst Pliyosen - güncel yaşlı Hasanboğuldu Formasyonu uyumsuz olarak bulunur. Edremit Körfezi içinde Hasanboğuldu Formasyonu'nun devamı niteliğinde olan çökellerin üzerinde son 240 yıl içinde zaman zaman deniz etkisi ile görülen buzul arası ve buzul dönemlerini temsil eden Tirheniyen, Würm ve Holosen sismik stratigrafik birimleri bulunmaktadır.

Çalışma sahası, Karbonifer-Triyas döneminde Paleotetis Okyanusu'nun parçalarını içerir. Kazdağ Grubu'nu oluşturan kayalar Okyanus kabuğunun Lavrasya kesimini oluştururken, Karakaya Karmaşığı güneye dalan okyanusun güney kenarında yer alan ortamları temsil eder. Bu ortamlar denizaltı dağı-(Nilüfer Birimi), eklenir prizma (Hodul Birimi), eklenir prizma gerisi havza (Tepeoba Birimi) ve bu havzanın pasif Kimmerid kenarı (Fazlıca+Kınar+Kalabak) ile hendek içi debris çökelleri (Çal Birimi) içerir. Orta-geç Triyas'ta Lavrasya ve Sakarya kıtaları çarpışır, arada bulunan birimler ve tektonik dilimler halinde Karakaya Karmaşığı'nın yapısını oluştururlar. Geç Triyas'ta Karakaya Karmaşığı ve Kimmerya Kıtası birleşik bir ülke oluştururken, çalışma sahasının doğusunda İzmir-Ankara Okyanusu açılmaya başlar. Bu okyanus Geç Kretase'de Sakarya Kıtası'nın altında yitmeye başlar. Aynı dönemde çalışma sahasının batısında ise Rodop-Pontid İç Okyanusu yitimini sürdürmektedir. Bu iki okyanusta erken Eosen'de büyük ölçüde yitmiş ve neredeyse Lavrasya ile Sakarya, Sakarya ile Menderes-Toros Bloğu çarpışmış haldedir. Geç Oligosen'de artık etkisini yitiren çarpışmanın ardından Ege bölgesinde KD-GB yönünde Helen Yayı'nın dalma-batmasına koşut olarak oluşan yay-ardı gerilme ile çekirdek kompleksleri ortaya çıkarmaya başlamış, sıyrılma fayları ile yükselmeye başlayan masifler arasında sıyrılma fayı üzeri havzaları gelişmeye başlamıştır. Kazdağ Grubu altında gömülü bulunduğu Karakaya Karmaşığı altından sıyrılarak yüzeylenmeye başlaması aynı döneme rastlar. Anatektik granitler ise Kazdağ Sıyrılma Fayı'na dönüşecek makaslama zonunda gelişmektedir. Bu granitlerin oluşumu sırasında geç Oligosen -erken

Miyosen’de yüzeyde kalkalkalen volkanizma hüküm sürmektedir. Yükselmeye bağlı olarak Kazdağ Sıyrılma Fayı çevresinde Kızılyar ve Küçükkuyu formasyonları ile temsil edilen serinin çökelediği havza oluşmaktadır. Erken Miyosen’de etkin olan gerilme rejimi orta Miyosen’den başlayarak Trakya-Eskişehir Fayı’nın saatin yönü tersine rotasyonu ile Batı Anadolu bloğunun batıya kaçması sayesinde sönümlenmiştir. Bu sönümlenme dönemini sahada gölsel tüfitlerin çökelimi temsil etmektedir. Geç Miyosen’de Trakya-Eskişehir Fayı’nın hızlanmasıyla bölgede paralel dirseklerin denetlediği oblik gerilme rejimleri oluşmaya başlamıştır. Bu dönemde Ege’de alkalen volkanizma etkin olurken, dağlar arasında sınırlı fay kontrolü görülen göl ve akarsu birimlerinin yavaş çökelimi vardır. Erken Pliyosen sonunda Kuzey Anadolu Fayı’nın Biga Yarımadası ve Kuzey Ege’de etkin olmasıyla paralel dirseklere asimetric dirsekler, kara alanında gelişmeye başlamıştır. Geç Pliyosen’de Kazdağ çevresinde doğrultu atımlı faylar ortaya çıkmaya başlar. Blok hızlarının farkından dolayı oluşan rotasyon ile Edremit Körfezi açılmaya başlar. Genç normal faylar, Kazdağ Sıyrılma Fayı’nı keserek yükselmede etkin olurlar. Geç Pliyosen’de Ege merkezi kesiminde paralel dirseklerin açılmasıyla kuzey-güney gerilme, Anadolu kıyılarında ise sağ yanal oblik gerilme rejimi oluşturmuştur. Bu rejimin etkisinde gelişen Edremit Körfezi çökme sonucu 240 bin yıl önce deniz etkisine girmiş deniz seviyesinin düştüğü dönemlerde göl ve akarsu rejimi hakimiyeti altında kalmıştır.

GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE GULF OF EDREMIT AND NORHTERN AREA

SUMMARY

Study area is located to the south of the Biga Peninsula, NW Anatolia. It includes the Edremit Bay and the Kazdağ Group to the north. The rock groups represent a geological period starting from the Carboniferous to present. On the basement a metamorphic serie in amphibolite-granulite facies take place. These serie form the Kazdağ Group itself and is made up of the Babadağ Formation, Sarıkız Formation, Kavurmacılar Formation and Altınoluk Formation. A detachment fault seperates the metamorphic Karakaya complex (green shist facies) in the upper plate from the Kazdağ Group in the lower plate. To the east, the Karakaya Complex starts with the Fazlıca, Kınar and Kalabak units and contains shist, fillate, basalt and marble, above a Palaeozoic granodiorite basement. These rocks are overlain by the units of Nilüfer -thrust slice of splites- and Tepeoba, which is made up of felsic fillate and tuffs, respectively. The Hodul unit passes laterally into the Nilüfer unit and it is made up of arkozic sandstone, rare spilit and chert alternations. On top of these formations, the Çal unit commences with a tectonic contact and it contains huge (mountain size) Permian-Triassic limestone blocks. To the east of the study area, Çamlık (Upper Triassic arkosic sandstones), Çakaltepe (fossiliferous black shales), turbiditic Sakarkaya (carbonaceous sandstone and shales), and Bilecik (starts with Jurassic deep marine limestone in and ends with Lower Cretaceous shallow marine limestone) formations are unconformably situated above the rocks of the Karakaya Complex. To the west of the study area, the Upper Cretaceous Çetmi Ophiolitic Mélange is separated from the Kazdağ Group by the Kazdağ Detachment Fault. Both units are cut by the Upper Oligocene - Lower Miocene Edremit Granodiorite Group and the contemporaneous Kızılkıran formation, which is made up of calc-alkaline volcanic rocks formed during the intrusion of these granites. The Kızılkıran Formation vertically passes into the

Lower Miocene Kızılyar Formation which is composed of terrestrial detritus material. This sequence ends upward with the turbiditic Küçükkuyu Formation (Lower-Middle Miocene) and lacustrine tuffs of the Büyükçetmi Formation. To the east of the study area, terrestrial and lacustrine sediments of the Upper Miocene İnönü Formation displays locally unconformable relationships with the underlying the Kızılkıran Formation. These formations located in the Edremit Bay and its northern parts are unconformably overlain by the Upper Pliocene – Recent Hasanboğuldu Formation which is represent by alluvial fan deposits. In the Edremit Bay, a series of sedimentary units (Tyrrhenian, Würm and Holocene) which are defined by seismic stratigraphy are placed on top of the equivalent deposits of Hasanboğuldu Formation. These marine deposits represent the time period of 240 Ka B.P. during which glacial and inter-glacial periods have taken place.

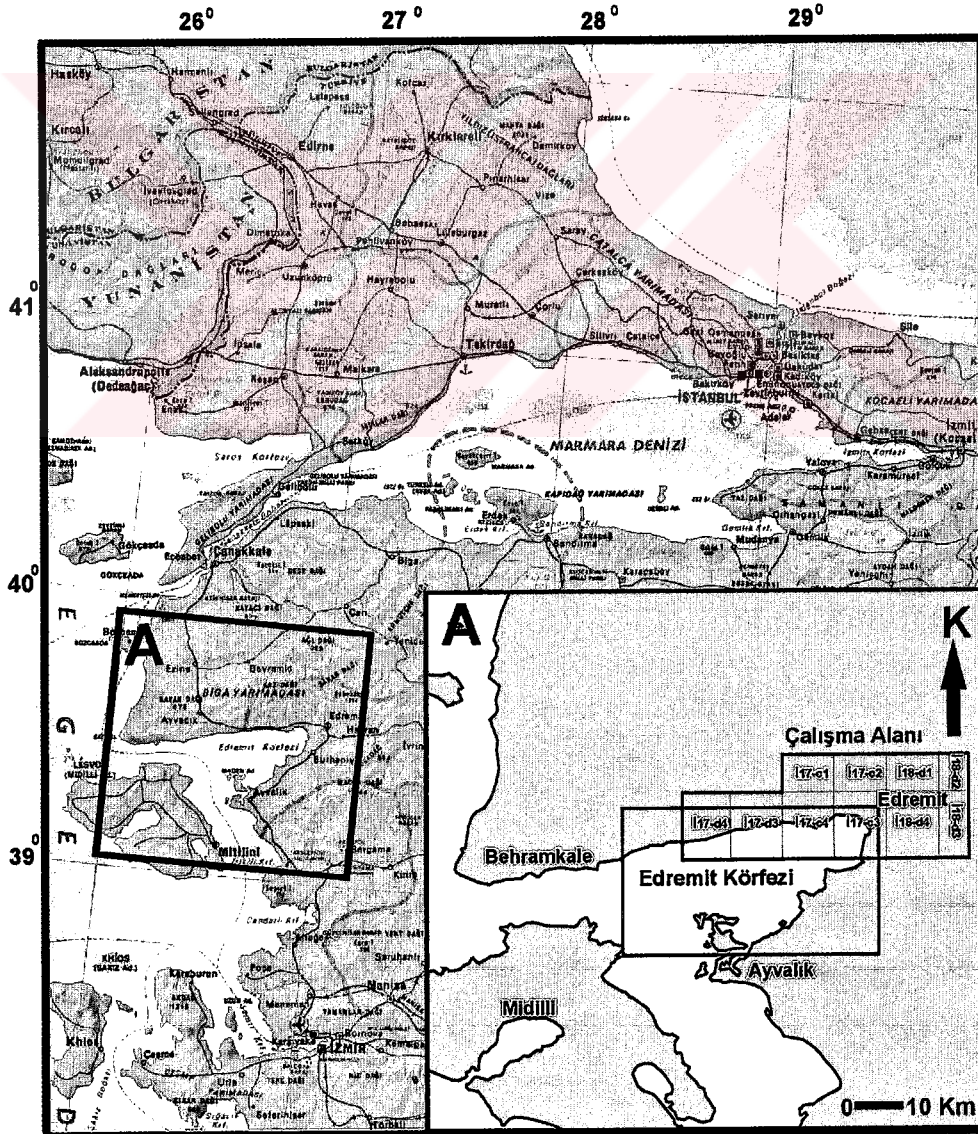
The study area forms the pieces of Palaeotethys Ocean dominated between Carboniferous to Triassic times. The rocks of the Kazdağ Group form the Laurassia part of the oceanic crust while the Karakaya Complex represents the southern environments of the south-dipping oceanic crust. These environments include the sea-mouth (Nilüfer Unit), accretional prism (Hodul Unit), marginal basin (Tepeoba Unit) and passive Kimmeria margin of this basin (Fazlıca+Kınar+Kalabak units). The Laurassian and Sakarya continents collided during the Middle-Late Triassic and the units between these continents formed the Karakaya Complex in the form of tectonic slices. While the Karakaya Complex and the Kimmerid continent formed a terrane (Sakarya Continent) in the Late Triassic, the İzmir-Ankara Ocean started to open to the east of the study area in the Early Triassic. This ocean started to subduct beneath the Sakarya Continent in the Late Cretaceous. At the same period, the Intra Pontid Ocean, which is located to the west of the study area, continued to close. In the Early Eocene, both oceans were nearly consumed and the collisions of Laurassia /Sakarya and Sakarya/Menderes-Toros blocks were almost complete. During the Late Oligocene, following the ceasation of continent-continent collisions, core complexes in the Aegean region started to develop as a result of back-arc tensional forces caused by the NE-SW oriented Hellenic arc subduction. The basins occurred above the detachment faults that were responsible for the exhumation of methamorphic massif in the Aegean. This time corresponds to exhumation of the Kazdağ Massif beneath the Karakaya Complex along the detachment fault.

Meanwhile, the anatectic granites developed along the shear zone which was later replaced by the brittle Kazdağ detachment fault. Granitic magma accompanied by calc-alkaline volcanism at surface in the Late Oligocene. Whole the metamorphic rocks were extend in the lower plate of the Kazdağ detachment, a supra detachment basin was formed in the upper plate. The basin fill is represented by Kızılyar and Küçükkuyu formations..

The extensional tectonic regime which was dominant in the Early Miocene started to attenuate in the Middle Miocene, due to the westward escape of the west Anatolian block initiated by the counter-clockwise rotation of the Thrace-Eskişehir fault. This attenuation period is represented by the lacustrine tuffaceous deposits. During the increasing activity of the Thrace-Eskişehir fault in the Late Miocene, oblique extensional regimes supported by parallel broken slats started to develop. During this period, alkaline volcanism and fluvial to lacustrine sedimentations occurred in the fault controlled intermountain basins. At the end of Early Pliocene, together with the increasing effects of the North Anatolian Fault System in the Biga Peninsula and in the north Aegean Sea, some parallel and asymmetric broken slats started to develop on land. Meanwhile, strike slip faults developed around Kazdağ. The Edremit Bay started to open because of the rotation caused by the difference between the velocities of the rotating blocks; young normal faults cut through the cut and displace Kazdağ Detachment Fault. In the mean time, opening of the parallel broken slats caused N-S extension regime around the central Aegean and dextral oblique extension regime along the Northwestern Anatolian coastal area. The Edremit Bay developed under such a tectonic regime and turned into a marine realm about 240 ka B.P., except for the periods of low sea level when lagoonal and fluvial depositional environments were dominated in that specific area.

1. GİRİŞ

Çalışma sahası Kuzeybatı Anadolu’da, Balıkesir ve Çanakkale il sınırları içinde Edremit Körfezi ve kuzeyinde kalan 1/25000 ölçekli Ayvalık İ17-d4, d3, c1, c2, c3, c4, Balıkesir İ18-d1, d2, d3, d4 paftaları ile temsil olan alan kara alanını, Kuzeydoğu Ege’de Edremit, Ayvalık, Midilli Adası doğusu ve Behramkale arasındaki deniz alanını kapsar. Çalışma sahası kara kesimi 648 km² deniz kesimi ise 920 km²’lik bir alanı oluşturur (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 Çalışma sahasının yer bulduru haritası.

Edremit Körfezi, kuzeyi ve doğusunu kapsayan çalışma 5 bölümden oluşmaktadır.

1. Giriş

2. Edremit Körfezi ve Kuzeyinin Stratigrafisi

3. Edremit Körfezi ve Kuzeyinin Yapısal Özellikleri

4. Edremit Körfezi ve Çevresinin Jeofizik Özellikleri

5. Tartışma ve Sonuçlar

“*Giriş*” bölümünde tez konusu alanın jeolojik olarak zaman ve mekandaki konumu tanımlandıktan sonra dört alt başlık ile tezin amacı ve problemler, tezde kullanılan teknikler, eski çalışmalar ve bölgenin coğrafi konumu tanıtılmaktadır.

“*Edremit Körfezi ve Kuzeyinin Stratigrafisi*” başlıklı ikinci bölümde çalışma sahasında yüzeyleyen tüm birimler jeolojik özellikleriyle tanımlanmaktadır. Deniz alanında ise elde bulunan sığ sismik kesitlerden Kuvaterner yaşlı stratigrafik birimler, derin sismik kesitler ve deniz sondajı aracılığı ile sismik kesitlerdeki birimlerin karadaki devamları karşılaştırılmaktadır.

“*Edremit Körfezi ve Kuzeyinin Yapısal Özellikleri*” başlıklı kesimde Kazdağ Çekirdek Kompleksi’nin oluşumunda ortaya çıkan makro ve mikro yapılar ile Kazdağ’ı kuşatan birimlerde gözlenen deformasyonlar anlatılmakta, deniz alanlarında haritalanan sığ ve derin yapıların kara alanlarıyla karşılaştırılması yapılmaktadır.

“*Edremit Körfezi ve Çevresinin Jeofizik Özellikleri*” başlıklı bölümde ise ağırlıklı olarak bölgedeki paleomanyetik veriler, gravite ve manyetik özellikleri ile bölgenin deprenselliği ilgili veriler bölgenin jeodinamik evrimini ortaya çıkarmak için yeniden gözden geçirilmektedir.

Tartışma ve sonuçları içeren kısımda ise daha önceki bölümlerdeki verilere dayanarak, Edremit Körfezi ve çevresinin jeodinamik evrimi, KD Ege’de gerilmenin yaşı ve kinematığı, sıkışmanın yaşı ve kinematığı, doğrultu atımlı fay

tektoniğinin etkileri, yaşı ve kinematığı irdelenmekte tezin genelinde sunulan veriler ile bölgenin Kuzey Doğu Ege sisteminin evrimindeki yeri tartışılmaktadır.

Bu çalışmada gözlenen bir çok birimin arasındaki ilişkiyi ortaya çıkarmaya ve bu birimlerin jeolojik evrimlerini anlayabilmek için çalışılan tez konusu alanda söz konusu edilecek olan olaylar dönem dönem değerlendirilecektir. Bunlar, Paleotektonik dönem olarak adlandırılan Paleotetis ve Neotetis okyanuslarının evrimini içeren dönem, Neotetis Okyanusu'nun oluşumu ve yitimi, bu dönemin ardından Ege bölgesinde başlayan gerilme rejimi dönemidir. Ardından Kuzey Batı Anadolu'da başlayan kaçma tektoniğine bağlı gelişen süperimpoze rotasyonel gerilme dönemi olarak anacağımız, olayların yaratıcısı olan sistemlerin farklı olmasından dolayı ikiye ayırdığımız erken ve geç neotektonik dönemleridir.

Söz konusu dönemleri anlatan kaya toplulukları içinde Paleotektonik dönemi Paleozoyik yaşlı Kazdağ Grubu ve Çamlık Metagranodiyoridi, Karbonifer- Üst Triyas yaşlı birimleri bir araya getiren Karakaya Karmaşığı, Üst Triyas-Alt Kretase yaşlı çökel formasyonlar ve Üst Kretase-Paleosen yaşlı Çetmi Ofiyolitik Melanjı ile temsil edilir. Bu birimlerin türeyişinin ardından Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı granitik plütonların sokulumu ve plütonların oluşumunu izleyen asidik volkanik kayaç gruplarının çıkışı bölgede yeni bir dönemi işaret eder. Bu plütonizma ve volkanizmaya koşut tektonik olaylarla farklı fasiyeslerde çökelmiş sedimanter birimler çalışma sahasında bulunur. Bölgedeki tektonik rejimin orta-geç Miyosen-erken Pliyosen'de değişmesiyle tüm birimlerin üzerinde gelişmeye başlayan karasal - gölssel birimleri, geç Pliyosen'den sonra çökelen karasal birimler ve Edremit Körfezi'nin oluşumunu izleyen çökelir izler.

Çalışma sahasında tektonik evrim çerçevesinde değerlendirdiğimizde de

I- Karbonifer-Permiyen dönemini izleyen Paleotetis okyanusu ve kenar denizlerinin yitimi ve orta-geç Triyas çarpışması,

II- Geç Triyas-erken Kretase döneminde gelişen Neotetis Okyanusu'nun geç Kretase'de başlayan yitimi, geç Kretase ve erken Paleosen çarpışması,

III- Kazdağ'ın geç Oligosen'de Ege yayına bağlı bir gerilme tektoniği ile bir çekirdek kompleksi olarak yükselmesi, bu olayla başlayan plütonizma ve volkanizmaya paralel gelişen havzalar dönemi,

IV- Kuzey Batı Anadolu'da geç Oligosen – erken Miyosen'de başlayan gerilme rejiminin erken-orta Miyosen sonunda gelişmeye başlayan Trakya-Eskişehir Fayı ve ondan ayrılan kolların denetimindeki doğrultu atımlı rejimle sona ermesi ve bölgede makaslama kuvvetlerinin hakim olduğu rotasyonel dönem,

V- Kuzey Anadolu Fayı'nın Kuzey Batı Türkiye'ye ulaştığı geç Pliyosen başından bu yana süren doğrultu atımlı fay tektoniği ve ona bağlı gelişen verev gerilme rejimidir.

Bu çerçevede çalışma alanı, Türkiye jeolojisinde Batı Anadolu ve Ege'de tartışılan olayların tarihini dar bir alanda toplamaktadır. Bu çalışmada Paleotektonik dönemi yansıtan olaylar temel jeolojisi içinde diğer araştırmaların alt yapısını da destekleyecek bir tarihçe içerirken, Ege gerilme rejimi ve neotektonik dönem ağırlıklı olarak tüm unsurlarıyla tartışılabilir yeni bir veri paketini de içermektedir.

1.1. Tez Amacı ve Problemler

Çalışma alanı olarak seçilen bölge Kuzey Ege'de Ege Sistemi'nin jeolojik tarihinin önemli bir parçasıdır. Paleotetis ve Neotetis okyanuslarının açılma ve kapanmalarına ilişkin temel veriler çalışma sahasının içinde bulunmaktadır. Bu bölgede Kazdağ Masifi'nin oluşturan kayaların ortamsal kökeni, Karakaya Karmaşığı'nı oluşturan tektonik ünitelerin bölgenin jeodinamik evrimindeki yeri, Paleotetis Okyanusu'nun yitimi, Neotetis Okyanusu'nun açılması öncesi paleocoğrafya ve Neotetis'in evrimi, geç Kretase'de dalma-batma rejimini gösteren birimlerin bölgenin evrimindeki yeri, Ege çevresinde tartışılan başlıca paleotektonik konularıdır.

Ayrıca Paleojen sonunda başlayan olaylar ile gelişmeye başlayan tektonik rejim, bu rejimin yarattığı volkanizma ve plutonizma, yapısal deformasyonlar ile iç içedir ve Ege Denizi'nin doğu yakasında bir çok araştırmacının cevabını aradığı soruların önemli bir kısmını içerir. Bu soruları soranlar, çok farklı modeller öne sürseler de baktıkları alan ve çalıştıkları yerler birbirine benzer, bazen de aynıdır. Bu araştırmacıları yıllardır meşgul eden temel sorular kısaca şöyle gruplanabilirler.

1. Ege'de gerilme ne zaman başlamıştır?
2. Ege'de sıkışma ne zaman başlamıştır?
3. Ege'de KAF etkili gerilme rejimi ne zaman başlamıştır?

Bu sorulara verilen yanıtlar aynı zamanda bölgede gelişen tektonik rejimi, volkanizmayı, plutonizmayı, çökel evrimini ve bunları denetleyen yapısal unsurları birbiriyle ilişkilendirir. Çalışma sahasında yapılan çalışmanın en önemli boyutu süreçlerin arasındaki geçişi saptamak, birbiriyle ilişkisiz olduğu öne sürülen jeolojik fenomenlerin arasındaki bağlantıyı kurabilmektir.

Yukarıda söz konusu edilen soruların yanıtlarının aranmasında seçilen alan, çok sayıda jeolojik fenomenin araştırılması, zaman-mekan ilişkilerin kurulması ve arazi ölçeğinden bölge ölçeğine taşınması sağlayabilecek olanaklar sunar.

Ege genelinde yanıtı aranan soruların yerelde yanıtını aradıklarımız ise şunlardır.

1. Kazdağ nasıl bir tektonik rejim ile yükselmektedir?
2. Edremit Körfezi'nin açılması ile Kazdağ'ın yükselmesi arasındaki ilişki nedir?
3. Kazdağ'ın dom yapısını yaratan jeolojik süreçler nelerdir?
4. Kazdağ'ın güneyinde yer alan granodiyoridler ile bölgedeki volkanitler arasındaki ilişki nedir?
5. Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin bölgeyi kuşattığı bilinen orta ve güney kolları bölgede nasıl etkin olmaktadır?

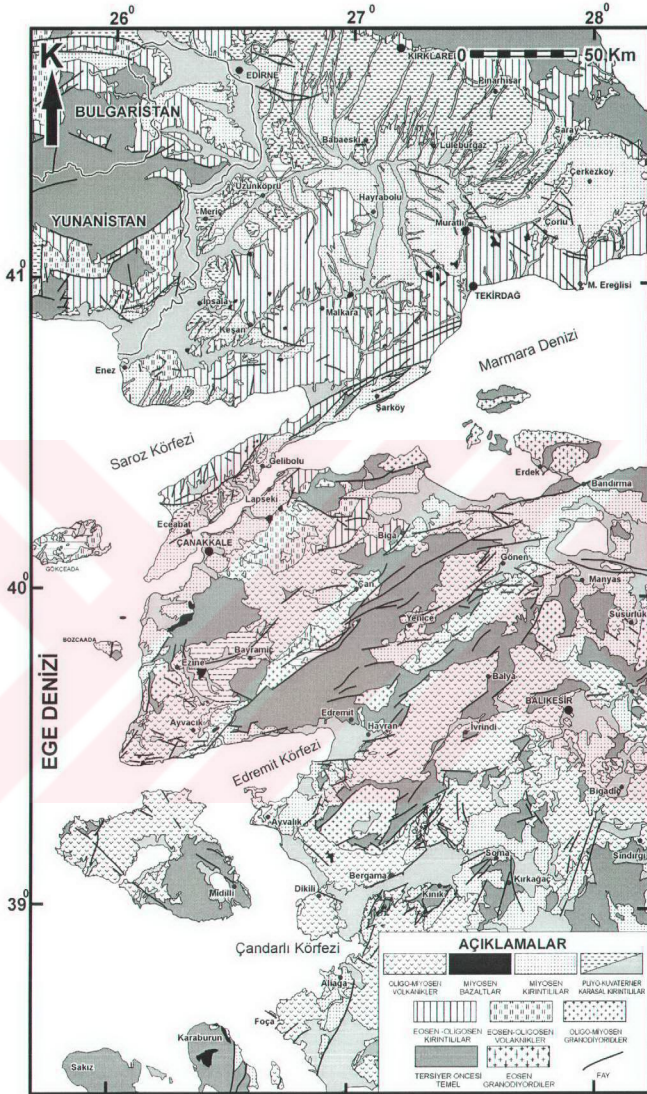
Bu geliştirilmiş sorular, özü itibarıyla Ege sisteminde her araştırmacıyı meşgul eden sorulardır. Bu soruları daha da özelleştirmek mümkündür. Bu özelleştirme ile sorulabilecek soruların başında, ilk sorunun arka planındaki özel sorulardan bir kaçını şöyle sıralayabiliriz.

Kazdağ bir çekirdek-kompleksi midir? Eğer böyle ise Kazdağ'ın çevresini sınırlayan bir sıyrılma fayı bulunmakta mıdır? Veya Kazdağ sıkışarak yükselen bir antiklinalin oluşturduğu soğan yapısında bir jeolojik oluşum mudur? Eğer böyle ise dışardan sıyrılan kabuğun oluşturacağı deformasyon ile çekirdek komplekslerinin yüzeylenmesini sağlayan sıyrılma faylarının yarattığı yapılar birbirinden nasıl ayırt edilir? Eğer Kazdağ Masifi bir sıyrılma fayı ile yüzeylendiyse ortaya çıkan çekirdek kompleksi simetrik ya da asimetrik midir?

Bu çerçevede artan soruların yanıtları bölgedeki genel soruların cevabını da vermemizi sağlayacaktır. Her ne kadar yerbilimlerinde doktora çalışmalarında elde edilen verilerden geniş alanlara ait göndermeler yapılması veya çıkarımlarda

Çalışma sahası geniş ölçekte Batı Anadolu'nun jeolojisi içinde Geç Karbonifer'de Pangea'nın üzerinde açılmaya başlayan, doğuya doğru genişleyen Paleotetis Okyanusu'nun (Stöcklin, 1974), Permo-Triyas'ta yitmeye başladığı ve erken Triyas'ta kapandığı yaygın bir görüştür (Wilson, 1963; Bullard vd., 1965; Smith, 1971; Dewey vd., 1973; Ziegler vd., 1979; Smith vd., 1981; Biju-Duval vd., 1977; Hsü, 1977). Paleotetis'in kapanması ile geç Triyas'ta Gondwana Kıtası kuzey cephesinde bu çarpışmayı izleyen dönemde, Neotetis adı verilen yeni bir okyanus açılmaya başlamıştır (Laubscher ve Bernouli 1977; Şengör, 1979a). Şengör (1979) yitmek üzere olan Paleotetis ile açılan Neotetis arasında bulunan dar uzun kıtayı, Kimmer Kıtası olarak adlandırmıştır. Paleotetis Okyanusu'nun yitimi ile oluşan orojenik sisteme bu nedenle "Kimmeridler" adı verilmiştir. Neotetis'in yitimiyle oluşan orojenik kuşakta "Alpidler" olarak adlandırılır (Şengör, 1979a; 1984). Çalışma sahasında ve yakın çevresinde Karakaya Karmaşığı Kimmerid orojenini temsil eder. Pangea'nın kuzey ve güney parçası olarak ayrılan Lavrasya ve Gondwana Paleotetis yitimiyle bir araya gelirken Neotetis onları tekrar ayırması, geç Kretase-erken Paleosen'de Lavrasya ile Sakarya ve Menderes-Toros Bloğu çarpışmaya başlamış, Türkiye'de Alp-Himalaya dağ kuşağı adı verilen dağ zincirinin 2000 km ye yakın bir kesimini oluşturmuştur (Okay, 1989). Çalışma sahası ve yakın çevresinde, Çetmi Ofiyolitik Melanjı ve Bornova Filişi, Alp-Himalaya dağ kuşağını oluşturan Alpin orojenini temsil eder. Kimmerid ve Alpid olayları çalışma sahasında üst üste binmiş bir tarihçe ve jeoloji içerir. Kimmeridler Karbonifer-Jura?, Alpidler ise Triyas-Geç Kretase orojenik kompleksler olarak Kuzey Anadolu'nun yapısını oluşturur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1984; Okay vd., 1991).

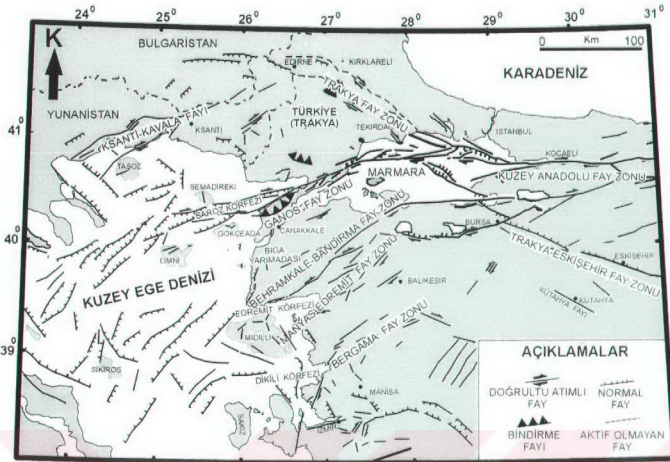
Türkiye üzerinde Paleotetis ve Neotetis okyanuslarının yitimleri ile anılan tarihçede, erken Paleojen'de süregelen çarpışma ve Bitlis Okyanusu'nun kapanmasıyla başlayan dönem Paleotektonik dönemin sonu, Neotektonik dönemin başlangıcı olarak tanımlanır (Şengör, 1979a; Şengör vd., 1985; Görür, 1988). Doğu Akdeniz'in Neotetis'in kapanmasıyla ortaya çıktığı dönemde erken Miyosen'den başlayarak Toroslar'da sıkışma ve yükselme ile temsil edilen dönemin sonucu öncelikle doğu Anadolu'da Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı oluşmuş ve Anadolu bloğu batıya doğru kaçmaya başlamıştır. Bu olaylar, neotektonik dönemin başlangıç safhası olarak tanımlanır (Şengör, 1979b; Şengör vd., 1985).



Şekil 1.4 Çalışma sahası ve çevresinin Tersiyer ve sonrası jeoloji haritası (Jeoloji haritası Bornovas ve Rondogianni-Tsiambau, 1983; Siyako vd., 1989; Karacık, 1995; Altunkaynak, 1996; Ercan vd., 1998; Sakıncı vd., 1999; Yılmaz vd., 2000; Yaltırak vd., 2000; Yaltırak, 2002 ve MTA 1/500000' lük jeoloji haritasından uyarlanmıştır.).

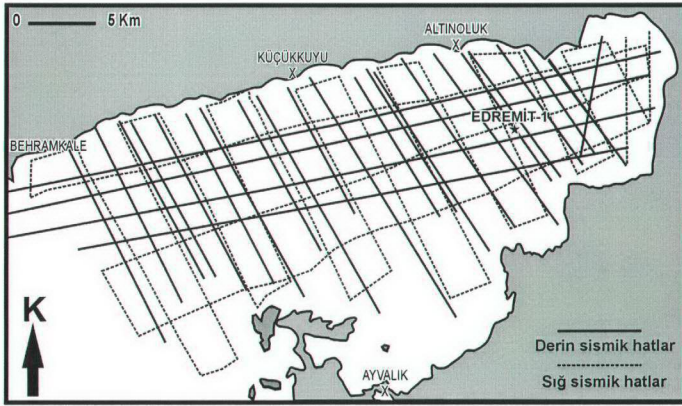
Çalışma sahasında Paleotektonik dönemin sonuna ait olaylar Paleojen yaşlı birimlerle temsil edilmektedir. Bunlar, çalışma sahasının kuzeyinde ve Trakya'da yer almaktadır. Bu birimler erken Paleosen'de İç Pontid Okyanusu'nun yitiminin ardından meydana gelen çarpışma ve bu çarpışmanın ardından gelişen erken Eosen sonundan başlayarak gelişen asimetrik gerilmeli havzalar dönemine aittir (Yaltırak, 1996; Tüysüz vd., 1998). Eosen-Oligosen yaşlı birimler (Şekil 1.4) Trakya, Paleojen Havzası'nı oluşturur. Trakya'da Geç Oligosen'de çökmenin durmasının ardından, Biga Yarımadası ve güneyinde, geç Oligosen-erken Miyosen'de asidik bir volkanizmanın başlamıştır (Ercan vd., 1985). Geç Oligosen granit plutonları ve onlara bağlı gelişen volkanizma erken Miyosen-orta Miyosen başlangıcına kadar bölgeye egemen olmuştur (Ercan, vd., 1985). Erken Miyosen sonundan geç Miyosen sonunda kadar Biga Yarımadası ve Marmara Bölgesi'nde, Trakya-Eskişehir Fayı ve ondan batıya uzanan kollara bağlı olarak bölgede doğrultu atımlı faylara bağlı olarak kırıntılı birimler çökmeye başlamıştır (Sakıncı vd., 1999; Yaltırak, 2002). Çalışma sahası ve yakın çevresinde çökelen Miyosen kırıntılıları hakim olarak Neotektonik dönemin erken safhasına karşılık gelir (Yaltırak, 2002).

Kuzey Anadolu Fayı'nın erken Pliyosen sonunda Marmara Bölgesine ulaşmasıyla, bölgede var olan tektonik hatları izleyerek Marmara Bölgesinde süperimpoze bir tektonik rejim oluşturduğunda yeni bir yükselme ve çökme dönemi başlamıştır (Yaltırak, 1996; 2002). Pliyo-Kuvaterner dönemine ait formasyonlar (Şekil 1.4) çalışma sahasında Kuzey Anadolu Fayı Sistemi'ne bağlı çökelen birimlerdir. Çalışma sahası Trakya-Eskişehir Fayı'nın Bandırma-Behramkale, Manyas-Edremit fay zonları arasında yer alır (Şekil 1.5) Kuzey Anadolu Fayı'nın bu kolları kullanmasıyla Bandırma Körfezi'nden Behramkale'ye uzanan parçası olan orta kol, Manyas Gölü'nden Edremit doğusunda güney kol olarak çalışmaya devam etmiştir (Yaltırak, 2002). Çalışma sahasının önemli diğer özelliği, Kuzey Anadolu Fayı'nın Ege Gerilme Sistemi'ne katılmasıyla oluşan yapılarıdır (Şekil 1.5) Kuzey Anadolu Fayı kollarının Ege Gerilme Sistemi ile karşılaştığı Saroz Körfezi bölgede doğrultu atım tektoniği ile karma gerilme sistemleri olarak bilinmektedir (Çağatay vd., 1998; Tüysüz vd., 1998; Yaltırak vd., 1998).Edremit Körfezi'nin ise Batı Anadolu'da bulunan doğu-batı doğrultulu normal faylara bağlı gelişen graben rejiminin içinde olduğu varsayılır (Mc Kenzie, 1972; 1978; Dewey ve Şengör, 1979; Yılmaz vd., 2000; Yılmaz ve Karacık, 2001).



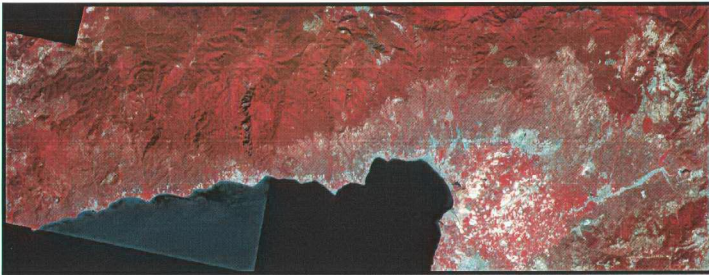
1.3. Tezde Kullanılan Teknikler

Bu araştırmaya söz konusu edilen alanda yapılan arazi çalışması beş yıl sürmüştür, 1/25000’lik topoğrafya haritasından 1/12500 ölçeğe büyütülmüş haritaya arazide gözlenen her birim ve yapısal unsur işlenmiş ve 1/50000 ölçeğinde basılmıştır (Ek 1). Sedimanter birimlerde ölçülü kesitler alınarak birimlerin ayrıntılı ilişkileri ortaya çıkarılmış ve çökeltme ortamları ile bölgesel tektonik unsurlar arasındaki ilişki ortaya konmuştur. Kullanılan ekipman Jeoloji pusulası, altimetre, jeoloji çekici şerit metre ve fotoğraf makinesi, kullanılmıştır. Toplam 1722 lokalitede gözlem yapılmıştır. Verilerin yapısal değerlendirilmesi aşamasında StereoNet. 4.26 paket programı ile II ve yapı kontur diyagramları çizdirilmiş, bu diyagramlarda genel kıvrım ve gerilme eksenleri bulunmuştur. Kara alanlarında yapılan temel araştırma ve gözlemler, denizde sığ ve derin sismik araştırmaları sonucu toplanmış toplam uzunluğu 821 km’yi bulan sismik kesidin (Şekil 1.6) stratigrafik ve yapısal yorum ile zenginleştirilmiş, karalarla deniz alanları bir arada, elde edilen veriye koşut tüm yapısal unsurlarıyla haritalanmıştır. Sığ ve derin kesitlerden milisaniye ve dakika cinsinden kalınlık haritaları yapılmıştır.



Şekil 1.6 Edremit Körfezi'nde kullanılan sismik hatların haritası.

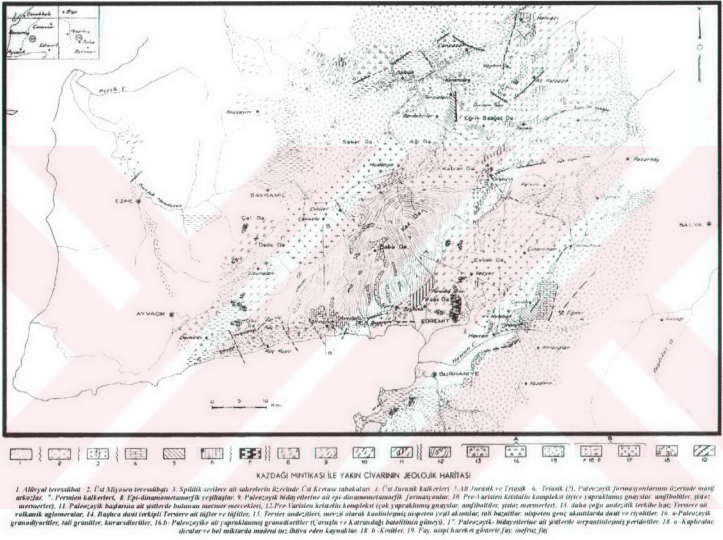
Kazdağ Grubu'nun ormanla örtülü alanlarında izlenemeyen birimler, haritalanabildikleri alanlardan başlayarak ASTER (30 X 30 m) uydu görüntüleri (Şekil 1.7) sayesinde tamamlanmış, Kazdağ'ın jeolojik yapısı, derin kanyonlarda yapılan travers çalışmalarıyla ortaya çıkarılmıştır. Bölgedeki 1/25000 ölçekli topoğrafya haritaları 20 m aralıklarla sayısallaştırılmış, oluşturulan sayısal arazi modeli, Kazdağ'ın güneyde görülen yapısal unsurlar ile morfoloji arasındaki ilişkiyi daha belirgin açıklanabilir kılmıştır. Sayısal arazi modeli üzerine İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü'nde, Berkarda Uzaktan Algılama ve CBS Laboratuvarı'nda ERDAS programı ile sahada yapılan jeoloji haritası giydirilerek 3 boyutlu jeolojik saha modeli oluşturulmuş, jeoloji ile morfoloji arasındaki ilişki görsel hale getirilmiştir.



Şekil 1.7 Çalışma alanının Aster uydu görüntüsü (30X30 m).

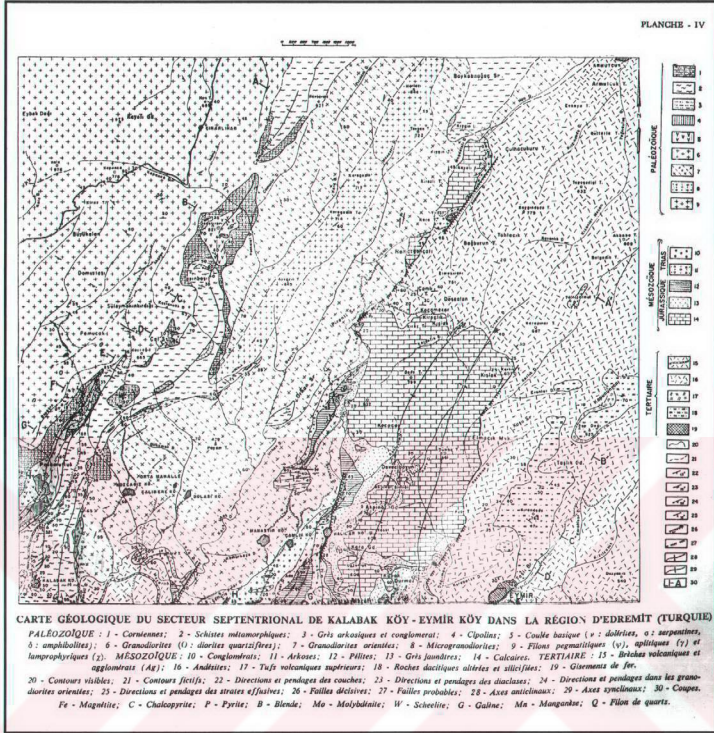
1.4. Eski Çalışmalar

Kazdağ Masifi'nde yapılan ilk bilinen araştırma bölgenin jeolojisi ve petrografisini anlatan Diller (1883) tarafından yapılan bir çalışmadır (Kaaden, 1959). Kaaden (1959) bölgeyi içine alan bir çok çalıştırma geliştiren çalışmasında Kazdağ Masifi (Şekil 1.8) ile Uludağ Masifi'ni karşılaştırır. Kaaden (1959) çalışmasında dağ oluşum evreleri çerçevesinde Kazdağ'ı oluşturan kayaları magmatik, metamorfik ve mineralojik evrimleri çerçevesinde değerlendirmiştir.



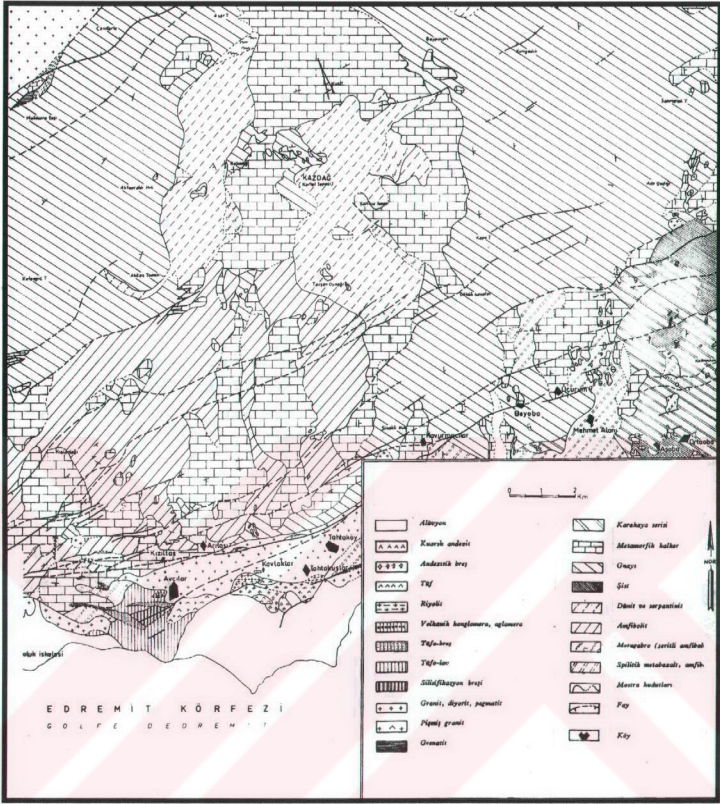
Şekil 1.8 Kazdağ çevresinin jeoloji haritası (Kaaden, 1959).

Schuilng (1959), Kazdağ Masifi'nde Hersinyen öncesine ait kıvrımlanma ile ilgili yaptığı çalışmasında Kazdağ çekirdeğinin K-G yönlü bir kıvrım olduğunu ve katazonal metamorfizma geçirdiğini belirtmektedir. İlk defa Kazdağ gnayslarının K-G yönlü çizgisel yapılar gösterdiğini, çevresindeki epimetamorfik seriyle metamorfizma ve deformasyon farkından aradaki dokanaklarının tektonik olabileceği yorumunu yapmış ve Kazdağ'ın yapısını gösteren haritasını yayınlamıştır (Şekil 1.9). Schuilng (1959), çalışmasında söz konusu ettiği Hersinyen öncesi deformasyon ile bölgedeki magmatizma arasında ilişki olduğunu dikkat çeken ilk araştırmacıdır.



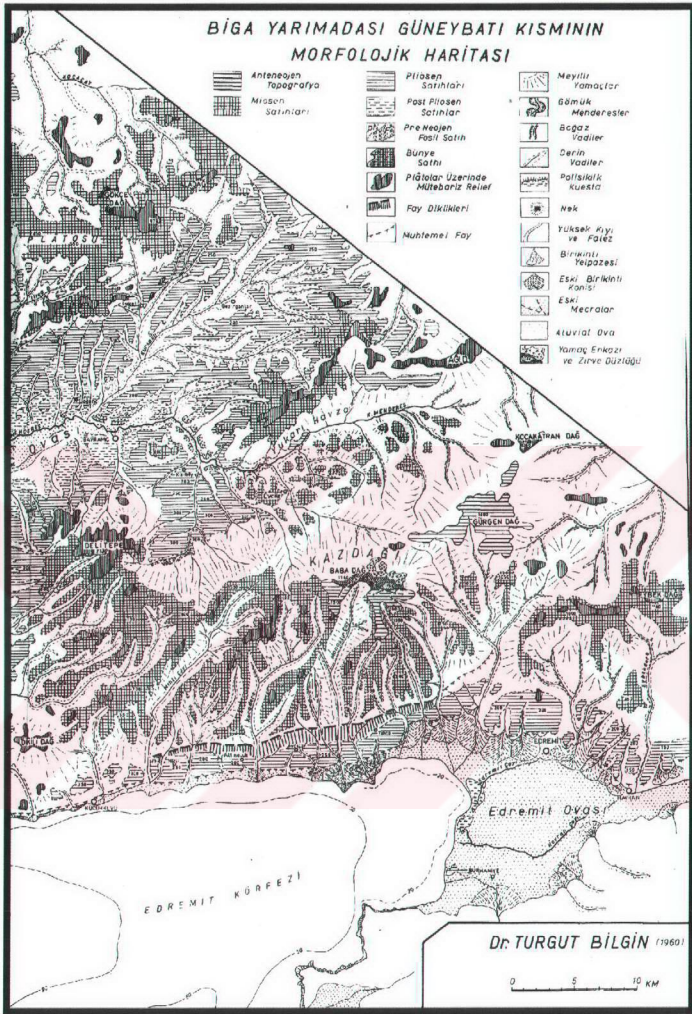
Şekil 1.10 Gümüş (1964), tarafından yapılan Kalabak-Eymir arasının jeoloji haritası.

Kalabak Köyünden batıya (Kazdağ-Zeytinli) doğru çalışan (Şekil 1.11) Aslaner (1965), Karakaya Karmaşığı'na ait metamorfik birimlerin tümünü Kazdağ Masifine dahil etmiş, gnays ve amfibolitleri istifin alt kesimler, yeşil şist fasiyesindeki mermer, spilit, fillat ve meta kumtaşlarını ise üst kesimler olarak yorumlamıştır. Eybek Granodiyoridi ve Çamlık Metagranodiyoridi'ni bir tek granit olarak tanımlamış ve Permiyen yaşlı, Hersinyen sonrası sıkışmanın ürünü olarak, bugün Kazdağ Masifi ve Karakaya Karmaşığı olarak adlandırılan birimleri kestiğini öne sürmüştür. Triyas-Jura istifi ile ilgili görüşleri ise Gümüş (1964) ile paralel olmuştur. Aslaner (1965) çalışmasında Eybek Granodiyoridi'nin kontak zonlarında gelişen mineralizasyonla ilgilenmiş, bu cevher zonlarının bölgenin yapısal unsurlarıyla arasında olan ilişkiyi araştırmıştır.



Şekil 1.12 Kazdağ-Edremit Körfezi arasının jeoloji haritası (Bingöl, 1969).

Bilgin (1969), Biga yarımadasını anlatan jeomorfoloji üzerine yaptığı çalışmada Kazdağ Masifi ve çevresindeki birimlerin morfolojideki izlerini anlatmış, Kazdağ'ın yüzey şekillerinin oluşmasında buzul ve buzullarası dönemin izlerini göstermiştir. Edremit Körfezi'nde değişen eğim profilleri ve derlediği jeolojik kesitleri karşılaştırıp yaptığı morfoloji haritasında Mıhlı Çayı ile Zeytinli Çayı arasında Kazdağ'ın güney yamacını kara kesiminde sınırlayan bir aktif bir tektonik süreksizlik olması gerektiğini öngörmüştür (Şekil-1.13). Bilgin (1969), bu fay sisteminin Kuvaterner döneminde derin kanyonların oluşmasında rol oynadığını öne sürmüştür.



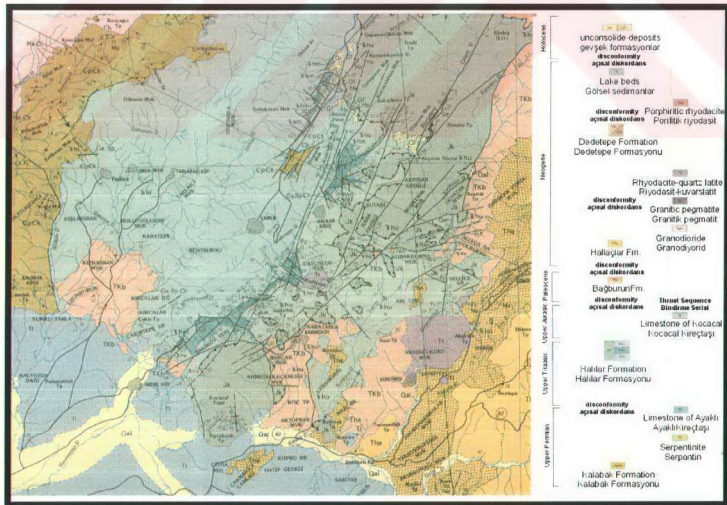
Şekil 1.13 Edremit Körfezi kuzeyinin morfoloji haritası (Bilgin, 1969).

Bölgeyi içine alan saha gözlemlerine dayanan diğer önemli bir çalışma Bingöl vd. (1973) yaptığı araştırmalardır. Kazdağ Masifi'ni Permiyen öncesine ait amfibolit fasiyesinde metamorfik birimler olarak tanımlayan Bingöl vd. (1973) Biga yarımadasında yaptıkları gözlemlere göre Alt Triyas ve Permo-Karbonifer yaşlı

rekristalize kireçtaşı blokları içeren, spilitli ve grovak hakimiyetindeki birimi Karakaya Formasyonu olarak tanımlamışlardır. Çalışma sahasında bulunan granodiyoridlerin stratigrafik konumunu değerlendirirken Üst Triyas'tan genç olduklarını belirtmişlerdir. Çalışma sahasında Jura yaşlı birimleri ayıran Bingöl vd. (1973) tabandaki kırıntılıları Alt Jura üzerindeki kireçtaşlarını Üst Jura olarak yaşlandırmıştır. Bunlar dışında Eosen yaş verdikleri volkaniklerin üzerindeki marnlı kireçtaşları ve volkanitlerle ardalanmalı volkano-sedimentleri Neojen olarak yaşlandırmışlardır.

Saka (1979), Edremit Körfezi ve çevresinde petrol arama çalışmalarını desteklemek amacıyla yaptığı çalışmada Alt-Orta Miyosen yaşlı istifi çalışmış, Kızılyar Formasyonu, Doyran Volkanitleri, Küçükkuşu ve İlyasbaşı formasyonlarını tanımlamıştır.

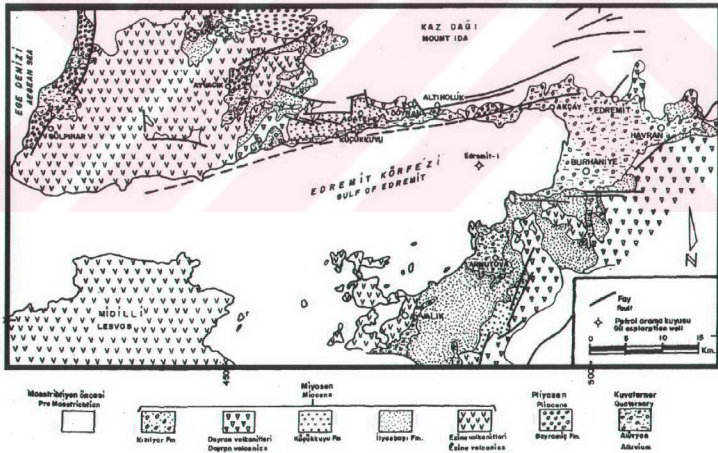
Krushensky vd. (1980) bölgede yaptıkları araştırmada Kalabak ve çevresindeki metamorfikleri Kalabak Formasyonu olarak adlandırmış ve Pre-Kambriyen-Kambriyen yaş vermiştir. Doğuda bulunan Çamlık metagranodiyoridin varlığını kabul etmemiş, birimi arkozik kumtaşıdan oluşan Üst Triyas yaşta Halılar Formasyonu adı altında değerlendirerek haritalamıştır (Şekil 1.14).



Şekil 1.14 Kalabak-Sarıçköl arasının jeoloji haritası (Krushensky vd.,1980).

Krushensky vd. (1980), Jura yaşlı kireçtaşlarının bölgedeki Triyas yaşlı kumtaşlarının ve Tersiyer volkaniklerinin üzerine bindirmiş veya yatayda graviteyle kaymış olabileceğini öne sürmüştür. Krushensky vd. (1980)'ne göre bölgede iki tektonik dönem bulunmaktadır. İlk dönem, orta Permien sonrasındaki kıvrımın ve bindirme tektoniği, ikincisi ise Tersiyer yaşlı normal faylanma dönemi olarak tanımlanmıştır.

Siyako vd. (1989) Edremit Körfezi ve civarını da kapsayan çalışmalarında bölgedeki Tersiyer istifinin Biga Yarımadası ölçeğinde korelasyonunu yapmıştır. Siyako vd. (1989) erken-orta Miyosen'de bölgede kalkalkalen volkanizmanın hakim olduğunu belirtmiş, bu volkanizmayla eş zamanlı oluşan havzalarda bitümlü şeyller çökelediğini belirtmiş, Kuzey Anadolu Fayı'nın yaşını Biga yarımadasında erken Miyosen olarak öngörmüştür. Kazdağ'ın yükselme mekanizmasını da doğrultu atımlı faylara bağlı basınç sırtı oluşumu ile açıklamıştır. Edremit Körfezi ile ilgili kesimde yapılan ayrıntılı haritalarda Kazdağ güney cephesindeki faylar, düşey atım bileşenli doğrultu atımlı faylar olarak belirtilmiştir (Şekil 1.15)

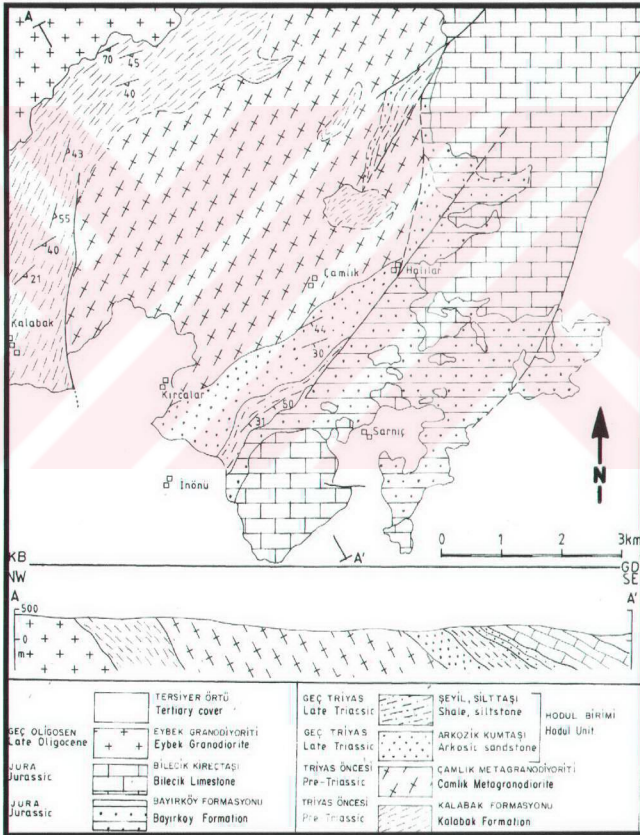


Şekil 1.15 Edremit Körfezi'nin Tersiyer jeoloji haritası (Siyako vd., 1989).

Sülzer (1990), Kazdağ Masifi'nde yaptığı mikro-tektonik çalışmasında Kazdağ Masifi'nin birbiri üzerine kuzeyden itilerek bindirmiş dilimlerden oluştuğunu öne sürmüş, Kazdağ zirvesinde yüzeylenen metaofiyolitleri nap olarak

düşünmüştür. Sülzer (1990)'e göre Kazdağ Masifi'nin hakim çizgisel yapı eksenini K-G yöndedir.

Biga Yarımadası'nda yürütülen diğer kapsamlı bir çalışmada Okay vd. (1990,1991) Sakarya Zonu içinde, Karakaya öncesi olarak tanımladığı, Kalabak Formasyonu ile Çamlık ve çevresinde yaptığı gözlemlere göre Çamlık civarındaki granodiyoridi Eybek'ten ayırmış ve Çamlık Metagranodiyoridi olarak adlandırmıştır. İki birim arasındaki ilişki Okay vd. (1990, 1991)'e göre kısmen tektoniktir ve bazı yerlerde metagranodiyorid, Kalabak Formasyonu'nu keser (Şekil 1.16).



Şekil 1.16 Kalabak Formasyonu, Çamlık Metagranodiyoridi ve Triyas arkozlarının arasındaki ilişkiyi gösterir jeoloji haritası (Okay vd., 1990).

Aynı çalışmada Okay vd. (1990, sf-102; 1991) Kazdağ Masifi'nin Pliyosen yaşlı çekirdek kompleksi olarak yükseldiğini öne sürmüştür.

Bölgede Jura yaşlı kireçtaşlarını çalışan Altınar vd. (1991) Bayırköy ve Bilecik formasyonlarının Halılar doğusunda ölçtükleri kesitlerle ayrıntılı bir biyokronolojisini ortaya koymuşlar ve Tetis Okyanusu'nun evriminin gelişimi hakkında görüşler öne sürmüşlerdir.

Çalışma alanını içine alan çalışmasında Pickett (1994), bölgeyi Karakaya Kompleksi içinde değerlendirmiştir Okay vd. (1991) deki tektonik ünitelerin yaş konakları ve jeokimyasal olarak kökenleri açısından incelemiştir. Pickett ve Robertson (1996)'a göre Kalabak Formasyonu, Tepeoba çevresindeki karbonat kayalarına ve farklı lokalitelerden derlediği spilit ve arkoz numunelerine göre denizaltıdağı (seamount) olarak düşünülmüştür.

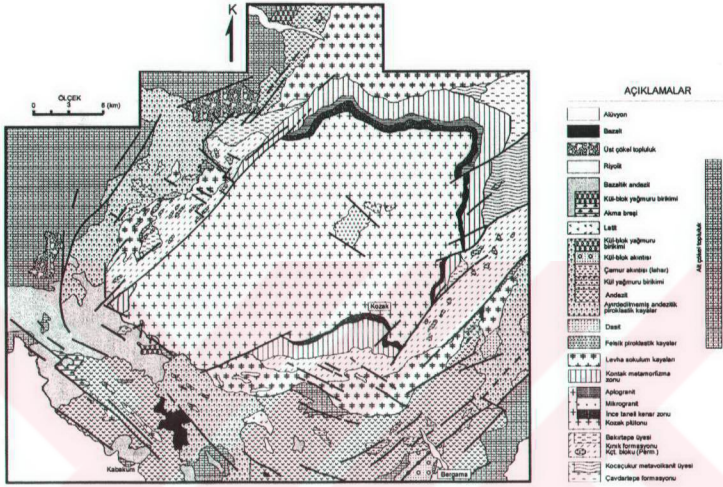
Çalışma sahasının batı ve güney doğu kenarlarında bölgesel magmatizma ile bölgenin Tersiyer tektonik evrimini ortaya çıkarmaya çalışan iki araştırma bulunur (Karacık, 1995; Altunkaynak, 1996). Bunlardan Karacık (1995), Behramkale, Ayvacık ve Bababurnu arasında kalan alanda çalışmış bölgede Oligo-Miyosen'de oluşan asidik volkaniklerin kabuk sıkışma tektoniği sonucu kabuk kalınlaşması olduğunu öne sürmüştür.

İşseven vd. (1995) Edremit Körfezini çevreleyen alanlarda topladıkları volkanik örneklerden elde ettikleri paleomanyetik ölçümlere göre Biga Yarımadası'nın saatin ters yönünde döndüğü ve bu dönme sırasında Edremit Körfezi'nin iki ayrı blok arasında dönmelerin farklı olmasından dolayı makas gibi açıldığını öne sürmüştür.

Okay vd. (1996) Paleo ve Neotetis üzerinde yaptıkları çalışmalarında Kazdağ Masifi'nden aldıkları numuneden 308 ± 16 my yaş elde etmiş, Çamlık metagranodiyoridinden aldıkları numuneden de 399 ± 13 my kristallenme yaşı saptamıştır.

Altunkaynak (1996), çalışma sahasının güneydoğu kenarında kalan Kozak Dağı ve çevresinde yaptığı çalışmada geç Oligosen- erken Miyosen'de bölgedeki granitik sokulumu izleyen kalkalkalen volkanizmanın orta Miyosen'de bölgede egemen olduğunu, bunun da Oligosen sonundan orta Miyosen'e dek sıkışma rejiminin yarattığı kabuk kalınlaşmasından kaynaklandığını öne sürmüştür.

Altunkaynak (1996) çalışmasında belirli zonlara dizili Üst Miyosen yaşlı bazaltları Ege’de kuzey-güney gerilme rejiminin ürünü olarak tanıtmıştır. Kozak Plutonu çevresinde yer alan KD-GB fayları sıkışma rejimi D-B yönlü olanları gerilme rejimi işaret eden yapılar olarak haritalamıştır (Şekil 1.18).



Şekil 1.18 Edremit Körfezi’nin GD’sunun jeoloji haritası (Altunkaynak, 1996).

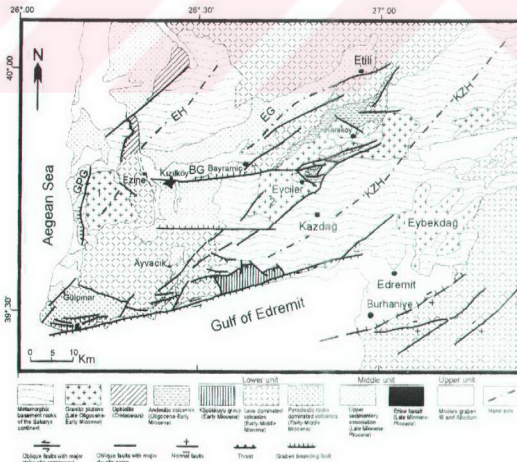
Beyhan (1999), Saroz ve Edremit körfezlerinin oluşumlarını araştıran doktora çalışmasında TPAO tarafından toplanmış sismik verilerden elde edilmiş sismik kesitlere dayanarak Edremit Körfezi’nin kuzey sahilini sınırlandıran doğrultu atımlı bir fay olması gerektiğini öne sürmüştür. Beyhan (1999) Edremit Körfezi’ni kuzeyden sınırladığını belirttiği fayın, Kuzey Anadolu Fayı Sistemi’nin sağ yanal karakterli güney kolu olduğu kanaatine varmıştır.

Lips (1998), Pelagoniye deformasyonunu da konu eden doktora tezinde Rodop, Kazdağ ve Menderes Masifi’ni karşılaştırmıştır. Kazdağ Masifi’nin batı kesiminde Okay vd. (1991) tarafından Pliosen yaşlı olduğu öne sürülen sıyrılma fayı ve Kazdağ Çekirdek Kompleksi’ üzerinde yaptığı çalışmalar ile Lips (1998), Paleosen’de Kazdağ Çekirdek Kompleksi’nin millonitizasyonun 50-55 my, granitizasyonun 20-25 my önce başladığını saptamıştır. Lips (1998’e göre Kazdağ’ı yükselten sıyrılma fayı erken Miyosen yaşlıdır. Edremit Grabeni ise bu olaylardan bağımsız Kuzey Anadolu Fayı denetiminde gelişmiştir.

Okay ve Satır (2000), Biga Yarımadası'nın bütünü içinde Kazdağ Masifi ile ilgili yaptıkları çalışmalarında Kazdağ Çekirdek Kompleksi'nin batı cephesinde yaptıkları analizlerle Kazdağ Masifi gnayslarında yüksek sıcaklık metamorfizmasının 19-22 my öncesinde (~24 my) ~7-14 km derinliğindeki makaslama zonunda gerçekleştiğini belirlemiştir. Bu makaslama zonunun da Kazdağ Sıyrılma Fayı ile yüzeylendiğini ortaya koymuşlardır.

Boztepe-Güney vd. (2001) Baba Burnu ve güneybatısında deniz alanlarında yaptıkları çalışmada sismik kesitlerde Edremit Körfezi'nin açılmasını kontrol ettiğini belirttikleri D-B yöndeki bir fayın, geç Miyosen-erken Pliyosen'de K-G gerilme tektoniğinin ürünü olduğunu ve bu fayın doğrultu atım bileşenli bir faya paralel olduğunu belirtmiştir.

Yılmaz ve Karacık (2001) erken-orta Miyosen'de bölgede kuzey-güney bir sıkışma rejimi ile asidik volkanizmanın geliştiğini, ardından geç Miyosen-erken Pliyosen'de KD-GB yönünde oblik faylarla kontrol edilen grabenlerin oluştuğunu, Edremit Grabeni'nin de Pliyo-Kuvaterner'de gelişen D-B yönlü Ege Graben Sistemi'nin bir parçası olduğunu belirtmişlerdir. Edremit Körfezi kuzeyi ve doğusunu gösteren haritalarında Kazdağ güney cephesini sol yanal oblik bir normal fayın sınırladığını göstermişlerdir (Şekil 1.19).

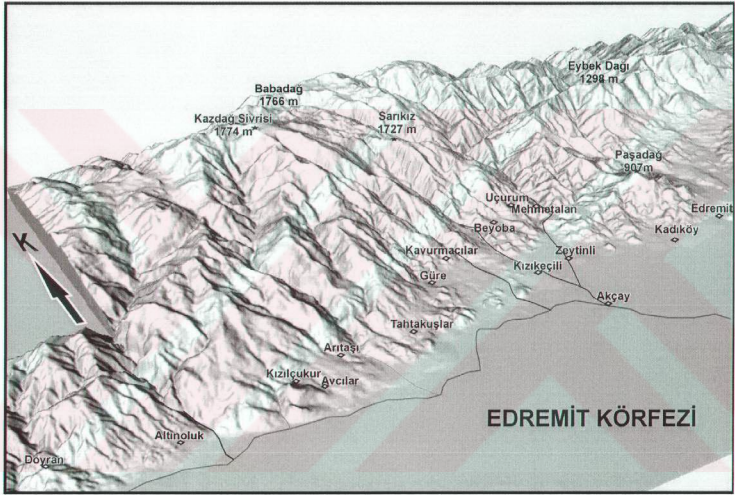


Şekil 1.19 Edremit Körfezi ve çevresinin tektonik hatlarını gösterir jeoloji haritası (Yılmaz ve Karacık, 2001).

1.5. Coğrafya

1.5.1. Kazdağ Silsilesi ve Eybek Dağı

Kazdağ 55 km uzunluğunda yaklaşık 15 km genişliğinde elips biçimine sahiptir. En yüksek noktası çalışma alanının dışında kalan Babadağ'ın batı ucundaki 1774 m yüksekliğindeki Kazdağ Sivrisi'dir. Babadağ 1766 metre, Sarıkız 1727 metre yüksekliğinde en yüksek noktalardır (Şekil 1.20).



Şekil 1.20 Kazdağ'ın orta kesimin morfolojik özelliklerin gösteren 3 boyutlu sayısal arazi modeli (Ölçeksiz).

Kazdağ'ın en yüksek alanlarında birbirine yakın yükseklikte tepeler, derinliği 500 metreyi bulan kanyonlarla kesilirler. Kazdağ silsilesinin yüksek kesimleri 800-1200 metre arasında bir plato görünümündedir. Edremit Körfezi'ne eğimlenerek alçalan plato, Narlı-Güre arasında 500-600 metreye iner (Şekil 1.13). Bu eğimli kesimler Altınoluk-Doyran, Güre-Beyoba arasında aniden diklik kazanırlar (Şekil 1.20). Narlı- Altınoluk arasında bu dikliğin önünde bulunan alanda 200-450 metre arası değişen alçak kesim, Kazdağ'ından körfeze ulaşan akarsularla, sırtlarla parçalanmıştır (Şekil 1.21). Bunlara örnek Mihlı Çayı, Koca Çay'dır. Avcılar-Zeytinli arasında bulunan kesimde bulunan Kazdağ'ın zirve kesiminden çıkan

vadiler, dar ve derin yataklara sahiptir, çok sayıda şelaleyle aşağıya iner ve içlerinde çok az çökel bulunur. Bu akarsuların Edremit Körfezi'ne kavuşan kesimlerinde alüvyon yelpazeleri oluşmuştur.

Şekil 1.21 Edremit Körfezi ve Kazdağ'ı gösterir sayısal arazi modeli (bakış güneyden kuzeye).

Çalışma alanında bulunan akarsular dandiritik drenaja sahiptir (Şekil 1.23). Akarsu ağının Kazdağ üzerinde daha dar ve az saçılmış olduğu, Kazdağ Masifi doğusunda ve batısında bulunan daha az dayanımlı kayaların oluşturduğu alanlarda

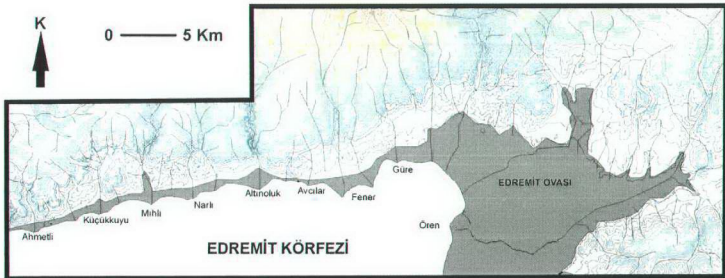
çok daha yaygın olduğu ve olgunlaştığı görülür. Kazdağ çevresinde akarsu ağının Kazdağ zirve ekseninin dışına doğru ışınsal, doğu kesiminde ise çizgisel K15D yönünde geliştiği görülür. Edremit Ovası güneyinde ise ışınsal dandiritik karakterlidir.



Şekil 1.22 Çalışma sahasının sayısal arazi modelinde drenaj ağı.

1.5.2. Kazdağ sahil ovaları, Edremit Ovası ve deltalar

Kazdağ'ın güney cephesinde alçak düzün önünde dar bir şerit halinde kıyı ovaları yer alır (Şekil 1.23). Bu kıyı ovalarından Kazdağ cephesine doğru uzanan vadiler ovaların kuzeye doğru devamıdır. Bu vadilerden Edremit Körfezi'ne deltalar uzanır. Bunlar Ahmetli, Küçükukuyu, Mihli ve Altınoluk deltalarıdır. Doğuya doğru kıyı ovaları arasında yer alan deltalar daha geniş alanları kaplar. Fener ve İncirlik deltaları Kazdağ'dan güneye uzanan alüvyal yelpazelerin denize



Şekil 1.23 Edremit Körfezi kuzeyi ve doğusunda akarsu ağı ve ovalar.

doğru uzantılarıdır. Kıyı çizgisinde deltalarla temsil olan kuzey sahil ovasının Kazdağ ile sınırı Altınoluk'a kadar bir doğrultu üzerinde, Avcılar'dan doğuya doğru girintili çıkıntılıdır. Deniz ile temel kaya arasında yer alan kıyı alüvyonları 15-4 km arasında değişir (Ek 1). Edremit ovası çalışma sahasındaki ovalar içinde en geniş alanı kaplar. Doğuya doğru daralan üçgen biçimli bir geometriye sahiptir (Şekil 1.23 ve Ek 1).

Edremit Ovası'nın bir graben ovası olduğu düşünülse de (Yılmaz ve Karacık, 2001) ovanın kuzey kenarlarında Akçay-İnönü arasında fay kontrolü yoktur (Ek 1). Çok sayıda akarsu ile beslenen ova, Kazdağ kesiminden beslenen Zeytinli ve Kızılkçeili dereleri civarında çok sayıda örgülü akarsu rejimindeki dereciklerle parçalanmıştır. Akçay ile Edremit Çayı arasında kalan alanının kıyı kesimi bataklık sayılabilecek sulak alanlardır. Edremit Ovası'nın kuzey cephesinde yer alan akarsuların ağzında bulunan yayvan vadi yataklarını dolduran geniş birikinti konileri, güney kesiminde bulunmaz. İnönü Köyü'nden başlayan Havran Çayı, menderesler yaparak Edremit Ovası'nda hemen hemen deniz seviyesinde kanalı sürekli dolu olan tek akarsudur. Ören'e doğru Edremit Ovası ile sahil arasında kıyı kumulları arasında bulunan lagünler ve kıyı gerisinde bulunan bataklıklar, Burhaniye-Edremit kara yolunun batısından başlar. Havran Çayı ile Edremit Çayı arasında kalan alan kıyı kesimi tamamen dalyan adı verilen bataklıklardan oluşur. Edremit güneyinde denizden 20 m, Havran güneyinde 30-40 m yükseklikte olan ova, Burhaniye-Ören arasında 10 m civarındadır. Ören'in kuzeyinde yer alan Havran Çayı'nın döküldüğü kesimin kuzeyinde eski bir lagün yer alır. Bugün tuzla olarak kullanılır. Bu lagün geçmişte kıyı işlevleri sonucu oluşan kıyı oklarıyla Havran Çayı'nın önünün kapanması sonucu oluşmuştur. Günümüzde lagünün güneyinde Havran Çayı, yeniden açılan yatağında denize boşalmaktadır.

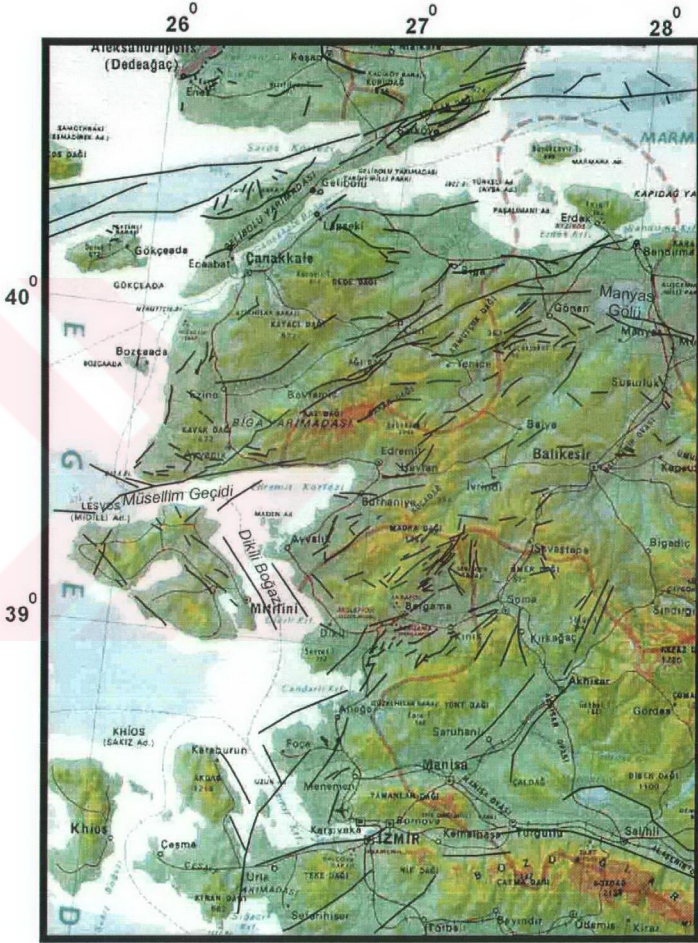
1.5.3. Edremit Körfezi

Edremit Körfezi, Kuzey Ege Denizi'nin doğu yakasında en kuzeyde yer alan Saroz Körfezi'nden sonra tektonik denetimli gelişen ikinci körfezdir ve Kuzey Anadolu Fayı'nın şekillendirdiği Biga Yarımadası'nın güney sınırını oluşturur.

Kuzeyinde Kazdağ, batısında Midilli adası, ve güney doğusunda Kozak Dağı bulunur. Daha güneyde Deniz alanında Dikili Körfezi yer alır. Edremit Körfezi'nin batıya doğru "Müsellim Geçidi" ve güneye doğru Dikili Boğazı olarak adlandırılan,

deniz koridorları ile Ege Sisteminin bir parçası olur. Edremit Körfezi, Edremit batısında, batı yönünde açılan yatık V şeklinde bir geometriye sahiptir (Şekil 1.24)

En geniş yeri Behramkale ile Ayvalık arasında 31 km kadardır. Akçay'dan başlayarak körfezin sona erdiği Behramkale arasında K77D uzanan sahilin



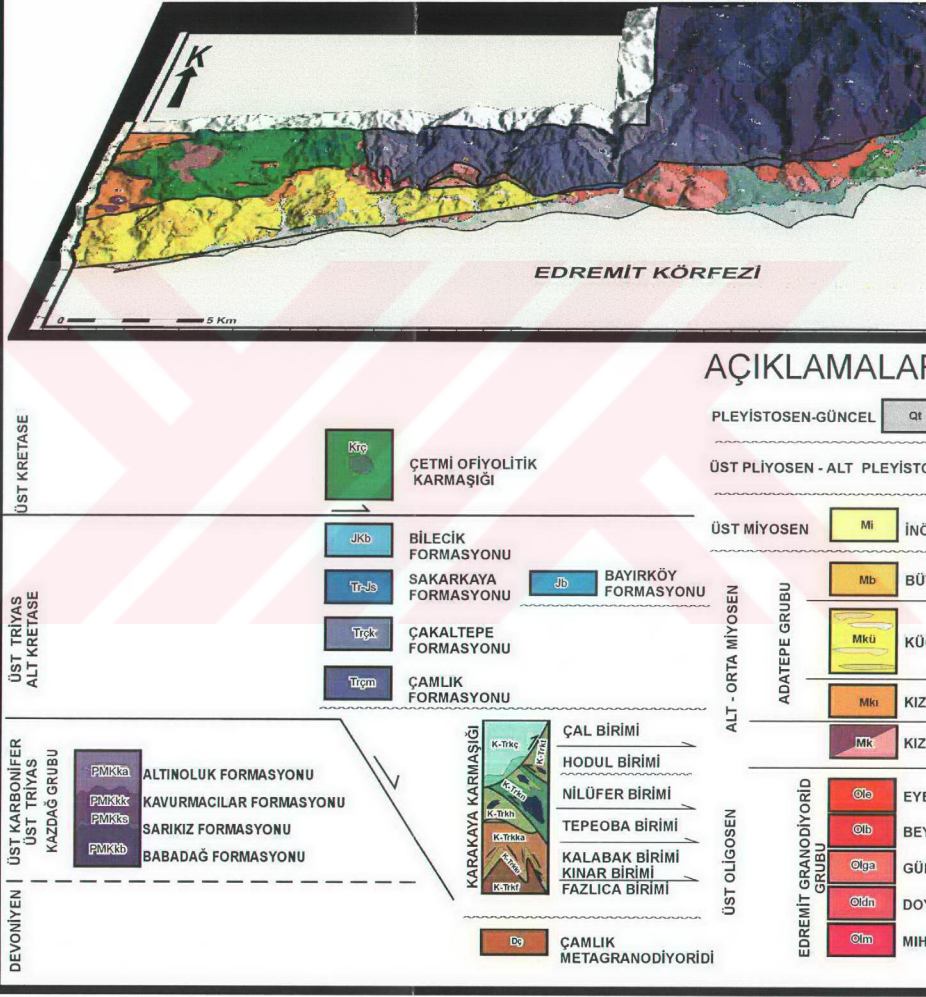
Şekil 1.24. Edremit Körfezi ve çevresinin morfolojisi ve aktif yapı haritası (Bornovas ve Rondogianni-Tsiambau, 1983; Siyako vd., 1989; Karacık, 1995; Altunkaynak, 1996; Ercan vd., 1998, Sakıncı vd., 1999; Yılmaz vd., 2000; Yaltrak vd., 2000; Yaltrak, 2002 ve MTA 1/2000000'luk aktif tektonik haritasından uyarlanmıştır.).

2. EDREMIT KÖRFEZİ VE KUZEYİNİN STRATİGRAFİSİ

Çalışma sahasında yer alan birimler, Devoniyen'den günümüze uzanan geniş bir zaman dilimini içerir. Çalışma sahasının metamorfik temeli, Paleozoyik ve Alt Mezozoyik zaman dilimini kapsar. Bölgede en yaşlı temel kayaç, Devoniyen yaşlı Çamlık Metagranodiyoridi'dir (Şekil 2.1 ve 2.2). Bu birimin amfibolit-granülit fasiyesi metamorfik kayalarından oluşan Kazdağ Grubu ile ilişkisi sahada gözlenmez (Şekil B.1). Çamlık Metagrandiyoridi ile Kazdağ Grubu'nun arasında eklenir prizma niteliğinde, farklı tektono-sedimanter ortamları işaret eden, Karbonifer-Üst Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı, Kazdağ civarında Kazdağ Grubu ile tektonik dokanaklıdır. Doğuda Karakaya Karmaşığı Çamlık Metagrandiyoridi ile tektonik dokanaklıdır (Şekil B.1 ve 2.2). Kazdağ Masifi'nin güney cephesindeki tektonik dokanağın güneyinde Oligo-Miyosen yaşlı granodiyoridler, Alt Miyosen yaşlı riolitler (Kızılkıran Fm) ve gölsel türbiditler (Küçükkuyu Fm) bulunur. Batıda ise aynı şekilde Kretase yaşlı Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı, Kazdağ Grubu ile tektonik dokanaklıdır (Şekil B.1 ve 2.2).

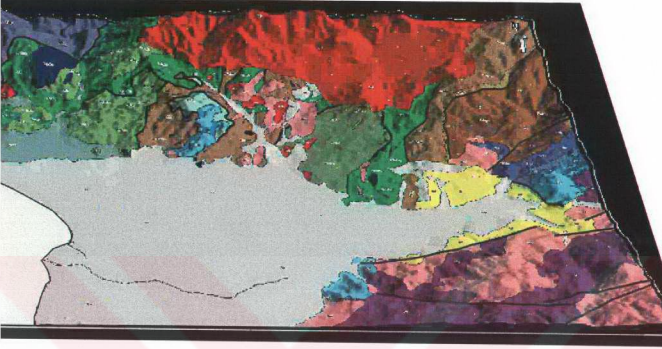
Paleozoyik ve Alt Mezozoyik yaşlı metamorfik birimlerin üzerinde doğuda, Üst Triyas - Alt Kretase yaşlı, karasaldan derin denizele ve sonuçta sığ denizele uzanan bir paleocoğrafyanın ürünü olan, akarsu ortamında çökelmiş Çamlık Formasyonu, delta ortamında çökelmiş Çakaltepe formasyonu, derin denizel alüvyal yelpaze fasiyesinde çökelmiş Sakarkaya Formasyonu, derin denizel kireçtaşlarıyla başlayan ve sığ denizel kireçtaşlarıyla sona eren Bilecik Formasyonu bulunur (Şekil B.1, 2.1 ve 2.2). Bilecik Formasyonu tabanında Çamlık, Çakaltepe, Sakarkaya formasyonlarının görülmediği kesim, Edremit kuzeydoğusunu ve Büyükdere Köyü güney batısını içine alan sahadır (Şekil B.1). Bu kesimlerde temel üzerinde yer alan karasal kumtaşları ve konglomeradan oluşan Bayırköy Formasyonu, Bilecik Formasyonu'nun tabanında uyumlu olarak yer alır (Şekil B.1, 2.1 ve 2.2). Bayırköy Formasyonu Edremit kuzeyinde Karakaya Karmaşığı üzerinde uyumsuz olarak bulunur.

EDREMİT KÖRFEZİ KUZEYİ VE DOĞUSUNU



Şekil 2.1 Edremit Körfezi kuzeyi ve doğusunun 3 boyutlu sayısal jeoloji haritası.

3-BOYUTLU JEOLOJİ HARİTASI



TRAVERTEN Qy YAMAÇ MOLOZU Qa ALÜVYON

P1Qh HASANBOĞULDU FORMASYONU

RMASYONU

FM FORMASYONU

FM FORMASYONU
BAKACAKKAYA PİROKLASTİK ÜYESİ
KISIRKAYA KUMTAŞI ÜYESİ
NARLI KONGLOMERA ÜYESİ
ÇAKILLITEPE ÜYESİ

ORMASYONU

I FORMASYONU

ANODİYORİDİ

RANODİYORİDİ

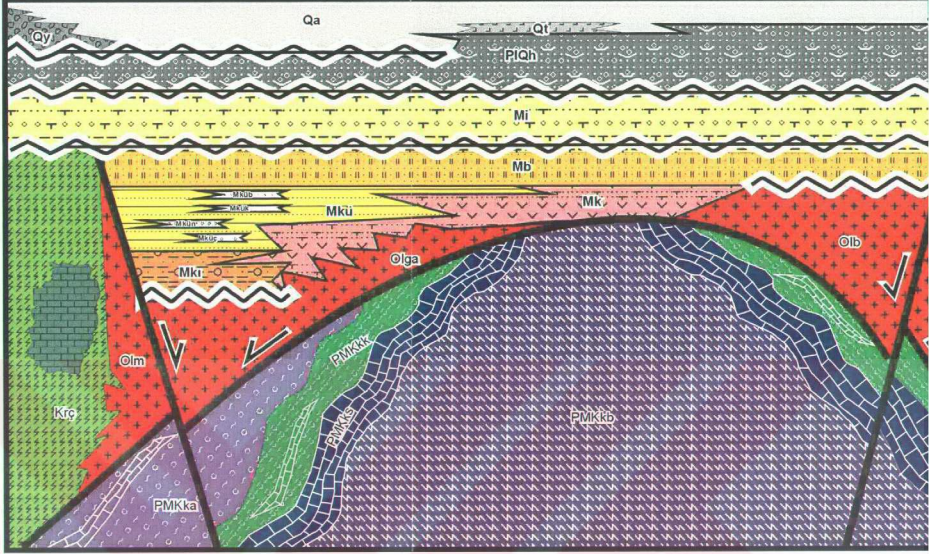
VOLUK GRANODİYORİDİ

ARLI GRANODİYORİDİ

OGANODİYORİDİ

-  Bindirme Fayı
-  Doğrultu-atımlı Fay
-  Normal Fay
-  Sıyrılma Fayı
-  Dokanak

EDREMIT KÖRFEZİ KUZEYİ VE DOĞUSU BASİTLEŞTİRİLMİ



ALT KRETASE

ÜST TRİYAS
ALT KRETASE

DEVONİYEN

ÜST KARBONİFER
ÜST TRİYAS
KAZDAĞ GRUBU

PMKka ALTINOLUK FORMASYONU
PMKkb KAVURMACILAR FORMASYONU
PMKkc SARIKIZ FORMASYONU
PMKkd BABADAG FORMASYONU



ÇETİMİ OFİYOLLİTİK
KARMAŞIĞI



BİLECİK
FORMASYONU



SAKARKAYA
FORMASYONU



ÇAKALTEPE
FORMASYONU



ÇAMLIK
FORMASYONU



BAYIRKÖY
FORMASYONU



ÇAL BİRİMİ

HODUL BİRİMİ

NİLÜFER BİRİMİ

TEPEOBA BİRİMİ

KALABAK BİRİMİ

KINAR BİRİMİ

FAZLICA BİRİMİ



ÇAMLIK
METAGRANODİYORİDİ

PLEYİSTOSEN-GÜNCCEL Q1 TR

ÜST PLİYÖSEN-ALT PLEİYÖSTOSEN

ÜST MİYOSEN Mi İNÖNÜ FO

Mb BÜYÜKÇE'

Mku KÜÇÜKKU

Mki KIZILYAR I

Mk KIZILIRAI

ÜST OLGÖSEN

EDREMIT GRANODİYORİD GRUBU

Öle EYBEK GR

Ölb BEYOBA G

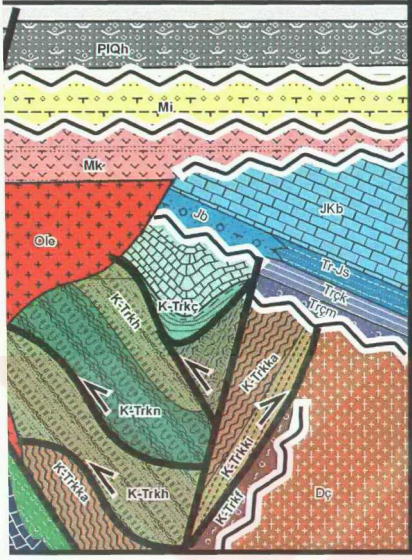
Ölga GÜRE-ALT

Öldn DOYRAN-N

Ölm MIHLI MIKF

Şekil 2.2 Edremit Körfezi kuzeyi ve doğusunun genişletilmiş stratigrafisi (Ölçeksiz)

RATİGRAFİSİ



N Qy YAMAÇ MOLOZU Qa ALUVYON

PIQh HASANBOĞULDU FORMASYONU

NU

MASYONU

MASYONU BAKACAKKAYA PİROKLASTİK ÜYESİ
KISIRKAYA KUMTAŞI ÜYESİ
NARLI KONGLOMERA ÜYESİ
ÇAKILLITEPE ÜYESİ

YONU

ASYONU

DRİDİ

YORİDİ

GRANODİYORİDİ

ANODİYORİDİ

ODİYORİDİ

CENK YALTIRAK, 2003

Sahada yer alan diğ er bir Mezozoyik  nitesi ise Kretase yaşı dalma-batma zonunda oluşan bir  klenir prizmayı temsil eden Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı'dır.  etmi Ofiyolitik Karmaşığı, Kazdağ Grubu ile tektonik dokanaklıdır,  st Oligosen yaşı granodiyoridler tarafından kesilir ve riyalitik volkaniklerden oluşan Kızıkıran, karasal Kızılyar ve gölsel t rbiditlerden oluşan K    kkuyu formasyonları tarafından açısal uyumsuz olarak örtülür (şekil B.1).

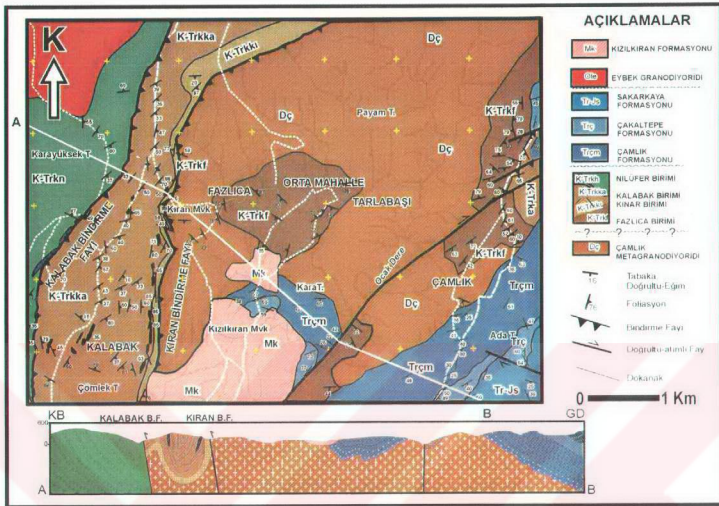
Çalışma sahasında Tersiyer yaşı birimlerin en yaşılsı Oligo-Miyosen yaşı granodiyoritik sokulumlardır. Birkaç yüz metreden kilometre boyutuna kadar yüzlekler (şekil B.1, 2.1 ve 2.2) veren bu granodiyoridler, Edremit Granodiyorid Grubu olarak adlandırılmıştır. Edremit Granodiyorid Grubu, Karakaya Karmaşığı'nı keser.  zerinde ise dokanağı yer yer belirsiz olmakla birlikte dereceli geçişle Kızıkıran Formasyonu'nun volkanitleri yer alır. Kazdağ Grubu'nun batı kesiminde Kızıkıran Formasyonu'nun üzerinde Kızılyar Formasyonu'nu bulunur (şekil B.1, 2.1 ve 2.2). Kızıkıran ve Kızılyar formasyonları'nın üzerinde K    kkuyu Formasyonu'nun türbiditleri dereceli geçişle izlenir. Çalışma sahasının doğusunda Kızıkıran Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak,  st Miyosen yaşı akarsu göl ortamını temsil eden  n n  Formasyonu bulunur. Çalışma sahasında yukarıda söz konusu edilen birimleri açısal uyumsuz olarak alt vyal yelpaze karakterli  st Pliyosen - Alt Kuvaterner yaşı Hasanboğuldu Formasyonu  rt r (şekil B.1, 2.1 ve 2.2). Çalışma sahası içinde kıyı boyunca ve vadilerde yer alan alt vyonlar, alt vyal yelpazeler, travertenler  st Pleyistosen'den günümüze uzanan  kelimi temsil eder (şekil B.1, 2.1 ve 2.2).

2.1.  amlık Metagranodiyoridi (D )

Çalışma alanında bulunan stratigrafik olarak en yaşı birimdir. Çalışma alanında Fazlıca,  amlık, Tarlabası köyleri arasındaki alanda ve kuzeye uzanan Ocak deresi vadisi ve yamaçlarında gözlenmektedir (şekil 2.3).

Okay vd. (1990) tarafından  amlık ile Kalabak köyünün arasında kalan alanda adlandırılmıştır. Krushensky vd. (1980)  amlık Metagranodiyoridi'nin kumtaşı olduğunu öne s r m şt r. Bu sahada doktora çalışması yapan Gümüş (1964) ve

Aslaner (1965) bu granodiyoridi, çalışma sahası kuzeyinde gözlenen Eybek plutonunun bir parçası olarak görmüşler ve aynı birim olarak değerlendirmişlerdir.



Şekil 2.3 Çamlık Metagranodiyoridi'nin çalışma alanı içindeki jeolojik konumu.

Çamlık Metagranodiyoridi çalışma alanının doğu sınırına yakın kesimlerinde yer yer makaslanmış ve faylanmış olarak görüldüğü bildirilir (Okay vd. 1990). Bu kesimlerde oldukça ayrılmış olan granodiyoridin sağlam olan kesimlerinde söz konusu deformasyonlar görülmemektedir. Krushensky vd. (1980)'nin, Okay vd. (1990)'nin foliye granit olarak tanımladıkları kesimlerde tabaka doğrultu eğim ölçümü yapmış olduğu bilinmektedir. Oysa söz konusu granodiyorid metamorfizma öncesinde aşınmış, yerli yerinde çökelmiş arena metamorfizma esnasında foliye olmuş, ezik bir görünüm almıştır. Bu durum Karakaya Karmaşığı'nın taban birimlerinin jeolojisinde açıklanacağı gibi iki araştırmacının da lokal gözlemlerinin doğruluğundan kaynaklanır. Çamlık Granodiyoridi, Okay vd. (1990) belirttiği gibi sahada homojen görünümlüdür. Çamlık Köyü'nün batısındaki alanlarda ve Ocak Deresi yatağı boyunca bu özelliği gözlenir (Şekil 2.4). Çamlık Metagranodiyoridi güneydoğusunda, Kızılkıran Formasyonu tabanında Eybek Granodiyoridi'ne benzeyen, aplitik kesimlerde deformasyon izi bulunmayan bir yüzlek bulunur. Bu kesim, Çamlık Metagranodiyoridi'ni kesen genç bir granit olasılığını düşündürür.

Çamlık Köyü ile Fazlıca Köyü arasında vadilerde gözlenen taze yüzeylerde kirli beyaz, yeşil renkli birim kuvars, plajyoklas ve kloritten oluşmaktadır. Orta taneli granodiyoridin içinde yer yer ince taneli aplit, daykları (seyrek olarak) görülür. (Şekil 2.5)



Şekil 2.4 Çamlık Metagranodiyoridi'nin arazide görünüşü (Çamlık Köyü batısı ve Ocak Deresi, bakış yönü KD, ölçek çekiç 30 cm).

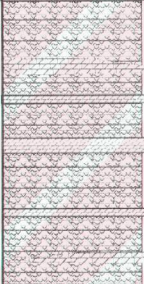
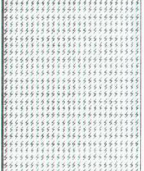


Şekil 2.5 Çamlık Metagranodiyoridi'nde aplit daykısı (Ocak Deresi, bakış yönü KD, ölçek çekiç 30 cm).

[illegible]

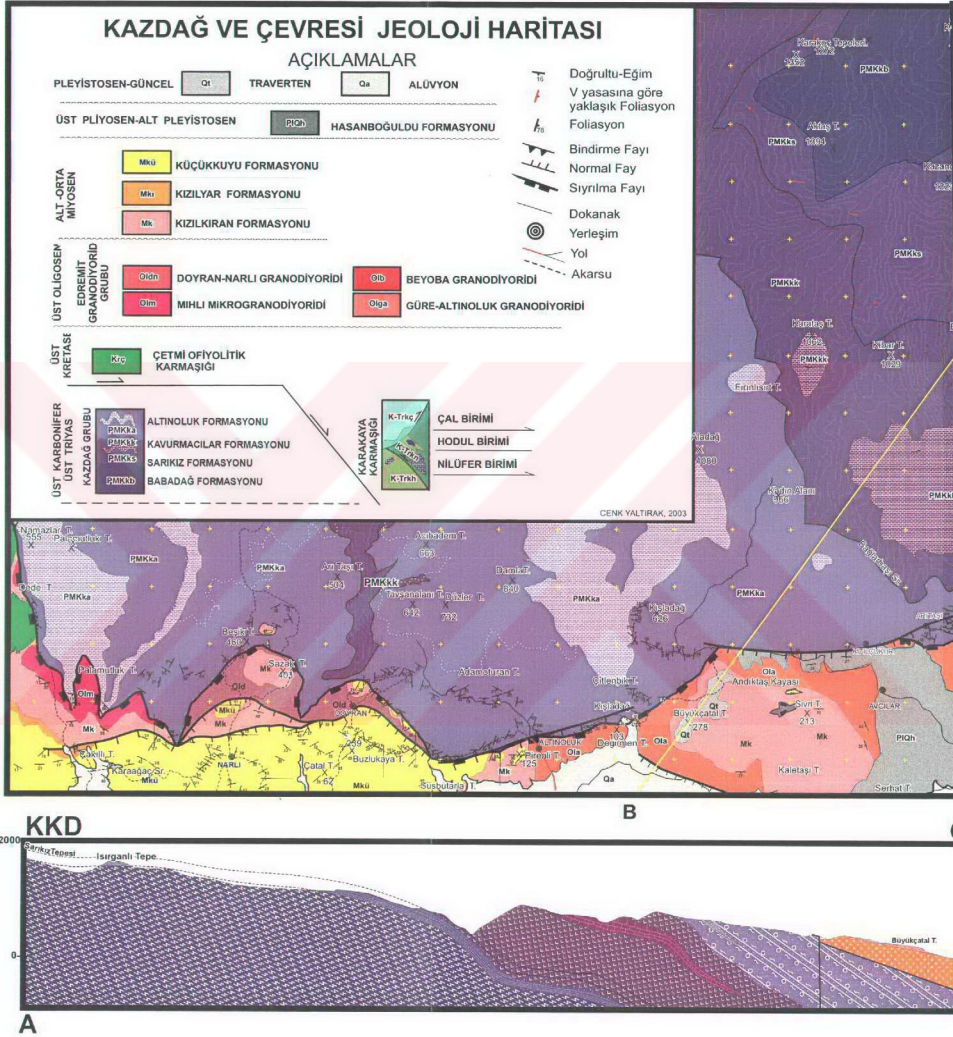
39

Bu çalışmada Kazdağ Grubu olarak tanımladığımız amfibolit-granülit fasiyesindeki metamorfik kayalar kendi içinde taban ve tavan ilişkisine göre dört stratigrafik üniteye ayrılmıştır (Şekil 2.7)

SİSTEM	GRUP	FORMASYON	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
KARBONİFER-ALT TRIYAS?	KAZDAĞ	ALTINOLUK		Gri, kırılı sarı kuvarso feldspatik gnays Beyaz kırılı sarı kalın tabakalı mermer Koyu, gri kuvarso feldspatik gnays ince mermer arakatlı Beyaz, gri damarlı kalın tabakalı mermer Koyu siyah renkli kuvarso feldspatik gnays ince mermer tabakaları arakatlı
		KAVURMACILAR		Koyu yeşil renkli az kuvarslı kalın tabakalı amfibolit Mermer, yanal olarak süreksiz koyu gri bantlı, yer yer amfibolit ince ara katkılı, içinde amfibolit çakıl ve blokları bulunuyor Mermer, kalınlığı 1cm 1m arası değişken amfibolit bantları içeriyor, mermer içinde budinleşmiş çört mercekleri bulunuyor Kırı yeşil gri, amfibolit, kalın katmanlı heterojen kuvarso bantlı, ara ara kırı beyaz, yeşil felsik gnays katkılı Koyu yeşil renkli kalın tabakalı amfibolit, süreksiz mermer mercekleri içeriyor. Mermerler budin görünümü amfibolit ara katkılı
		SARIKIZ		Beyaz-pembe renkli ince orta katmanlı mermer, ince kristalli
		BABADAĞ		Metafiyolitik seri Kızıl kahve rengi iri kristalli dunit Beyaz pembe pegmatitik Gabro Beyaz ince şeritli amfibolit Budın biçimli koyu yeşil amfibolit Kıvrımlı zeytinli proksenit

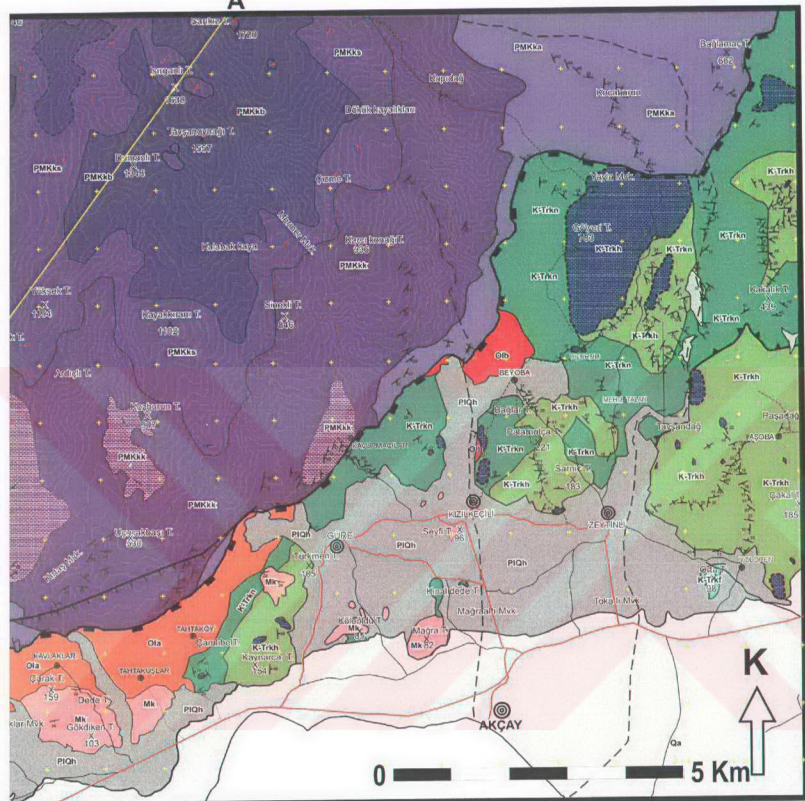
Şekil 2.7 Kazdağ Grubu'nun basitleştirilmiş stratigrafik kesidi (Ölçeksiz).

Kazdağ Grubu'nu oluşturan formasyonların haritası, ormanla örtülü kesimlerinde yol boyu kesitleri, vadi travers kesitleri ve uydu görüntüleri ile arazide yapılan haritalamayla tamamlanmıştır (Şekil B.1 ve 2.8).



Şekil 2.8.Kazdağ ve çevresinin jeoloji haritası ve jeolojik kesidi.

A



B



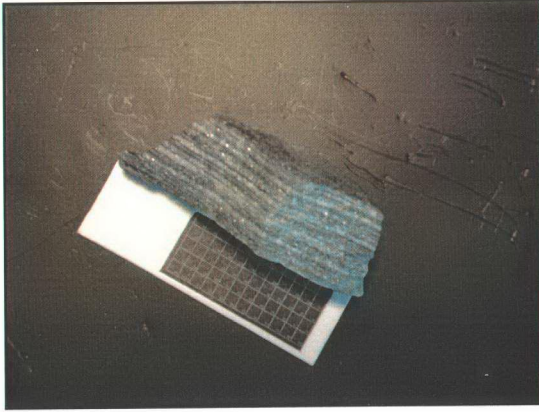
2.2.1. Babadağ Formasyonu (PMKkb)

Amfibolit fasiyesinde metamorfik metaofiyolitleri, Kazdağ Masifi'nin en yüksek alanlarında, çalışma sahasında yer alan Sarıkız tepesinin çevresinde ve güneyinden Kızılköçü'ye uzanan derin vadinin tabanında gözlemlenir (Şekil 2.8). Bu çalışmada sözkonusu metaofiyolitik kayalar Babadağ Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Babadağ Formasyonu'nu dünit, piroksenit, metagabro ve bantlı amfibolit türünde metaofiyolitik kayaların birbiriyle iç içe ve karmaşık bileşiminden oluşur. Yapısal olarak Kazdağ'ın en alt kesimlerde yaygın görülen kayaç metadünitlerdir. Metadünitlerin foliasyonu zayıf olup genelde masif görünüşlüdür. Açık yeşilimsi-kahverengi olan dünitlerde yer yer kataklastik köşeli, aralarında klorit ve kalsit dolgular olduğu görülür. Krizotil kristalleri mercekler halinde ezik kesimlerde görülür. Metadünitlerin yapısal olarak üzerinde yer alan metagabrolar petrol yeşili ve orta iri kristalli, yer yer leopar desenlidir (Şekil 2.9).



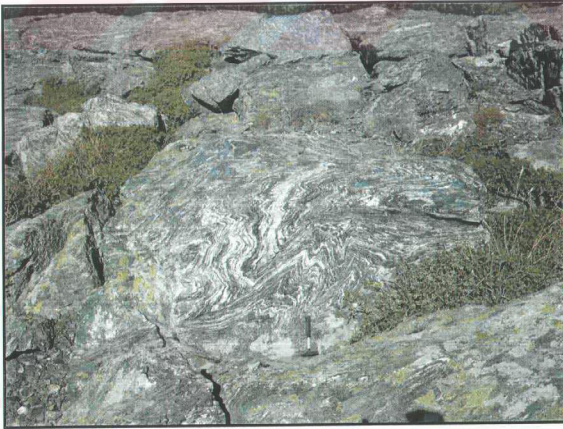
Şekil 2.9 Kazdağ zirvesinde metagabrolardan bir görünüm (Ölçek kalem 14 cm).

Dünitlerle arasında bir sınır tespit edilemeyecek şekilde geçişli olan metapiroksenitler, ofitik ve nematoblastik doku gösterir. Hornblend, plajyoklas, epidot ve rutil kristalleri gözle ayırt edilebilir. Metadünitlerden farklı olarak metapiroksenitlerde minerallerin zonlanması izlenir (Şekil 2.10).



Şekil 2.10 Metapiroksenitlerde mineral zonlanması (Ölçek karton 5 cm).

Bu zonlanmalar üste doğru artar ve metapiroksenitler Sarıkız tepesinin güneyinde güneye eğimli, üzerindeki metagabrolarla geçişlidir. Uzamış ve foliye olmuş metagabrolarda beyaz plajyoklaslar, yassılaştırmış ve yönlendirilmiş olivin ile klinopiroksen kristallerini kuşatırlar. Metagabroları yer yer kuşatan diğer bir ultramafik kayalık ise bantlı ve şeritli amfibolitlerdir. Bunlar beyaz ve yeşil bantların ardalanması şeklinde görülür bantların kalınlıkları en fazla 1-2 cm olan bantlı amfibolitler kıvrımlı bir yapı gösterir (Şekil 2.11).



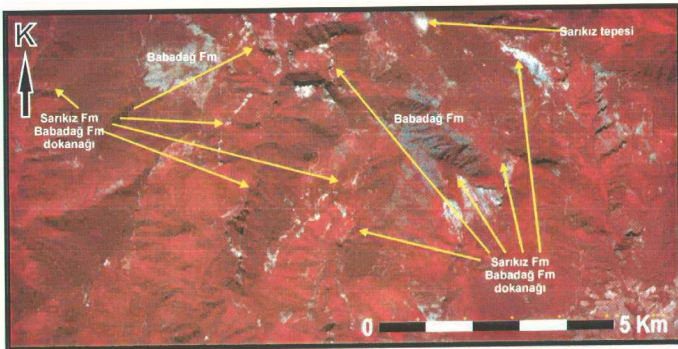
Şekil 2.11 Babadağ doğusunda kıvrımlı bantlı amfibolit (Bakış kuzeye, ölçek çekiç 30 cm).

SarıkHz tepesine giden bir patikada bu kıvrımlar çok iyi görölür. Bantlı amfibolitlerde hakim mineral yeşil bantların oluşturan amfiboller ile beyaz bantları oluşturan plajyoklaslardır. Bu serinin en üstünde ise bantlı amfibolitler yer alır. Bantlar arasında ve içinde plastik kıvrımlar görölür. Amfibolitler koyu yeşil renkte olup, kalın yapraklı olarak foliye olmuştur. Bu seviyenin üzerinde Kazdağ zirvesinde metaofiyolitleri kuşatan mermer zarf (SarıkHz Formasyonu) bulunur. Bu ilişki, çalışma sahasının dışında kalan alanda Babadağ kuzey cephesinde metaofiyolitlerin bir miktar mermerlerin üzerine itilmesiyle bozulsa da güneye cephesinde dağın en yüksek zirve kesimini kuşatan SarıkHz Fm bir şapka gibi metaofiyolitik temeli örter.

Kazdağ Grubu en alt birimi olan metaofiyolitler (Babadağ Fm), amfibolit-granülit fasiyesinde metamorfe olmuş bir okyanus kabuğu parçasını temsil eder. Çalışma sahasında da yapısal olarak tüm birimlerin altında bulunmaktadır ve Kazdağ'ın dom yapısının merkezinde yer alır. Eksenin dışına doğru bantlı amfibolitlerden uzamış lensler gösteren kıvrımlı amfibolitlere değışen litoloji, istifin en üst kesiminin split ve yastık lavların metamorfizması olduğunu düşündürür.

2.2.2. SarıkHz Formasyonu (PMKks)

Kazdağ zirvesinde metaofiyolitleri örten, kalınlığı 80-110 m arası değışen pembemsi beyaz ve dalgalı bir rengi olan mermer zarf, bu çalışmada SarıkHz Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Uydu görüntüsünde beyaz renkli olarak, mavi ve yeşil renk metaofiyolitlerle dokanağı kolaylıkla görölmektedir (Şekil 2.12).



Şekil 2.12 SarıkHz Formasyonu ve Babadağ Formasyonu dokanağının ASTER uydu görüntüsünde görünüşı.

Sarıkız Formasyonu, tabanındaki Babadağ Formasyonu ile dokanağına uyumlu bir foliasyon gösterir. Mermer bantları 1-15 cm arası değişen kalınlıklardadır. Bu ilişkinin en güzel görüldüğü yer Sarıkız Tepesi'dir. Sarıkız tepesinden güneye uzanan yamaçlarda mermer zarf körfeze doğru dalar (Şekil 2.8 ve 2.12).



Şekil 2.13 A: Babadağ Formasyonu ile mermer zarf (Sarıkız Formasyonu) dokanağı ilişkisi (Bakış yönü Kapıdağ'dan Sarıkız Tepesi'ne) B: Babadağ Fm, Sarıkız Fm dokanağı, Sarıkız Tepesi (Bakış kuzeyden güneye).

Sarıkız Formasyonu, Kazdağ'ın yüksek zirvesinde Babadağ Formasyonu'nun çevresini tamamen kuşatır. Kuzeyde daha ince ve bantlı amfibolitlerle uyumludur. Üst kesimlerde flogopit ve opak mineraller mermer bantları üzerinde ince laminasyonlar halindedir. Mermer zarfın tabanındaki ince bantlarda koyu renkli mineraller saçılmış olarak bulunur. Ara katkı olarak pembe renkli kalkıştiller mermer zarfta seyrek te olsa rastlanan diğer bir kaya türüdür. Sarıkız Formasyonu üzerindeki bulunan mafik gnayslar ve amfibolitlerden oluşan

Kavurmacılar Formasyonu ile geçişlidir. Açık pembe ve ince tabakalı olması ile Sankız Formasyonu, ofiyolit serilerin üzerinde çökelediği bilinen pelajik karbonatları temsil edebilecek bir seviyedir.

2.2.3. Kavurmacılar Formasyonu (PMKkk)

Çalışma sahasının Sarıkız Formasyonu üzerinde yer alan ve çevresini kuşatan mermer arakatlı bantlı amfibolitlerden oluşan istife Kavurmacılar Formasyonu adı verilmiştir. Kazdağ zirvesinin 300-1000 m yüksekliği arasındaki alanları kapsar (Şekil 2.8). Kavurmacılar Formasyonu üzerinde dereceli geçişle mermer arakatlı gnayslardan oluşan Altınoluk Formasyonu bulunur. Kavurmacılar Formasyonu 900 m den daha kalındır (Şekil 2.7).

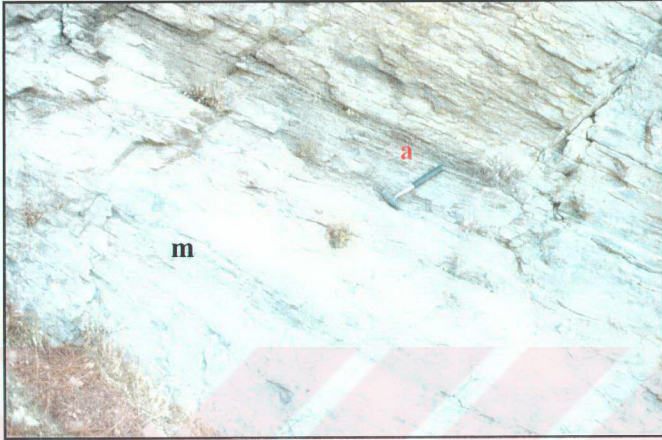
Amfibolitler tabanda koyu yeşil renkli, kalın bantlıdır. İçlerinde budinli uzamış yastık lav benzeri mercekler görülür (Şekil 2.14). Bu amfibolit seviyesini daha düzgün bantlı olan, yer yer ince laminalı bir görünüm sunan kalınlığı 40 metre civarında olan koyu yeşilimsi gri renkli flogopitli mafik gnays seviyesi izler.



Şekil 2.14 Kavurmacılar Formasyonu içinde budinli amfibolitler, Hasanboğuldu deresi (Bakış doğuya, Çekiç 30 cm).

Bu seviyeler en iyi Kapıdağ gözetleme kulesinden kuzey batıya uzanan sırtta gözlenebilir. Amfibolitlerin içinde kalınlıkları 10-15 santimden (Şekil 2.15) 50 m kadar değişik kalınlıklarda mermer seviyeleri görülür. Kalın olan mermerler yanal olarak amfibolitlerin içinde kaybolur. Mermer-amfibolit ardalanmasının en iyi görüldüğü alanlar Hasanboğuldu deresi (Şekil 2.16), Altınoluk-Şahinderesi

yamaçlarıdır. Beyoba-Avcılar arasında Kazdağ zirvesine kadar olan tüm vadilerde istif gözlenebilir (Şekil 2.8).



Şekil 2.15 Kapıdağ gözetleme kulesi kuzeyinde amfibolitler (a) ile ince mermer (m) seviyelerinin ardalanmalı geçişi (Bakış batıya, Çekic 30 cm).



Şekil 2.16 Hasanboğuldu deresinde amfibolit (a) ve mermer (m) ara katkılarının ilişkisi, alt taraftaki yeşil renkli seviye amfibolit, üstünde de mermer seviyesi yer alıyor (Ölçek 10 cm).

Amfibolitlerin zirveye doğru olan daha yaşlı alt kesimlerinde mermerler daha ince ve süreksizdir. Amfibolitlerle aralanmalı olan bu mermerler, gri bantlı ve iri kristallidir. Bu özellikleri gösteren mermerlerin kalın kesimlerinde bant kalınlıkları 0.5 - 3.5 metre arasında değişir. Bu mermerlerin en iyi görüldüğü yerler Artaşı köyü ile Kızılçukur mahallesi kuzeyinde kalan yamaçlardır. Kalınlığı 1-2 metre olan mermerlerin bantlarının arasında da bazen kalınlığı 40-50 cm civarında olan amfibolit ara katkıları gözlenir. Bu seviyeler, kalın amfibolitlere oranla daha açık renkli daha küçük kristallidir. Amfibolitler mineral yapısını plajyoklas, hornblent, diyopsid mineralleri oluşturur. Mermer seviyeleri içinde amfibolit çakıl ve blokları gözlenir. Bloklar düzensiz ve kötü boylamıştır. Bloklu seviyeler, masif kalın bantlı mermerlerin ara katkı olduğu seviyelerde görülmektedir (Şekil 2.17).



Şekil 2.17 Kazdağ zirve yolu doğu cephesinde amfibolit ara katkısı olan mermer seviyesi içinde amfibolit çakıl ve blokları (Bakış KB).

Bloklu mermer ara katkıları, bantlı amfibolitlerin metamorfizma öncesinde yerleştiği ortam, ilksel olarak bazalt blokları ve çakıllarının karbonat ortamlarının birarada olabileceği, yanall olarak geçişli ortamları göstermektedir. Bazaltlar (amfibolitler) ve kireçtaşları (mermerler) birbirleriyle düşey ve yanall geçişli olarak okyanusal platolar ve onlarla ilişkili denizaltı dağlarının çevresinde bulunabilmektedir.

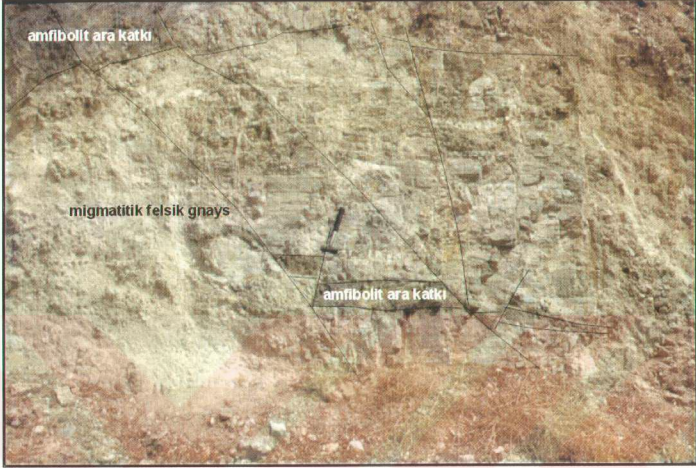
2.2.4. Altınoluk Formasyonu (PMKka)

Kazdağ Grubu'nun en dış ve en üst kesimlerini Altınoluk Formasyonu oluşturur (Şekil B.1, 2.7 ve 2.8). Kazdağ Grubu ile diğer birimleri ayıran Kazdağ Sıyrılma Fayı çevresi boyunca gnayslardan oluşan Altınoluk Formasyonu hakim birimdir (Şekil 2.8). Kazdağ antiformunun en dış çevre kayasıdır. Kalınlığı 1800 m civarında olan Altınoluk Formasyonu, tabanda koyu renkli, yeşilimsi gri, üste doğru açık sarı beyaz gri renklidir (Şekil 2.18). Alt kesimlerde kuvars, plajyoklas, biyotit, hornblend, üste doğru ise kuvars, feldspat, muskovit ağırlıklı bir mineralojik bileşim sunar.



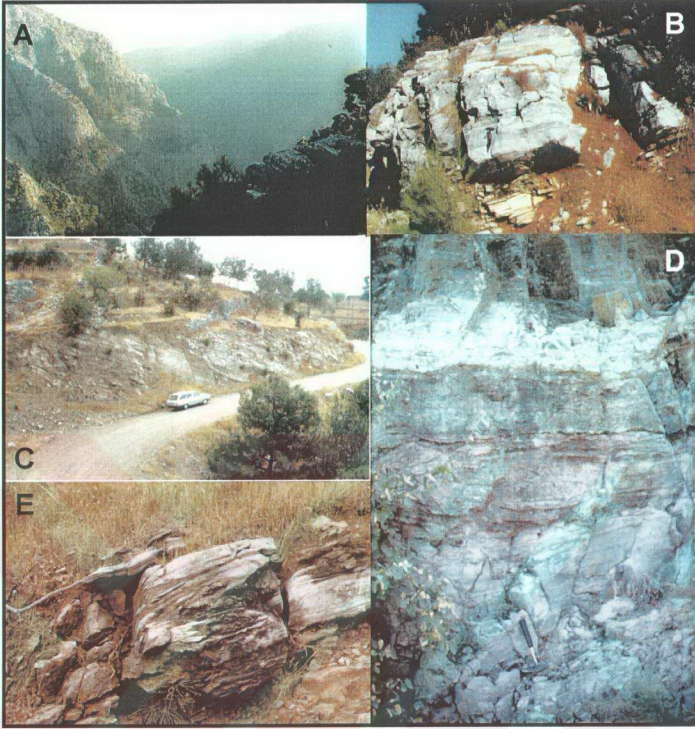
Şekil 2.18 A: Altınoluk Formasyonu'nda mafik minerallerin egemen olduğu alt kesimlerden bir görünüm (Şahintepesi kuzeyindeki yol, bakış doğuya ölçek çekiç 30 cm) B: Altınoluk Formasyonu'nda felsik kesimler (Balaban tepesi yolu bakış kuzeye, ölçek çekiç 30 cm).

Gnaysların arasında yer yer amfibolit ara katkıları görülür. Bunlar, Artaşı Köyü yolunda altında bulunan gnaysların arasında ve daha çok felsik kesimlerin arasında izlenirler (Şekil 2.19).



Şekil 2.19 Artaşı Köyü yolunda felsik gnayslar ile ara katkılı amfibolitler (bakış doğuya ölçek çekiç 30 cm).

Altınoluk Formasyonu'nun diğer bir özelliği kalınlığı 0,5-200 m arasında mermer arakatlılar içermesidir. Mermerler yanal olarak süreksiz ve mercek görünümündedir. Kazdağ Grubu'nun son gerilmeli deformasyonu nedeniyle uzayan bu mermerler yer yer devasa budinler şeklinde yanal olarak yok olurlar. Bu da arazide izlenmelerini zorlaştırır. Bu çalışmada sadece Altınoluk Şahin kayası ve kuzeye doğru Şahindere yamaçlarında izlenen, kalınlığı 200 metreyi bulan seviye haritalanabilmiştir. Diğer ara katkı mermerler en fazla 30 m kalınlığında 0,5-1 m tabakalı, iri kristalli ve gri bantlıdır. Üst kesimdeki mermerler alttakilerle önemli bir farklılık sunar. Üsttekiler, ara katkılı olarak kalkışt seviyeleri içerirler. Üst seviyelerde yer alan mermerler ise kalınlığı 10-20 m arasında değişir, gnayslarla yanal geçişlidir ve büyük mercekler halindedirler. Mermerlerin diğer bir özelliği ise gnayslarla ardalanmalı olduğu kesimlerde reolojik farklılıklardan dolayı deformasyonun karakterini veren yapıları göstermesidir. Bant içinde görülen gerilme yapıları ve en genç deformasyonun eseri olan tabaka sıyrılmasından kaynaklanan kıvrımlar, gnays ara katkılı mermerlerde gözlenir (Şekil 2.20.)



Şekil 2.20 Altinoluk Formasyonu'nda gneys-mermer ardalanmasından örnekler A: Altinoluk Şahinkaya Tepesi (bakış güneye), B: Şahinkaya doğusunda mermer tabakası içinde gri bantlar (ölçek çekiç 30 cm, bakış KD), C: Kavurmacılar Köyü'nde amfibolitlerin üzerinde mermerler ve onları izleyen gneyslar dereceli geçişli seviyeler (ölçek otomobil, bakış GD), D: Şahitepe'de gneys-mermer ardalanması; tabanda mermerler, orta seviyede gri yeşil gneyslar arasında dalgalı tabakalı kesim kalkıştilleri gösteriyor. İstif, mermer ve onu izleyen gneysla sürüyor (ölçek çekiç 30 cm), E: Altinoluk kuzeyindeki orman yolunda gneysların arasında bulunan kıvrımlanmış banth mermerler içinde gneys çakılları bulunuyor (ölçek kalem 13 cm, bakış KB).

Mermerler ile gneysların geçişli olduğu kesimlerde ve üstü seviyelere doğru mermerlerin içinde kuvars kırıntıları görülür. Bu seviyelerde kalkıştiller ve açık renkli muskovitli gneyslara geçiş yaparlar. Kazdağ Grubu'nun doğu ve batı kesimlerinde yaygın olan istif güneyde Kazdağ Grubu'nu sınırlayan Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı çevresinde millonitik özellikler gösterir.

Altınoluk Formasyonu kalın mermerler katkılar içeren bir istifdir. Altındaki amfibolitlerle dereceli geçişli olan istif, üste doğru mafik minerallerin hakimiyetinin gittikçe azaldığı, felsik minerallerin hakimiyetinde kırıntılı birimlerin çökeldiği ve karbonat kayalarının bir arada olduğu ortamları işaret eder. Kalın kireçtaşlarının arasında kuvars ve feldspat ağırlığının artması, kırıntılı hakimiyeti ve muskovitli felsik gnaysların arasında bulunan ince amfibolitlerin varlığı volkanizmanın etkisini yavaş yavaş yitirdiğini, istifin sıg ve kıta üzerinden malzeme gelen bir havza karakteri kazandığını göstermektedir.

2.2.5. Kazdağ Grubu'nun stratigrafik konumu ve kökeni

Kazdağ Grubu istifleri teker teker değerlendirildiğinde birbiriyle ilişkili ortamları işaret eder. Antiklinal yapısı sunan Kazdağ'ın çekirdeğindeki metaofiyolitler okyanus sırtı ve kabuğunu temsil eden kayalardan oluşmuştur. Üzerine gelen pembe renkli ince tabakalı mermerler ve pembe renkli karbonatlı gnayslar okyanus kabuğu üzerindeki çökelen pelajik kireçtaşları ve kırıntılı istiflere benzerlik gösterir. Üzerinde yer alan amfibolit-mermer aralanması ise okyanus platolarını ve denizaltı dağlarını temsil edecek bir istif karakteri sunar. Deforme olmalarına rağmen yastık lav benzeri uzamış amfibolitler, bazı kesimlerde bazik kökenli kayalardan türemiş kırıntılardan oluşmuş olabilecek, ince mermer ara seviyeleri içeren amfibolitler, okyanus platolarıyla ilişkili denizaltı dağlarını çevresinde gelişebilecek yama resifleri benzeri karbonatlarla çevrili volkanik adacıklar olabilecek karakterdedir. Üst kesimlerde yer alan gnays-mermer aralanmasının başlangıcında yer alan mermerlerin üstte gnayslara yanal olarak amfibolitlere geçişi sığlaşan ve feldspatik kırıntılıların gelmeye başladığı sıg havzaları düşündürmektedir.

Kazdağ Grubu'ndan elde edilen Zirkon yaşları (Okay vd., 1996) Üst Karbonifer dönemine aittir. Bingöl (1969, 1971) tarafından bulunan K/Ar 233 ± 24 my Barrow tipi metamorfizma yaşı ise Alt Triyas sonları ile Üst Triyas başına denk gelir. Bu durumda amfibolit fasiyesindeki metamorfizmanın kuvvetle orta Triyas öncesinde var olan bir okyanus kabuğu ve üzerinde yer alan birimlerin orta-geç Triyas'ta bir dalma batma zonunda yitmesiyle oluştuğu söylenebilir.

2.3.. Karakaya Karmaşığı (K-TrK)

Yeşil şist fasiyesinde metamorfik, mermer, split, metagrovak, feldspatik kumtaşı ve devasa Permiyen kireçtaşı blokları içeren, birbiriyle ilişkileri büyük ölçüde tektonik olarak bozulmuş birimler, ilk defa çalışma alanı içinde bulunan Karakaya tepesi civarında Karakaya Formasyonu olarak tanımlanmıştır (Bingöl vd., 1975). Aynı çalışmada Bingöl vd. (1975) formasyonun yayılım alanını belirlemeye çalışmış, Sakarya Zonu boyunca gözlenen birimin Ankara civarına kadar gözlendiğini belirtmiştir. Daha sonra Okay vd. (1990; 1991; 1996) ve Pickett ve Robertson, (1996) Karakaya Formasyonu adı altında değerlendirilen söz konusu birimleri, Biga Yarımadasında, tektonik ünitelere ayrılarak Karakaya Kompleksi adı altında değerlendirmiştir. Çalışma sahasının güneyinde Kozak ve Bergama'da (Akyürek ve Soysal, 1983; Altunkaynak, 1996), Bursa-Bilecik çevresinde (Erk, 1942; Yılmaz, 1977; Kaya vd., 1986; 1989; Genç, 1993; 1995; Genç ve Yılmaz, 1995) Ankara civarında (Erol, 1956; Bilgütay, 1960; Batman, 1978; Okan, 1982; Akyürek vd., 1984; Koçyiğit, 1987) Karakaya birimleri çok sayıda araştırmacı tarafından çalışılmıştır.

Karakaya Karmaşığı adı verilen Jura öncesi birimler, ilk defa Tekeli (1981) tarafından Karbonifer-Triyas sırasında dalma-batma zonunda gelişen eklenir prizma ürünleri olarak tanımlanmıştır. Şengör ve Yılmaz (1981), Şengör vd. (1984b) Karakaya birimlerini Paleotetis'in güneye dalması esnasında Karakaya kenar denizine ait mavi şist, yeşil şist ve amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış birimleri olarak tanımlanmıştır. Okay (1984) düşük dereceli metamorfizmaya uğramış Permo-Triyas yaşlı birimleri Karakaya Kompleksi olarak adlandırır. Erzincan'a kadar uzanan bir zonda yer alan benzer yaş ve özellikteki Permo-Triyas istifleri Koçyiğit (1987;1991), Karakaya orojeni olarak adlandırır. Göncüoğlu vd. (2000) Karakaya birimlerini Triyas rift birimleri olarak "terrane" tanımı içinde orta Sakarya içinde değerlendirilmiştir. Çalışma sahası içinde Karakaya Karmaşığı altında sahada birbirinden ayırtlanabilen birimler, tektono-stratigrafik olarak en alttan en üste doğru altı farklı birimden oluşur (Şekil B.1, 2.2, 2.21 ve 2.22).

KARBONİFER-ÜST TRIYAS?	ÜST TRIYAS	ÇAMLIK FM Tr-ç		Arkozik Kumtaşı, konglomera, deltaik karakterli bitki kalıntıları
		ÇAL BİRİMİ K-Trç		UYUMSUZ Kalın tabakalı füsiliilli kireçtaşı Kırmızı renkli, kireçtaşı bloklu, volkanik ara katlı aşın deformé fillat ve şist
		TEPEOBA BİRİMİ K-Trkt		TEKTONİK Açık sarı, uçuk yeşil renkli felsik foliyé tüff ince açık yeşil metabazit ardalanması, metakonglomera ve ince arkozik kumtaşı ara katlı. Beyaz renkli budinleşmiş dilimli kireçtaşı ve 1-2 m siyah renkli kçt bloklu
		HODUL BİRİMİ K-Trkh		TEKTONİK Arkozik kumtaşı, çört ara katlı, sık sık ince metabazit merccekleri ve fillat arakatlıları içeriyor. Kumtaşlarının orta-ince tabakalı kesimleri siyah çört ara katlı. Bu kesimler de intraformasyonel kireçtaşı çakıllı metagrovak seviyeleri bloklu 1-2 m boyutunda kçt bloklu
		NİLÜFER BİRİMİ K-Trkn		TEKTONİK Kalın tabakalı yeşil renkli split. Orta tabakalı bej renkli mermer merccekli. Merccekler yanalı olarak arkozik kumtaşlarına geçişli. Geçiş yerlerinde yuvarlak mermer ve split çakıllı konglomera ara katlı. Yer yer splitler mafik şistlerle ardalanmalı
		KALABAK BİRİMİ K-Trkka		TEKTONİK Tabanda şistlerle ara katlı siyah mermer merccekli. Üste doğru siyah kahverengi şist ve fillat hakimiyetinde. 1-2m kalınlığında gözenekli bazalt ara katlı. Üste doğru ince split ve siyah çörtlü budinleşmiş mermer bloklu
		KINAR BİRİMİ K-Trkku		UYUMLU Kalın tabakalı makaslanmış metagrovak meta kumtaşı istifli
		FAZLICA BİRİMİ K-Trkf		TEKTONİK Masif ve kalın tabakalı metaarenit yer yer iyi foliyé değişken kalınlıkta
DEVONİYEN	ÇAMLIK MGR			? UYUMSUZ-?- Yeşil renkli metagronodiyorid

Şekil 2.22 Karakaya Karmaşığı'nın basitleştirilmiş stratigrafisi (Ölçeksiz).

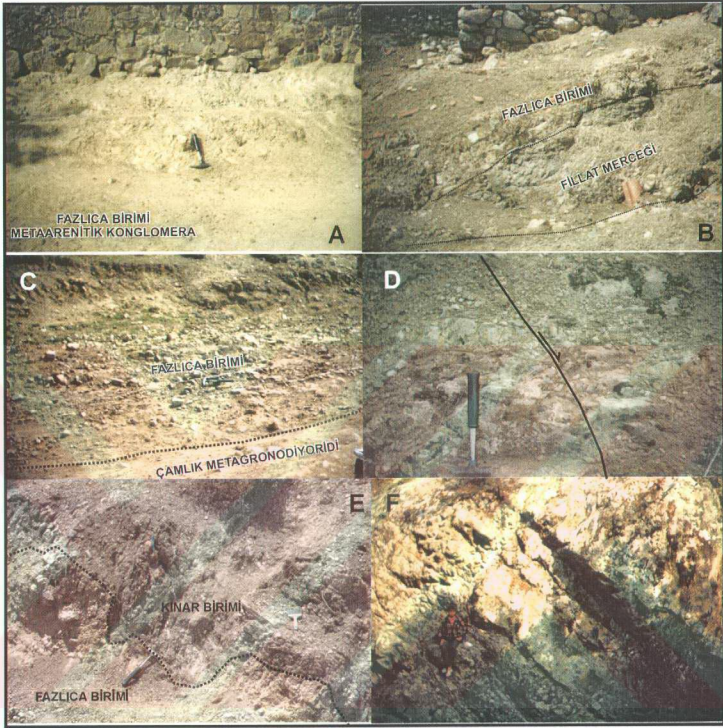
Karakaya Karmaşığı'nı oluşturan birimlerin stratigrafik olarak en alta bulunanları, Çamlık Metagranodiyoridi üzerinde muhtemelen uyumsuz bulunan metaarenitlerden oluşan Fazlıca, metagrovak ve kumtaşından oluşan Kınar birimleridir. Bu birimleri uyumlu olarak, siyah mermer mercekleri ve fillatlarla başlayan, siyah renkli fillat ve kahverengi şistlerden oluşan metabazalt mercekli Kalabak Birimi izler. Doğuda Kalabak Birimi dike yakın bir bindirmeyle Nilüfer Birimi üzerine itilmiş bulunur. Nilüfer Birimi split hakimiyetinde metreden kilometreye mermer blokları içeren bir birimdir. Nilüfer Birimi üzerinde Zeytinli deresi batı yamaçlarında dereceli geçişle, arkozik kumtaşı, çört arakatlı kumtaşı ve split arakatlı Hodul Birimi gelir. Çalışma sahasının Paşadağ ile Akçay arasında kalan sırtlarında Nilüfer Birimi, Hodul Birimi üzerine itilmiş olarak bulunur. Havran'ın kuzeyinde Hodul'a benzeyen hakim olarak felsik fillatlardan oluşan arkozik ara katkılar içeren Tepeoba Birimi de Nilüfer Birimi üzerinde tektonik olarak bulunur. Çalışma sahasında Karakaya Karmaşığı'nın tektonostratigrafik olarak en üstünde, Hodul ve Nilüfer birimleri üzerine itilmiş, Permien ve Üst Triyas yaşlı kireçtaşı blokları ve onu kuşatan bordo renkli çamurtaşı ve kumtaşından oluşan Çal Birimi bulunur (Şekil B.1, 2.21 ve 2.22).

2.3.1. Fazlıca Birimi (K-Trkf)

Karakaya Karmaşığı'nın en alt seviyesi olarak düşünülen birim, Çamlık Metagranodiyoridi üzerinde muhtemelen uyumsuz olarak bulunmaktadır. Okay vd. (1991) tarafından Çamlık Metagranodiyoridi'nin üzerine Kalabak Formasyonu'nun itilmesiyle oluşan deformasyona uğramış kesimler olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada Fazlıca ve Çamlık köyleri arasında Çamlık Metagranodiyoridi'nden ayrılabilen metaarenitler Fazlıca Birimi olarak tanımlanmıştır (Şekil 2.21 ve 2.22).

Fazlıca Birimi, Fazlıca köyü doğusunda tabanda kötü boylanmış ve yuvarlanmış olan granodiyorid blok (0.3-3m), çakılları ile arenadan oluşan, zayıf lineasyon gösteren metakumtaşları ile başlar (Şekil 2.23A). Bu çakıl ve blokları, temelden türemiş granitik bir arena sarmıştır. Bu kesimlerin özelliği foliasyonun gelişmiş olması ve ince taneli kesimlerde yapraklanmadır (Şekil 2.24). Bu tür yapılar, Fazlıca Köyü girişinden kuzeye uzanan yolun zemininde, Orta mahalle Köyü'nde, Tarlabası Köyü'nden tepeye uzanan yolun üzerindeki evlerin temelinde,

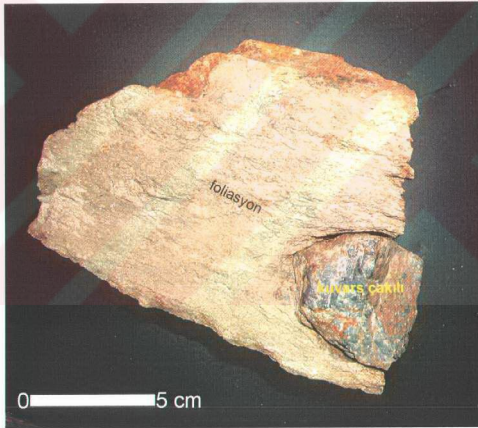
Çamlık Köyü'nün kuzeyinde, Keçitaşı Tepesi'nden dereye inen kuru dere yataklarında açıkça gözlenir.



Şekil 2.23 Fazlıca Birimi'nden çeşitli görüntüler (Ölçek çekiç 30 cm) A: Fazlıca Köyü Kuzeyi (Bakış batıya) B: Fazlıca Köyü-Orta Mahalle arası fillat merceği (Bakış batıya), C: Çamlık Kuzeyi Keçitaşı Mevkii (Bakış doğuya), D: Çamlık Ocak Dere arasındaki patika (Bakış KD), E: Fazlıca ve Kınar Birimi arasındaki dokanak Kalabak Fazlıca yolu üzeri (Bakış KB), F: Fazlıca Birimi'nin Ocak Deresi'ndeki görünümü (Bakış doğuya).

Granit blok ve çakıllarının arasında ender olarak meta kumtaşı seviyeleri siyah fillatlarla aralanmalıdır. Bu ilişkiler en iyi Fazlıca'dan Orta Mahalleye giden yolun kuzeyinde görülür (Şekil 2.23B) Fazlıca biriminin foliye ve yer yer tabakalı meta kumtaşları tabanında bulunan Çamlık Metagronodiyoridi ile ilişkisi Çamlık Köyü kuzeyinde görülür (Şekil 2.23C). Foliasyon gelişiminden dolayı ezik granit

olarak dñřñtñlen birimin bazı kesimleri ¼zerinde yapılan ¼alıřmada Yaę Pınarı kuzeyinde Granodiyorid ile foliye kesimin dokanağının bulunduğu kesimde litolojinin karakterine bağlı gelişen bir deformasyonu işaret eder (şekil 2.23.D). ¼alıřma sahası kuzeyinde MTA tarafından yapılan sondajlardan elde edilen numunelerin ¼zerinde yapılan tanımlamalarda ¼amlık Granodiyoridi ile foliye kesimler incelenirken bazı kesimler kumtaşı, bazı kesimler granit olarak tanımlanmış, fakat arazide bu farklılık haritalanamamıştır (Sözl¼ g¼rñřme, B.. Aky¼rek, 2002). Dere yataklarında Fazlıca Birimi'nin ¼st seviyelerinde belirginleşen ve incelen bir tabakalanma g¼zlenir. Tabaka kalınlıkları Bent Burnu'nun g¼neyi ile Kırccalar değirmeni arasında 0,5-6 m arası olarak saptanmıştır (şekil 2.23E,F). ¼amlık k¼y¼'n¼n kuzeyinde yapılan nokta g¼zlemlerde Kalabak Birimi ile ge¼iřli olan Fazlıca Birimi, aynı Fazlıca'nın batısındaki gibi grovaklarla devam edip dereceli ge¼iřli olarak ¼ste doğru siyah fillatlarla ge¼er (şekil 2.24).



şekil 2.24 Fazlıca birimine ait bir foliye metakumtaşı i¼inde ¼akılıtařı, Numune yeri Kalabak-Fazlıca yolu ayrımı.

Fazlıca Birimi, b¼lgede konumu ve depolanma özellikleriyle, g¼n¼m¼zde Eybek Granodiyoridi'nin y¼zeylendięi, kuzeyde bulunan geniş d¼zl¼ęe (Hanlar) olduk¼a benzer bir topoğrafyada oluşmuş olmalıdır. Bu topoğrafyada granit arenasından oluşan, kalın d¼zensiz kumları depolayan, derin kazan y¼ksek eğimli akarsular ile granitin doğal ayrışmasıyla oluşan devasa bloklar i¼eren ortamı, Fazlıca Birimi'nin ¼¼kelme ortamı olarak yorumlanabilir.

2.3.2. Kınar Birimi (K-Trkkı)

Çalışma alanında Çamlık Metagronodiyoridi ile Kalababak Birimi arasında gözlenen metakumtaşı ve foliye metagrovaklar Kınar Birimi olarak adlandırılmıştır. Kalabak Birimi ile uyumlu homojene yakın kalınlıkta bir meta kumtaşı istifidir (Şekil B.1, 2.21 ve 2.22). Yanal olarak fillat ve şistler, birimde yer yer egemen olur. Birim, Fazlıca yolundaki Sakataşı Pınarı kuzeyinde yol üzerinde Çamlık Metagronodiyoridi ile tektonik dokanaklıdır. Kalınlığı 50 m civarındadır. Fazlıca Birimi ile aynı kaynaktan çakıllar almış birim, genelde kötü boylanmış kum taneli yer yer dayanımlı ince fillat laminaları içeren metagrovaklardan oluşur (Şekil 2.25).



Şekil 2.25 Kınar Birimi'nden Kınar Deresi'nde bir görünüm. (Bakış batıya, ölçek çekiç 30 cm).

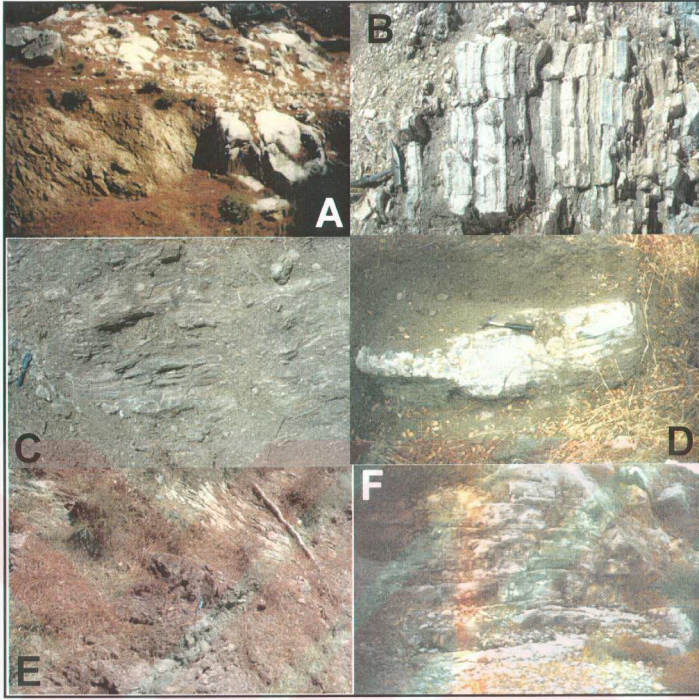
Kınar Birimi'nin tipik rengi çalışma alanı içinde koyu gri ve gridir. Kınar Birimi içinde granodiyorid çakılları ve arenasından oluşan mercerler bulunur. Birim içinde görülen birincil yapılar oldukça fakir olup, kalınlığı oldukça yeknesaktır. Üste doğru arasında ince laminalar halinde mermer seviyeleri gözlenir. Mermerler laminalı olup, içinde küçük fillat çakılları bulunur.

Kınar Birimi, Fazlıca Birimi'nin çökelme ortamı üzerinde, tektonik aktivitenin az veya topoğrafyanın yayvanlaştığı bir dönemde çökelmiş olmalıdır. Grovackların matriksinin yüksek oranda oluşu ve karbonatlı seviyelerdeki fillat mercekleri, istifin pek kalın olmayışı, taşınma ve aşınmanın sınırlı olduğu bir alanda akarsu-göl ortamında çökelmiş olduğunu düşündürür.

2.3.3. Kalabak Birimi (K-Trkka)

İlk defa Krushensky vd. (1980) tarafından formasyon seviyesinde adlandırılmıştır. Bu adlama daha sonra Okay vd. (1990;1991) tarafından da benimsenmiştir. Okay vd. (1991) ne göre Kalabak Formasyonu, Karakaya öncesi bir birim olarak tanımlanmış ve Çamlık ve Eybek granodiyoridleri tarafından kesildiğini, Kalabak batısında ise Çamlık Metagranodiyoridi'nin üzerine itildiğini belirtmiştir. Kalabak Formasyonu adı verilen birimin, bu çalışmada Karakaya Karmaşığı'nı oluşturan birimlerin evriminin bir parçası olarak görüldüğünden, çalışma sahasının batı kesimlerinde diğer birimlerin arasında bir dilim olarak ta haritalandığından Karakaya Karmaşığı içinde değerlendirilecektir.

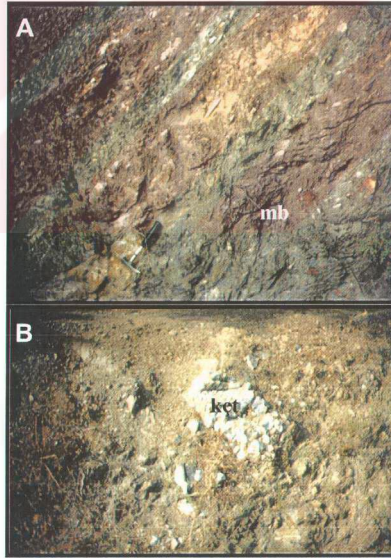
Kalabak Birimi, çalışma sahasında Kalabak köyü ve kuzeyinde, Edremit ve Kadıköy arasında kalan alanın kuzeyinde yüzeylenir (Şekil B.1 ve 2.21). Tabanında bulunan Kınar Birimi ile dereceli geçişlidir (Şekil 2.22). Çalışma alanında Kalabak Birimi için bir tip kesit tanımlamak gerekirse bu kesit Kalabak Köyü'nün üzerinde bulunduğu sırtın üzerinden iki tarafında bulunan vadiye inen yollardır. Çalışma alanında Kalabak Formasyonu'na atfedilen tüm özelliklerin görüldüğü diğer bir kesit Kalabak Köyü'nün doğusunda bulunan dere den köye çıkan patika, köyün çevresini aşan yol ve köyün batısındaki Dereoba Değirmeni'ne inen yeni açılmış traktör yoludur. İstif alt kesimlerde kalınlığı 0.3-5 m, boyu 1-30 m arasında değişen mermer merceklerinin budinleşmiş blokları ile yanall geçişli şistlerle başlar. Bu mercekler Kınar Birimi ile arasındaki dokanağında sınırına denk gelir (Şekil 2.26A). Üste doğru uyumlu, kalkışist-fillat arakatlı seviyeler görülmeye başlar. Aynı tür ilişki üst seviyelerde rekristalize kireçtaşı budinlerinin tabanlarında da izlenir (Şekil 2.26B). Bu seviyenin tipik özelliği ince taneli birimlerden oluşmasıdır. Üste doğru, altındaki Kınar Birimi'nden farkı, grovackların silisifiye bazalt katkıları içermesi ve tamamen siyah renkli fillatlar ile kirli sarı renkli mika şistlerin hakimiyetine geçmesidir (Şekil 2.26C). Kalabak Köyü ve çevresinde rekristalize



Şekil 2.26 A: Kalabak-Fazlıca yolunda Mermer mercekli fillatlar, B: Şist-mermer ardalanması Kalabak köyüdoğusu, C: Kalabak Köyü kuzeyindeki yolda mermer laminalı fillatlar, D: Edremit-Çamcı yolunda Kalabak Birimi içinde budinleşmiş mermer, E: Kalabak kuzeyindeki orman yolunda şist-fillat aradalanması, F: Kalabak Birimi içinde siyah renkli mermer merceği. (Ölçekler çekiç 30 cm, kalem 15 cm).

kireçtaşı mercekleri kalın tabakalı, gri ve yer yer siyahtır. Arazide tek tük budinleşmiş beyaz mermer merceklerine de rastlanır (Şekil 2.26D). İstifin üst seviyelerinde ise hakim birim mikaşist ve fillattır (Şekil 2.26E). Edremit'in kuzeyinde Çamcı ve Dereliköy'e giden yolun üzerinde Kalabak Birimi içindeki, küçük siyah mermer merceklerinin metagrovaklarla ve fillatlarla ilişkisi açıkça izlenir. Bu yol üzerinde bulunan bir maden alanında türbiditik seviyelerin içinde beyaz renkli boyu 0.5-15 m arası değişen mermer blokları bulunmaktadır. Kalabak Birimi içinde bulunan rekristalize kireçtaşı merceklerinden en tipik olanı Edremit'ten Eybek Dağı'na giden yolun batısında kalan eski taş ocağıdır (Şekil 2.26F). Kalabak Birimi'nin batı kesimlerinde Kalabak Köyü futbol sahası içinde

dilimli ve şiddetli makaslanmış kesimlerde ince serpantin dilimleri bulunur (Şekil 2.27A). Değirmenoba yolu üzerinde ise kireçtaşı merceklerinin oldukça deforme olduğu şist ve fillatlarda klivajın güçlendiği, dereye doğru yer yer yaklaşık K-G doğrultulu, dike yakın doğuya eğimli ters fayların geliştiği görülür. Kalabak Birimi batıda Nilüfer Birimi'nin splitleri ile tektonik dokanaklıdır. Tepeoba'nın doğusu Çiğdem tepenin güneyi, Kadıköy'den Ortaoba'ya giden yolun başlangıcında ve Beyoba'ya giden yolun Mezarlık mevki civarındaki yol yarmalarında da Hodul Birimi ile arasında bulunan tektonik dokanak boyunca da ezilmiş metabazitler gözlenir. Yer yer şist ve fillatların arasındaki türbiditik metakumtaşlarında slump yapıları, taban yapıları, tabaka içinde konglomeradan ince kum boyutuna doğru dereceli tabakalanma, üste doğru laminalar görülür. Bu meta kumtaşı seviyelerinde Dereliköy Değirmeni'ne inen yolda, Çamcı Köyü'nden Yaşyer Köyü'ne giden yol üzerinde oturma yapıları ve kaval yapıları gözlenir. Kadıköy kuzeydoğusunda beyaz renkli rekristalize kireçtaşları bloklar halinde fillatların arasında bulunurlar(Şekil 2.27B).



Şekil 2.27 A: Kalabak köyünde dilimlenmiş serpantinize metabazitler (mb) (bakış doğuya) B: Kadıköy kuzeyindeki yolda Kalabak Birimi içinde beyaz renkli rekristalize kireçtaşı (kçt) blokları (Ölçek çekiç 30 cm)

Kalabak Birimi, hakim kaya türü olarak kökende ince tabakalı kumtaşı, çamurtaşı, çakıltası ve laminalı mercek şeklinde kireçtaşı, sık karbonat arakatlı olan çökellerin metamorfizmaya uğramış halidir. Tabandaki birimlere oranla daha aktif bir tektonik ortamı işaret eder. Kalabak sırtında siyah fillatlarla ara katlı deforme ve silisifiye olmuş bazaltlar, üste doğru blok özelliği gösteren farklı özelliklerdeki kireçtaşı blokları bölgede çökelmeyle eş yaşlı tektonik hareketlenmeyi işaret eder.

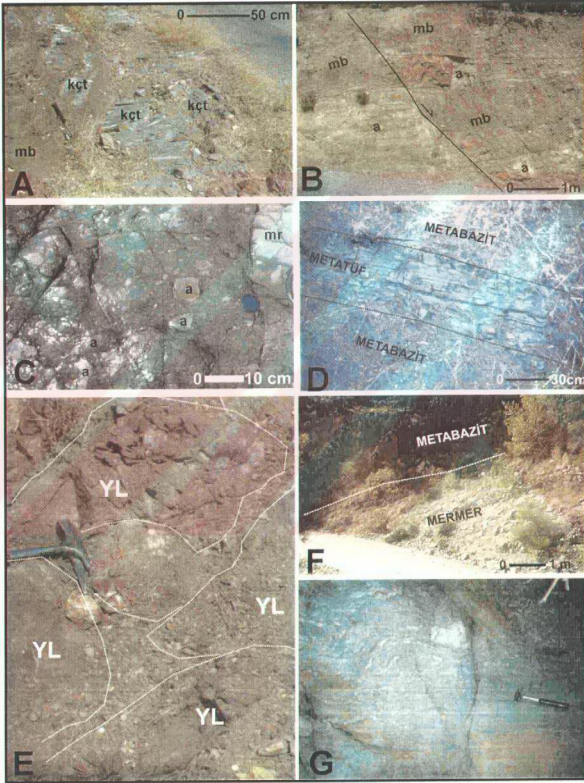
2.3.4. Nilüfer Birimi (K-Trkn)

Nilüfer Birimi, ilk defa Okay vd. (1990) tarafından adlandırılmıştır. Bandırma, Manyas ilçesi güney kesimi ile Bursa'nın güneyini oluşturan Uludağ çevresinde geniş yayılımı gözlenmektedir. Birimin adlandırıldığı kesit yeri Nilüfer çayı vadisidir.

Nilüfer Birimi çalışma sahasında doğuda Kalabak ile Tepeoba köyleri arasındaki vadi ve sırtlarda yüzeylenir. Bu lokalitede iki dokanak ta tektoniktir (Şekil B.1 ve 2.21). Batıda ise Kazdağ ile Paşadağ arasında kalan sırtlar ve vadilerde Nilüfer Birimi, Kalabak Birimi ve Hodul Birimi ile tektonik dokanaklı, bazı kesimlerde Hodul Birimi ile yanal geçişli veya Hodul Birimi, Nilüfer Birimi üzerinde uyumlu olarak yer almaktadır (Şekil B.1, 2.21 ve 2.22).

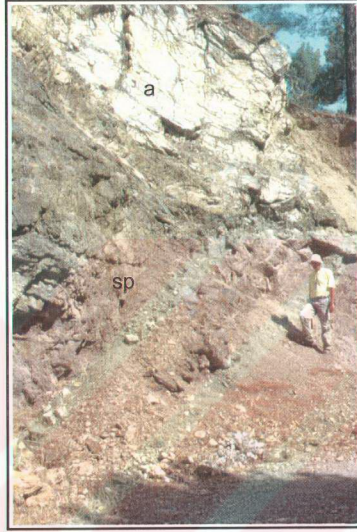
Nilüfer Birimi sahada split hakimiyetinde metatüf, mermer mercek ve blokları ile seyrek arkozik ara katlılarla tanınır. Çalışma sahasında Beyoba ve Mehmetalan civarında splitlerle ara katlı mermer mercekleri görülür. Bu mermer merceklerinin yanal olarak splitlerle kuşatıldığı en iyi kesim Mehmetalan'dan Sarıkız'a giden yol ile Zeytinli Çayı arasında kalan alanda, Zeytinli'den Beyoba'ya giden yol üzerinde gözlenir (Şekil 2.28A). Bu kesimlerde de arkozik kumtaşı ara katlıları göze çarpar (Şekil 2.28B). Mermer ve arkozik kumtaşı arakatlısının üzerinde, Zeytinli deresi içinde, iyi yuvarlanmış mermer, split blokları volkanojenik bir kum matriksle sarılı, deforme konglomeralar bulunur (Şekil 2.28C). Splitler, yeşil kahverengi ve yeşil renkli metatüflerle aralanmalıdır (Şekil 2.28D). Nilüfer Birimi'nin en iyi görüldüğü kesim, Zeytinli Çayı vadisinin iki yakası ve Bazlamaç tepesinden Oba köylerine uzanan sırtın arasındaki yoldur. Splitler masif tabakalı olup, Bazlamaç gözetleme kulesi yolu civarında tipik yastık

lav yapısı gösterir (Şekil 2.28E). Homojen bir görünüm sunan spilitler az deforme olmuştur. Bu kesimlerde Nilüfer Birimi içinde kalın tabakalı beyaz mermerler yer alırlar. Nilüfer Birimi içinde bulunan mermerler Manyas'ın güneyinde Akyüz ve Okay (1998) tarafından Çataltepe Mermeri olarak adlandırılmış sığ denizel olduğu belirtilmiştir. Balaban gözletleme kulesinden oba köylerine inen yol üzerinde Nilüfer Birimi'ni oluşturan spilit ve mermerler, Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı'nın yapısal etkisiyle daha da deforme edilmiştir (Şekil 2.28E).



Şekil 2.28 A: Nilüfer Birimi (mb) içinde rekrystalize kireçtaşı (kçt) mercekleri, B: Nilüfer Birimi içinde arkozik arakatlılar, C: Nilüfer Birimi içinde spilit arasında blok ve çakıllı metabazit, D: Metabazit arasında metatüf arakatlılar, E: Nilüfer Birimi içinde yastık lavlar (yl) (çekmiş 30 cm), F: Metabazitlerin kuşattığı mermerler, G: Bazlamaç Tepesi güneydoğusunda Kazdağ Sıyrılma Fayı tavan bloğunda deforme olmuş spilit (çekmiş 30 cm).

Bu kesimler, Kazdağ Grubu'ndan aşırı foliye olmuş metatüflerle ayrılır. Beyoba yolunda, Hasanboğuldu-Kazdağ yolunda, Sarıkaya Tepesi güneyinde, Nilüfer Birimi'nin üzerinde Hodul Birimi yer alır. Bazı yerlerde Nilüfer Birimi içinde ara katkı olarak gözlenen arkozik kumtaşları Hodul Birimi'nin yanal olarak Nilüfer Birimi ile geçişli olduğunu göstermektedir (Şekil 2.29).



Şekil 2.29 Spilitlerle (sp) ara katkılı arkozik (a) kumtaşları, koyu renkli kesimler spilit açık renkli kesim arkozik kumtaşı (Bazlamaç'tan güneye Paşadağ orman yolu, bakış yönü GB).

Nilüfer Birimi'nin yaşı hakkında veri içinde bulunan mermer bloklarından gelmektedir. Ergül vd. (1980) spilitlerin içinde bulunan mermer bloklarından derlediği örneklerde fosillerde Orta-Üst Permiyen yaş bulmuş, Üst Triyas konglomerası üzerinde uyumsuz olduğundan Alt Triyas yaş önermiştir. Kaya ve Mostler (1992), Bergama'daki Kozak civarındaki metabazitler içinde yer alan karbonat seviyelerinden derledikleri konodontlardan Orta Triyas, Okay (2000) ise, Bursa'nın güneyindeki tip kesitin alt seviyelerinden derlediği konodontların Alt Triyas yaş bulgusu elde etmişlerdir. Çalışma sahasında Bingöl (1971), metabazilerde K-Ar metoduyla 304 ± 31 my (Üst Karbonifer-Alt Permiyen) yaş bulmuştur. Nilüfer Birimi, kalın tabakalı rekriztalize kireçtaşları ve onları kuşatan spilit ve yeşil renkli metatüflerle Orta Permiyen-Alt Triyas yaşlı bir birimdir.

Nilüfer Birimi'nde farklı lokalitelerde yapılan jeokimyasal analizler denizaltıdağı (Pickett, 1994) ve okyanus platosunu (Okay vd., 1996) temsil ettiğini göstermiştir. Olasılıkla okyanusal bir bazalt platosunun üzerindeki denizaltı dağları ile ilintili ortamları göstermektedir.

2.3.5. Hodul Birimi (K-Trkh)

Hodul Birimi, ilk defa Okay vd. (1990,) tarafından adlandırılmıştır. Okay vd. (1990), çalışma sahasında Kazdağ doğusunda gözlenen arkozik kumtaşlarının tamamını Hodul Birimi'ne dahil etmiştir. Bu çalışma'da sadece Karakaya birimleri ile ilişkili olarak görülen Paşadağ-Kazdağ arasında kalan arkozik kumtaşları Hodul Birimi adı altında değerlendirilecektir (Şekil 2.21 ve 2.22). Hodul Birimi, çalışma sahası batısında Nilüfer birimi üzerinde uyumludur (Şekil 2.30). Karakaya Tepesi kuzeyinde de Nilüfer Birimi, Hodul Birimi üzerinde tektonik olarak yer alır. Kozak Dağı doğusunda Hodul Birimi'nin Nilüfer Birimi ile uyumlu olduğu Akyürek ve Soysal (1983) tarafından da saptanmıştır.



Şekil 2.30.Mehmetalan güneyinde Nilüfer Birimi (nl) ile Hodul Birimi (h) arasındaki geçiş (Ölçek çekiç 30 cm, bakış yönü kuzeye).

Hodul Birimi, çalışma sahasında Ortaoba Köyü'nden batıya doğru olan vadi içinde ve Karakaya Tepesinden Bazlamaç tepesine giden yol üzerinde en iyi şeklinde gözlenir. (Şekil B.1 ve 2.21). Hodul Birimi en genel haliyle arkozik kumtaşları egemenliğinde, fillat ve şist, seyrek çört ara katkılı az miktarda spilitik ara katkı ve mercekler içeren bir birimdir (Şekil 2.22).

Hodul Birimi arkozik kumtaşlarının en tipik görüldüğü yerlerden biri de Zeytinli-Hasanboğuldu yoludur. Arkozik kumtaşları orta kalın homojen tabakalı açık sarı ve beyaz renklidirler (Şekil 2.31A). Yukarıoba mezarlığından Karakaya Tepesinin kuzeyinde kalan kesimde yol yarmalarında da arkozik kumtaşları, çört arakatıklarıyla ardalanmalı olarak bulunur, arkozik kumtaşları 5- 35 cm arasında kalınlıklar verir (Şekil 2.31B). Çörtlerin kalınlıkları 1-2 cm den 10-12 cm arasında değişir. Genellikle siyah renkli olan çörtler bazı kesimlerde gri renklidir. Çörtlü kesimlerde spilit ara katkılar bulunur (Şekil 2.31C). Üst kesimlere doğru aralarında ince fillat ara katkıları bulunur (Şekil 2.31D). Çalışma alanı içinde yer yer arkoz fillat ardalanması hakimiyetinde olan kesimler makaslanmış dilimler halinde bulunur. Arakatıklı olarak arkozların arasında seyrek olarak bulunan açık renkli



Şekil 2.31 A: Mehmetalan-Sarıköz yolunda Hodul Birimi'nden arkozik kumtaşı seviyeleri (Bakış KB), B: Bazlamaç tepesi yolunda Hodul Br. arkozik kumtaşlarıyla ardalanmalı çörtler(Bakış KD), C: Bazlamaç tepesi yolunda arkozik kumtaşlarıyla ardalanmalı siyah fillatlar (Bakış doğuya), D: Bazlamaç tepesi yolunda spilitlerin üzerinde çört tabakaları (Bakış doğuya), E: Mehmetalan köyü güneyinde arkozik kumtaşları arasında iyi foliye olmuş fillatlar , F: Bazlamaç tepesi yolunda arkozlar arasında tabakalı spilitler (Bakış KD).

fillatlar çok iyi gelişmiş foliasyonlar gösterirler (Şekil 2.31E). Hodul Birimi'nin içinde ara katkılar halinde ince taneli splitik seviyelerin diğer bir özelliği de tabakalı oluşlarıdır (Şekil 2.31F).

Hodul Birimi'nin diğer dikkat çeken bir özelliği de içinde bulunan kalın tabakalı grovak türü kumtaşlarının içinde budinleşmiş intra-formasyonel kireçtaşı çakılları bulunmasıdır (Şekil 2.32A). Bu seviyedeki kireçtaşları gri renkli mikritik özelliktedir. Bu seviden alınan az rekristalize bir numuneden elde edilen Hemigordiopside foraminifera? ve Diplosphaerinea sp.? fosilleri olası olarak Permien yaş vermektedir (D. Altuner, sözlü görüşme 2003.) Bu seviyenin alt kesimlerinde fillatlar, metatüf arakatlı olup arasında split budinleri bulunur (Şekil 2.32B). Hodul Birimi içinde seyrekte olsa arkozlarla ara katkı olarak kireçtaşları bulunur. Bu kireçtaşları gri renkli mikritik ve rekristalizedir. Kireçtaşı ara katkılarının kalınlıkları 5-40 cm arası değişir (Şekil 2.32C). Arkozik kumtaşları feldspatik arenit olarak tanımlanabilir. Birim, genel karakteri itibarıyla ortaç türbidit fasiyesinde çökelmiş bir istif özellikleri sunar. Kumtaşlarının fillatlarla geçişli



Şekil 2.32 A: Karakaya Tepesi'nde Hodul Birimi içindeki intra-formasyonel kireçtaşı içeren kumtaşı seviyesi (Bakış yönü KD), B: Karakaya-Bazlamaç tepeleri arasında Hodul Birimi arkozlarına ara katkı olarak bulunan fillatlar içinde split blokları (Bakış yönü KD), C: Hodul Birimi içinde ara katkı olarak bulunan kireçtaşı seviyesi (Bakış yönü doğuya).

olduğu kesimlerde kanal yapıları gözlenebilir. Arkozların tabanında fillat bulunan kesimlerde kaval yapıları yer yer gözlenebilmektedir.

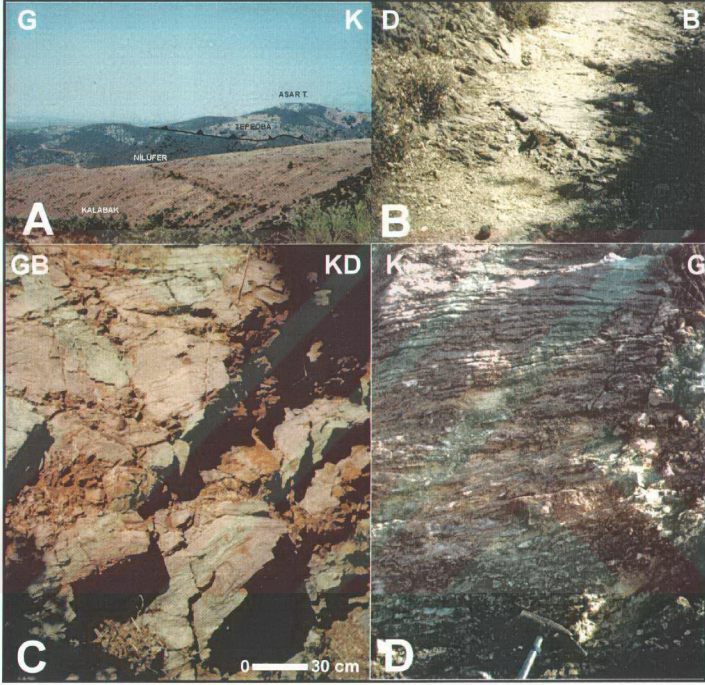
Hodul Birimi'nde sahada kesin yaş elde edilebilecek fosil bulgusu yoktur. Hodul Birimi'nin içindeki kireçtaşı bloklarından Okay vd. (1990) ve Okay ve Möstler (1994) İvrindi-Manyas çevresinde elde ettikleri fosillere Orta Karbonifer-Üst Permiyen arasında yaşlar vermiştir. Hodul Birimi, volkanizmanın aktif olduğu bir alanda gerilme tektoniği ile çöken kesimlerde çökelen, ortaç türbiditleri temsil etmektedir. Spilit ve çört arakatlı arkozlar, yay önü havzalarda eklenir prizmalarda rastlanan bir kombinasyondur.

2.3.6. Tepeoba Birimi (K-Trkt)

Tepeoba Birimi, ilk defa bu çalışmada Karakaya içinde tanımlanan bir birimdir. Çalışma sahasında Tepeoba ve Yaylaönü köyleri ile Yayla Tepe arasında kalan sırt ve vadilerde gözlenir (Şekil B.1 ve 2.21). Hakim olarak açık renkli metatüfler ve fillatlarla ara katlı ince taneli arkozik kumtaşlarından oluşur, taban seviyelerinde dilimlenmiş kireçtaşı blokları bulunur (Şekil 2.22). Hodul Birimi ile en önemli farkı spilitik ara katlıların çok az olması ve kumtaşlarının çok ince taneli oluşu ile açık renkli fillat ve şistlerin hakim birim olmasıdır.

Tepeoba Birimi'nin çevresindeki birimlerle ilişkisi tektoniktir. Doğusundaki Nilüfer Birimi ile ilişkisi dike yakın bir ters faydır. Dereoba Değirmeni'nden Asartepe'ye uzanan yolun üzerinde bir ezik zonu boyunca bu ilişki izlenebilir (Şekil 2.33A). Tepeoba Birimi'nin Yaylaönü Köyü'nden Yayla Tepe'ye giden sırt üzerinde oldukça iyi yüzlekler vermektedir (Şekil 2.33B). Birimin, Kalabak Birimi ile ilişkisi Yaylaönü Köyü civarında tektoniktir. Genellikle Tepeoba Köyü'ne tırmanan yol üzerinde birimin içinde, iri taneli meta-kumtaşı seviyeleri, beyaz renkli kıvrımlı foliye felsik fillat seviyeleri de görülür (Şekil 2.33C). Bej renkli mermerlerin en büyük mostralarının Asar Tepe'de antiform biçiminde ve şistlerle dereceli geçişli oldukları görülür (Şekil 2.33D). Tepeoba'nın batısında açılmış bir çukur içinde üstteki beyaz renkli mermerle siyah lamine mermerin dereceli geçişli oldukları üzerlerinde oldukça deforme şisti bir matriks tarafından sıvalı olduğu görülür. Bu birimlerin dokanağında görülen breşik kırıklı yapılarından dolayı tektonik etkilerle parçalanmış dillimler olarak bulunurlar. Bu dilimler Asartepe

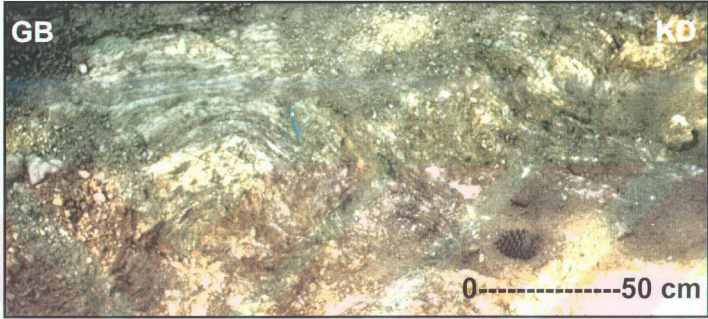
batısında yol boyunca çok açık gözlenmektedir. Tepeoba çevresinde bulunan diğer kalın tabakalı mermer seviyeleri Nilüfer içinde yer alırken, Asartepe'deki kireçtaşı, Tepeoba Birimi içinde yer alır. En üst seviyeler içinde, 1-2 m boyutunda siyah renkli, içinde çört seviyeleri bulunan, iyi yuvarlanmış, mermer blokları da seyrek olarak görülür.



Şekil 2.33 A: Kalabak Sırtı'ndan Asar Tepe'ye Tepeoba birimine genel bir bakış, B: Yaylaönü'nden kuzeye giden yolda feldspatik tüfler ve fillatlar (Ölçek çekiç 30 cm), C: Yaylatepe yolunda metatüflerde kıvrımlı seviyeler. D: Asartepe'de beyaz kalın renkli rekristalize kireçtaşı tabanına bulunan kalsitürbiditik fillat mermer ardalanması (Ölçek çekiç 30 cm).

Çalışma alanında Tepeoba Köyü'nün batısına doğru birim feldspatik şistlerin hakimiyetindedir. İnce metabazit arakatlı olan şistlerin 3-5 cm.lik volkanojenik kökenli metakumtaşları ile ardalanmalı olduğu görülür. İnce splitik arakatlılar da içeren volkanojenik kökenli bu kumtaşı istifi, üste doğru gri-yeşil

fillatlarla birlikte oldukça gözenekli felsik tüflerle volkaniklerle ardalanmalıdır. Bu kesimlerde mermer blok veya ara katkıları hiç bulunmaz ve ince taneli birimlerden oluştuğundan çok iyi kıvrımlanmış ve foliye olmuştur (Şekil 2.34). Bu özelliği ile Kalabak ve Hodul birimlerinden ayrılır. Hodul Birimi'ninden Tepeoba Birimi'ni ayıran diğer önemli bir ayraç litolojik olarak Hodul Br. feldspatik kumtaşı egemenliğinde iken Tepeoba Birimi felsik fillat ve foliye yeşil beyaz renkli tüflerin egemenliğinde olmasıdır.



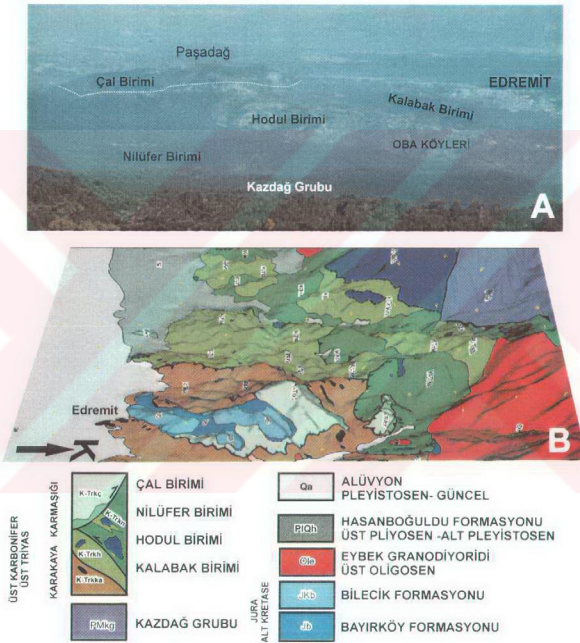
Şekil 2.34 Yaylatepe güneyinde kıvrımlı metatüflerden bir görünüm.

Tepeoba Birimi, üste doğru mermer mercceklerinin parçalanmış bloklarını içeren, açık yeşil ve beyaz renkli feldspatik şist ve fillatlarla ardalanmalı metabazit, volkanojenik ince tabakalı kumtaşlarıyla temsil olur. İnce taneli birimlerden oluşan bu volkanik serinin tipik özelliği, çok sade bir birim olmasıdır. Tabaka kalınlıkları orta ve ince olan iyi boylanmış kayaçlardan oluşan Tepeoba Birimi'nde, üste doğru türbiditik ara katkıların parçalanmış mermer mercceklerinin varlığı tektonik aktivitenin gittikçe hızlandığını göstermektedir. Tepeoba Birimi, Hodul Birimi'nin yanal devamı niteliğinde, distal türbiditlerin oluşturduğu, yer yer kanallarla içine blokların aktarıldığı bir birimdir. Tepeoba Birimi'nin Hodul Birimi'ne göre daha foliye ve kıvrımlıdır. Bu yapısının temelinde ince taneli birimlerin geçirdiği metamorfizma ve deformasyon bulunur.

2.3.7. Çal Birimi (K-Trkkç)

Okay vd. (1990) tarafından Çan-Yenice yolundaki Çal Köyü'nde adlandırılmıştır. Bu bölgedeki kayaların ilk defa tanımlanması Blanc (1965)

tarafından yapılmıştır. Okay vd. (1990) çalışmalarında Edremit kuzeyinde Çal Birimi'nin varlığından söz etmezler. Çalışma sahasında Paşadağ, Çiğdemtepe, Kırtepe, Durdağı'nın güneyinde mostra veren birimin çevre dokanakları tektonik olup, Paşadağ'da kireçtaşı bloğunun kalınlığı 300 m civarındadır. Bu lokalite de kireçtaşı bloklarının üzerinde Liyas yaşlı Bayırköy Formasyonu'nun konglomematik kumtaşları ve kalın tabakalı Bilecik Formasyonu açısal uyumsuz olarak bulunur. Tabanında ise üzerlerine itildiği Kalabak ve Nilüfer birimleri bulunur (Şekil B.1, 2.21, 2.22 ve 2.35).



Şekil 2.35 A: Çal Birimi'nin genel arazi görünümü (Bakış Kocadağ gözletleme kulesinden doğuya) B: 3-B sayısal jeoloji haritası (Bakış yönü batıya).

Çalışma sahasında Çal Birimi, kırmızı ve şarabi renkli ezik şeyllerden oluşan bir matrisle içinde bulunan mega bloklardan oluşur. Bordo şeyller arasında mor renkli spilitik arakatıklar bulunur. Bu birimler mega kireçtaşı bloklarının etrafında dar bir zon halindedir. Kalın tabakalı biyosparitik kireçtaşları taban seviyelerde dinamik metamorfizma geçirmiş rekrystalize olmuştur. Çal Birimi'nin

yapısal tabanında yer yer gözlenebilen kumtaşı şeyl arakatkılı kesimleri tektonik dokanaklar boyunca ezilmiş, dilimlenmiş ve ince kireçtaşı arakatkılar rekrystalize olmuştur (Şekil 2.36A). Bu seviyelerin Orta Tepe, Karadağ köyü gibi kesimlerde oldukça deforme oldukları gözlenir. Fakat bazı kesimlerde bu deformasyon kaybolur ve daha homojen bir yapı görülür (Şekil 2.36A). Deformasyonun tane boyu ile ilişkili olduğu gibi bir de bindirme boyunca yer yer millonitik karakterli olduğu görülmektedir.



Şekil 2.36 A: Paşadağ eteklerinde Çal Birimi tabanında dilimli kırmızı fillatlar ve rekrystalize kireçtaşları (Ölçek çekiç 30 cm) B: Matriksin içinde daha az deforme kireçtaşı arakatkılı fillatlar (Ölçek çekiç 30 cm).

Çal Birimi içindeki Permien kireçtaşı blokları platform ortamını gösteren bir karakterdedir. Tabanında bulunan birimlerin yer yer üzerini örttüğü kesimlerde deforme olmamış olmaları tabandaki plastik deformasyonun bir kısmının çekim kayması hareketlerini düşündürmektedir. Çal Birimi içindeki mega bloklar tektonik olarak aktif bir ortama taşınmış, daha sonrada Karakaya birimlerini oluşturan dilimli yapının en üstüne eklenmiştir. Edremit kuzeyinden yapılan yaş çalışmalarında Leven ve Okay (1996) Üst Permien fosilleri tespit etmiştir. Paşadağ lokalitesindeki mega kireçtaşı bloğunda bulunan fosiller ise Noriyeen yaş vermektedir (M. Duru ile sözlü görüşme, 2003). Bu durumda Çal Birimi'nin yaşı Geç Triyas'a kadar çıkmaktadır.

2.3.8. Karakaya Karmaşığı'nın stratigrafik konumu ve kökeni

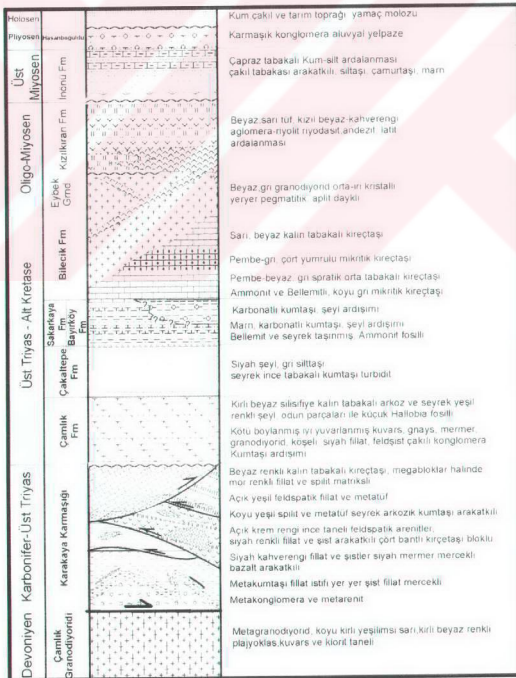
Karakaya Karmaşığı içinde değerlendirdiğimiz tektono-stratigrafik birimlerin kökeni konusunda hemen hemen açık bir yorum yoktur. Çok sayıda

araştırmada yersel olarak yapılan gözlemlerden çok farklı yorumlar yapılabilmektedir. Bu çalışmaya göre Karakaya Karmaşığı birbirine dereceli geçişli birimleri içeren, bindirmelerle birbiri üzerine itilmiş tektonik üniteler ve bir okyanusun açılma ve kapanmasını gösteren ortamların parçalarını içerir. Fazlıca Birimi, Karbonifer öncesine ait Çamlık Metagranodiyoridi üzerinde temel selintisi olarak gelişen ilk birimdir. Kınar Birimi ise bölgede tektonik aktivitenin ilkel evrelerinde yaygın bir sedimantasyonun başladığı karasal kıvrıntılılarla ardalanmalı, siyah, yanall olarak süreksiz ince tabakalı kireçtaşı mercekleri görsel bir havzaya işaret etmektedir. Üste doğru dereceli geçişli olduğu Kalabak Birimi, tektonik etkinin arttığı havza gelişimini işaret eder. Bu havzada görülen silisifiye, siyah kahverengi, iri amigdoller içeren bazaltlar ve laminalı mermer mercekleri içeren metagrovaklar ve üst seviyelerde at kesimlerde görülen siyah renkli mermerlerin bloklarını içermesi, çöken bir havzanın kendi içinde malzeme verdiğini göstermektedir. Fazlıca, Kınar ve Kalabak birimleri bir granitik bir temel üzerinde faylanmayla gelişen birimlerdir. Tepeoba Birimi ise bu havzanın okyanusal nitelik kazanmaya başladığı dönemi işaret etmektedir. Distal türbiditler ile ardalanmalı metabazitler ve platform tipi merceksele beyaz renkli kireçtaşları ve blokları, metatüfler, yay ardı havzaya benzer bir görünüm sunar. Nilüfer Birimi ise okyanus platosu ve denizaltı dağı özellikleri göstermektedir. Hodul Birimi feldspatik türbiditler ile ardalanmalı spilitler, kimi mercek özelliğı gösteren beyaz kireçtaşı blokları ile dalma batma zonunda yiten okyanus kabuğunun üzerinde gelişen eklenir prizma önü çökelleridir. Çal Birimi ise devasa geç Permiyen blokları içeren, ağırlıklı olarak kırmızı çamurtaşları ve mor spilitler içeren karmaşık yapıllı bir birimdir. Bu birimin en tipik özelliğı diğer birimlerde ender de olsa görülebilen birbiriyle ilişkilendirilebilen tabakalı birimlerin olmamasıdır. Karakaya birimlerini yanyana getirdiğimizde biri biri üzerine itilen, söz konusu birimlerin arasına yerleşmiş ince ofiyolitlerle, birlikte kıta kenarında gelişmeye başlayan bir havzadan başlayarak okyanus tabanı üzerinde gelişen birimleri bir araya getiren bir eklenir prizma söz konusu olmalıdır. Bu eklenir prizmayı oluşturan kayaların yaşı için elde edilen fosil yaşları geç Karbonifer-erken Triyas arasında bulunmaktadır (Kaya ve Möstler, 1992; Leven ve Okay, 1996). Orta Triyas-geç Triyas başında eklenir prizma içinde yeşil şist fasiyesinde metamorfizma gelişirken üzerlerinde bulunan geç Triyas denizi platform koşullarında sığlaşmış Noriyen'de çarpışmanın son

evresinde birbiri üzerine itilmeye devam eden birimler, birbirine eklenmiş ve KKD-GGB doğrultusunda uzanan bindirmeler boyunca ekaylı bir görüntü oluşturmuştur. Karakaya Karmaşığı, Çamlık-Zeytinli arasında yer alan, birbiriyile ilişkili birbirini izleyen ortamları biraraya getiren bir eklenir prizmadır.

2.4. Üst Triyas-Alt Kretase Birimleri

Çalışma sahasında Mezozoyik dönemine ait birimler, geç Triyas-erken Kretase döneminde çökelmiş, karasaldan başlayan, derin denizel ve daha sonra sığ denizel ortamı işaret eden Çamlık, Çakaltepe, Sakarkaya, Bayırköy ve Bilecik Formasyonları, geç Kretase dönemine ait, hakim olarak Mezozoyik birimlerinin bir dalma batma zonunda yığılmasıyla derlenmiş Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı'dır (Şekil 2.37, 2.38 ve 2.2). Ofiyolitik melanj çalışma sahasının batısında, çökel istif ise doğusunda yer alır. (Şekil B.1).



Şekil 2.37 Kazdağ doğusunun basitleştirilmiş stratigrafisi (ölçeksiz).

EDREMIT ÇEVRESİNİN JEOLOJİ HARİTASI AÇIKLAMALAR

HOLOSEN Gy YAMAÇ MOLOZLARI Qa ALÜVYON

ÜST

Mi İNÖNÜ FORMASYONU

ALT

Mk KIZILKIRAN FORMASYONU

ÜST

Olle EYBEK GRANODİYORİDİ

ÜST

Jkb BİLECİK FORMASYONU

Yjs SAKARKAYA FORMASYONU

Jb BAYIRKÖY FORMASYONU

ALT

Trca ÇAKALTEPE FORMASYONU

Trg ÇAMLIK FORMASYONU

ÜST

Trmz ÇAL BİRİMİ

Trmz HODUL BİRİMİ

Trmz NİLÜFER BİRİMİ

Trmz TEPEOBA BİRİMİ

Trmz KALABAK BİRİMİ

Trmz KINAR BİRİMİ

Trmz FAZLICA BİRİMİ

DEVONİYEN

Trc ÇAMLIK METAGRANODİYORİDİ

Ts

Doğrultu-Eğim

Ts

Doğrultu-atımlı Fay

Fs

Foliasyon

Fs

Normal Fay

Fs

Bindirme Fayı

Fs

Dokanak

Y

Yerleşim

Y

Yol

CENK YALTIKAK, 2003

GD

-1000 m

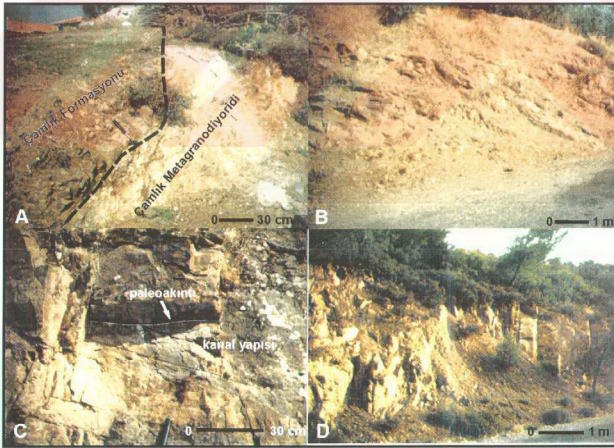
Kocaçal T.

D

2.4.1. amlık Formasyonu (Tr)

amlık Formasyonu, Havran'ın kuzeybatısında amlık ile İnönü Köyü arasında bulunan yol üzerinde gözlenir (Şekil 2.4.2). Birim daha önce Krushensky vd. (1980) tarafından Halılar Formasyonu, Altuner vd. (1991) Bacağz Formasyonu, Okay vd. (1991) tarafından Hodul Birimi olarak adlandırılmıştır. Krushensky vd. (1980) amlık Köyü ile Halılar Köyü arasında kalan amlık Metagranodiyoridi ve Karakaya Karmaşığı'nın parçası olan foliye Fazlıca Birimi'ni, metamorfik olmalarına rağmen, sahadaki tüm arkozlar ile birlikte Halılar Formasyonu'na dahil etmiştir. Oysa söz konusu arkozik kumtaşları, Karakaya Karmaşığı birimleri ve amlık Metagranodiyoridi üzerinde uyumsuzdur. Arkozik kumtaşından oluşan söz konusu seri, taban ve tavan dokanakları, litolojik özelliklerinden dolayı bu çalışmada tip kesidinin bulunduğu amlık Köyü'ne izafeten amlık Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

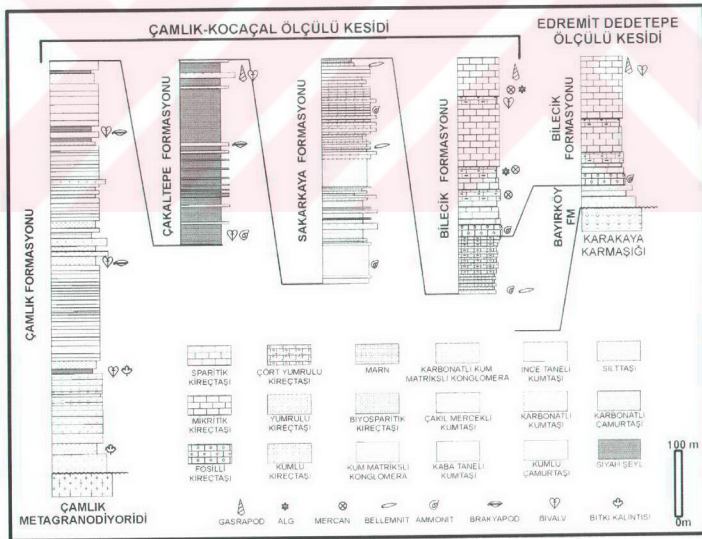
amlık Formasyonu tabanda Fazlıca Birimi, Kalabak Birimi ve amlık Metagranodiyoridi üzerinde uyumsuz olarak bulunur (Şekil 2.38 ve 39A). Bu uyumsuzluk en iyi amlık mezarlığı ile Aşğımahalle yolu arasında, Aşğımahalle



Şekil 2.39 A: amlık-Aşğı Mahalle yolunda amlık Metagranodiyoridi ile amlık Formasyonu arasındaki uyumsuzluk (Bakış yönü KB), B: amlık-Aşğı mahalle yol ayırımında arkozlar(Bakış yönü KB), C: Arkozlar içinde kanal yapısı ve KB-GD yönlü paleokint(Bakış yönü GD), D: amlık İnönü yolunda dik tabakalı silttaşı arakatlı arkozlar(Bakış yönü GD).

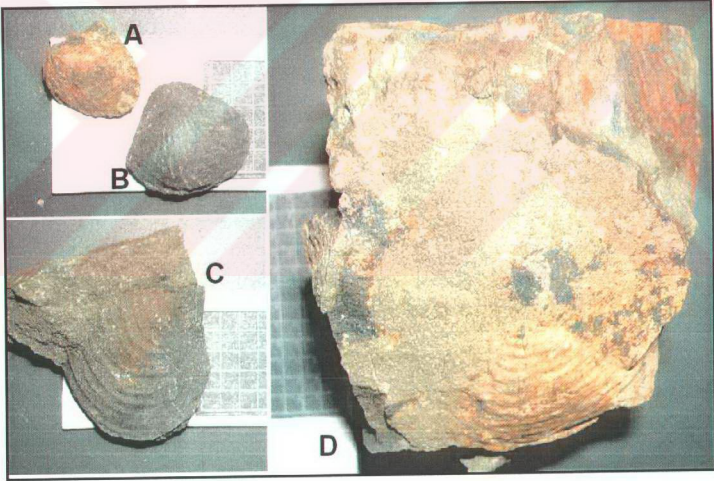
İlkokulu'nun güneyinde yol kenarında gözlenir (Şekil 2.39A). Bu yolun Çakaltepe'ye kadar olan kesimi ölçülü kesit için ideal lokalitedir. Üzerinde ise dereceli geçişle Çakaltepe Formasyonu bulunur.

Çamlık Formasyonu'nun ölçülen kalınlığı 625 metredir (Şekil 2.40). Bu kalınlık yanal olarak paleotopoğrafyaya bağlı olarak değişmektedir. Kaynak yönü KB dir. Tabanda kalın tabakalı, kirli sarı, iyi yuvarlanmış 5-20 cm arası kuvars, metagranodiyorid, beyaz mermer; kötü yuvarlanmış 1-10 cm arası fillat, şist, siyah mermer çakıları içeren, konglomeratik, köşeli taneli, silisifiye, kalınlığı 1.5-4 m arası feldspatik kumtaşlarıyla başlar. Üste doğru seyrek koyu gri-yeşil renkli seyrek şeyl ara katkıları bulunan orta tabakalı kumtaşlarının hakimiyetine geçer (Şekil 2.39B). Kumtaşlarının tabaka altlarında ve ince şeyl ara katkılarda, yassı odun parçaları bulunur. İstifte üste doğru, tabaka kalınlıklarında belirgin bir azalma, tane boyunda incelme gözlenir. Bu seviyelerde seyrek şeyl ara katkılarının kalınlığının 3-5 m arası değiştiği gözlenir. Bu şeyl ara katkıları içinde ince taneli kalınlığı, 20-40 cm arası değişken laminalı silttaşları da bulunur. Üste doğru homojen tabakalı



Şekil 2.40 Çalışma sahasında Üst Triyas-Alt Kretase serisinin ölçülü kesitleri. Çamlık-Kocaçal Kesidi Çamlık-Sarıçıköy arasında yol üzerinde ve Kocaçal kanyonunda ölçülmüş, Edremit Dedetepe kesidi ise Paşadağ doğusundan Dedetepe'ye doğru ölçülmüştür.

kumtaşlarında ise tabaka içinde düşük açılı çapraz tabakalanma ve kanal yapıları gözlenir (Şekil 2.39C). Bunların dike yakın kıvrımlandıkları kesimlerde ince şey ara katkılar gözlenir (Şekil 2.39D). Üste doğru yol boyunca sedimantasyon esnasında oluşmuş normal faylar gözlenir. Bu esnada seyrek şeyl ara katkılarının içinde slump yapıları meydana gelmiştir. İstif üste doğru tane boyu ve karakteri değişikliği gösterir. Bu seviyelerde kumtaşı-silttaşı oranı eşitlenir ve tabaka kalınlıkları benzer, 0.2-0.4 m arası olur. Birimin içindeki şeyllerde az miktarda küçük 0.5-1.5 cm boyundaki daha önce Gümüş (1964) ve Aslanaer (1965) tarafından tespit edilen bivalv ve brakyobodlara rastlanmıştır (Şekil 2.41). Ayrıca şeyl hakim kesimlerdeki bivalvlerin yanında bitki kalıntıları da bulunmaktadır. Bu kesimlerde ölçülen tabaka altı yapıları beslenme kaynağının kuzeybatı olduğunu göstermektedir. Gümüş (1964), Aslanaer (1965) ve Krushensky vd. (1980) göre üst seviyelerde bulunan fosillere göre Çamlık Formasyonu'nun yaşı Üst Triyas olmalıdır.



Şekil 2.41 Çamlık- Aşağı Mahalle köyleri yol ayrımından Çamlık Formasyonu içinden toplanan brakyobod (A,B) ve bivalv fosilleri (C,D) (Altta kullanılan ölçekteki küçük kareler, 2.5 mm'dir).

İstif litolojik özellikleri ve feldspatik kumtaşlarıyla tipik bir akarsu çökeli olarak başlar. Orta seviyelerde çökelim belirli bir duraylılığa ulaştıktan sonra tane boyu üste doğru ters dereceli hale dönüşür. Havzanın gelişiminde normal fayların

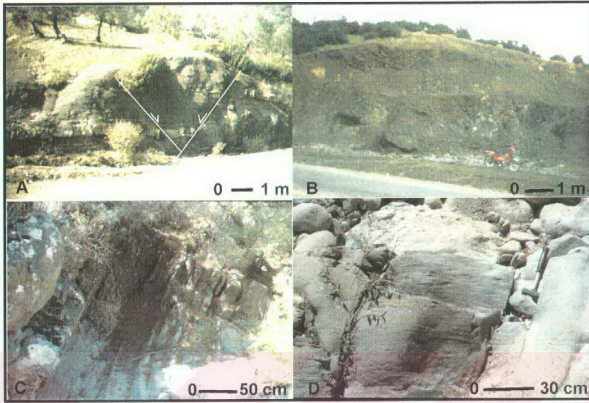
etkisinin olduğu açıkça görülmektedir. Üst seviyelerde ise gittikçe türbiditik bir karakter alır. Bu da havzanın gittikçe derinleştiğini göstermektedir. Bu haliyle Çamlık Formasyonu, kuzeybatıda bulunan yüksek alanları oluşturan metamorfik bir temel üzerinde gelişmeye başlayan örgülü akarsu ortamını izleyen kısa bir süreli bir delta, delta önü ortamını temsil eder.

2.4.2. Çakaltepe Formasyonu (Trça)

Çakaltepe Formasyonu, İnönü, Sarnıçköy ve Halılar Köyü yolu kavşağının doğu kenarında bulunan Çakal Tepe'nin üzerinde ve doğusunda yer alan Çamlık ile Halılar köyleri arasındaki vadi içinde yüzeyleir (Şekil B.1 ve 2.38). Tabanındaki Çamlık Formasyonu, tavanındaki Sakarkaya Formasyonu ile dereceli geçişlidir (Şekil 2.40.). Tip kesiti Aşağı mahallenin doğusunda yer alan dere içinde ve Çakal Tepe'nin doğusunda bulunur. Önceki çalışmalarda Halılar Formasyonu'nun orta üyesi (Krushensky vd. 1980) ve Hodul Birimi üzerinde bulunan siyah şeyller (Okay vd. 1991) tanıtılmıştır. Çalışma alanında litolojisi ve çökeltme ortamı ile taban ve tavanındaki birimlerden kolaylıkla ayırt edilen siyah şeyl egemenliğindeki bu birim, yapısını oluşturduğu Çakal Tepe'ye izafeten bu çalışmada Çakaltepe Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Ayrıca formasyonun özelliklerinin bir kısmı İnönü-Sarnıçköy yolu üzerinde Karapınar köprüsüne kadar olan yol yarmasında da gözlenmektedir.

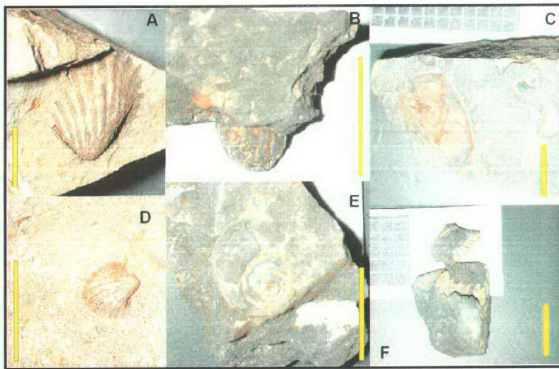
Çakaltepe Formasyonu, tabanında deltaönü alüvyal yelpaze çökellerine dereceli geçişli olan, koyu gri-siyah şeyllerle başlar (Şekil 2.42A). Siyah şeyller içinde Sarnıçköy yol ayrımında kalınlığı 20 m civarında olan slump tipi kıvrımlardan oluşan bir seviye bulunur (Şekil 2.42B). Üste doğru Sarnıçköy yolu boyunca birimin içinde kalınlığı 1.5-5 m arası değişen "a" fasiyesi eksik Bouma dizileri gözlenir. Sarnıçköy'e giden yol üzerinde Çakaltepe'den kuzeye uzanan dere yatağında tam Bouma dizisi de gözlenmektedir (Şekil 2.42C). Bu seviyelerde kumtaşları içinde dereceli tabakalanma, 0.5-1cm boyunda iyi yuvarlanmış polijenik çakıllar içeren kanallar gözlenir. Siyah şeyllerin arasında seyrek olarak, kalınlığı 40 cm aşmayan, konvolut lamine ve tabanında kaval yapıları bulunan, gri yeşil renkli, köşeli, iyi boylanmış taneli, litik vake türü kumtaşı ara katkıları bulunur (Şekil 2.42D). İstifin geneli şeyl hakimiyetinde olup zaman zaman görülen kumtaşlarında üste doğru karbonat çimento oranında artış görülür. Bu seviyelerde

kumtaşları ince taneli olup şeyller gri renklidir. Çakaltepe Formasyonu'nun ölçülebilen kalınlığı 280 m civarındadır (Şekil 2.40).



Şekil 2.42 A: Çakaltepe batısında faylı siyah şeyller, B: Çakaltepe'nin batı cephesinde siyah şeyllerin içinde slumplar, C: Çakaltepe kuzeyindeki dere yatağında Bouma istifinin görünümü, D: Çakaltepe kuzeyindeki dere yatağında Bouma istifi içinde konvolut laminalanma.

Birimin içinde bulunan fosillere göre Krushensky vd. (1980) Üst Triyas yaş öngörmektedir. Çalışma sahası içinde Kaaden (1959), Gümüş (1964) ve Aslaner (1965) Halobia, Daonella ve Posidonomya fosilleri bulmuştur. Bu çalışmada toplanan az miktardaki fosil numunesi içinde bulunanlar, araştırmacının saptadığı



Şekil 2.43 Çakal Tepe'den toplanan fosil örnekleri A, D: *Paleocardita bruca*, B, E: Gastropod, C: Ammonit, F : *Rhyconella* sp. (Sarı çizgi 2 cm).

türlerle uyum içindedir (Şekil 2.43). Bu nedenle Çakaltepe Formasyonu'nun yaşı bu çalışmada da Üst Triyas olarak kabul edilmiştir.

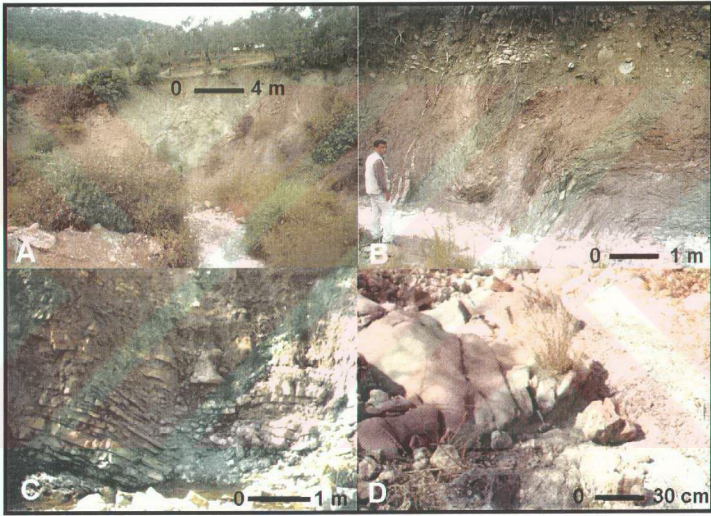
Çakaltepe Formasyonu, deltaönü yelpaze ortamı ve üzerinde gelişmesini sürdüren denizaltı altüvyal yelpazelerin ortaç ve iraksak türbiditlerini temsil etmektedir. Ortamdaki en belirgin özellik tabanda fosilli siyah şeylerle temsil edilen anoksik koşulların üste doğru kaybolmasıdır. Bu seviyelerde şeyllerin rengi gri ve karbonatlıdır. Bu da açık deniz etkisinin arttığını gösterir.

2.4.3. Sakarkaya Formasyonu (Tr-Js)

Sakarkaya Formasyonu, Sarnıçköy ile İnönü arasındaki köy yolunda bulunan köprüden güneye doğru uzanan dere yatağı boyunca gözlenir (Şekil 2.38). Birim, tabanda Çakaltepe, tavanda Bilecik Formasyonu ile uyumludur (Şekil 2.37). Tip kesit, Sarnıçköy köprüsünden Kocaçal Tepe'nin kuzey yamacına doğru uzanan patikada, kısmen de dere yatağı içinde yer alır. Birim Krushensky vd. (1980) tarafından Halılar Formasyonu üst üye, Okay vd. (1991) tarafından Bayırköy Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Okay vd. (1991) birimin tabanında bulunan Çakaltepe Formasyonu'nun içindeki siyah şeyllerin üzerinde paralel uyumsuz olarak düşünülmüştür. Diğer bir çalışmada ise bu birimlerin fosillerden alınan yaşlara göre devamlı olduğu öne sürülmektedir (Altınar vd., 1991). Bu çalışmada Bayırköy Formasyonu'nundan (Okay vd., 1991) ortam ve litoloji olarak farklı görülen istif Altınar vd. (1991) deki adlamaya uygun olarak Sakarkaya Formasyonu olarak adlandırılmıştır. İstifin Kocaçal kuzey yamacı ve dere yatağında ve ölçülebilen kalınlığı 345 metre civarındadır (Şekil 2.40).

Birim Çakaltepe Formasyonu ortaç-iraksak türbiditleri ile dereceli geçişli olarak orta tabakalı, ince taneli, gri renkli karbonatlı kumtaşlarıyla ardışıklı gri renkli karbonatlı şeyllerle başlar (Şekil 2.44A,B). Bu seviyelerin arasında kalın tabakalı silisifiye kumtaşları içinde taşınmış bivalv fosillerine rastlanır. Bu seviyeler Karapınar Köprüsü'nün karşısında bulunan yamaç üzerinde açıklıkla görülür. Bu seviyelerin içinde kalınlığı , 10-50 cm arası değişen laminalı karbonatlı şeyllerin arasında 10-40 cm arası kumlu kireçtaşı seviyeleri görülür (Şekil 2.44C). Bu seviyelerin içinde bulunan marn mercceklerinde Bellemnit fosilleri göze çarpar. Yoğun plastik deformasyon geçirmiş seviyelerin arasında bulunan kumtaşları içinde

intra-formasyonel marn çakılları bulunur. Bu lokalitede 1-0.6 metre boyutunda olan bir blok, şeyller içine plastik haldeyken yerleşmiş durumdadır. Bu bloğun içerisinde bir Ammonit parçası bulunmuştur. Aynı seviyelerde Bellemnit ve Halobia'larda azda olsa bulunmaktadır. İstif üste doğru tane boyu homojen, kalın tabakalı kumtaşı arakatlı marn hakimiyetine geçer. Bu seviyelerde kumtaşları 15-35 cm arası tabakalı, ince taneli olup, tek tük Ammonit parçası ile birlikte Bellemnit fosili içerir (Şekil 2.44D). İstif en üstte kalınlığı 14 m olan gri renkli, yumuşak laminalı marn ile son bulur. Altiner vd. (1991), Kocaçal Tepe'sinin kuzeyinde, istifin daha ince kesimlerine bulduğu fosillere göre Alt Jura yaş önermiştir.



Şekil 2.44 A: Sakarkaya Formasyonu'nun Sarıçöy yolunda, dere yatağındaki görünümü (Bakış yönü KB), B: Sakarkaya Formasyonu'nda karbonatlı kumtaşı ve şeyllerden yapı slump yapı kesimler(Bakış yönü KB), C: Sakarkaya Formasyonunda karbonatlı şeyllerle ardalanmalı karbonatlı kumtaşları(Bakış yönü KB), D: Kocaçal deresinde kalın tabakalı karbonatlı kumtaşı seviyelerinden bir görünüm (Bakış yönü KB).

Sakarkaya Formasyonu, tabanındaki deltayik birimlerin üzerinde gelişen sığ fasiyeslerle başlayan, hızlı bir tektonik aktivite sonucu türbiditik fasiyeslere dönüşmüş bir birimdir. İçinde görülen kayma yapıları ve marn tabakalarından kopmuş intra-formasyonel bloklar, gerilmeli tektoniğin bu dönemde hız kazandığını

göstermektedir. Özellikle bazı kesimlerde görülen kaotik kalın slump seviyeleri kütle hareketlerini gösterir. Ortaç-ıraksak türbiditlerle başlayan ve tamamen marnlarla sona eren istif, Mutti ve Ricci-Lucchi (1972)'nin tanımlamasını yaptığı C, D, E fasiyeslerine karşılıktır. Bu da havzanın iyice derinleştiği ve genişlediğini göstermektedir.

2.4.4. Bayırköy Formasyonu (Jb)

Okay vd. (1991), tarafından Bayırköy Formasyonu olarak adlandırılan birim Edremit'in kuzeyinde Canlı Baba, Dedetepe civarında Karakaya Karmaşığı birimleri üzerinde uyumsuz olarak bulunur (Şekil 2.39). Tabanında Karakaya Kompleksi'nin Çal Birimi ve Kalabak Birimi bulunur. Üzerindeki Bilecik Formasyonu ile uyumludur (Şekil 2.37).

Edremit'in batısında karakteri yersel olarak değişen birim genellikle kırmızı renkli çamurtaşı, konglomeratik kumtaşı ve konglomera seviyeleri ile başlar. Kalınlığı değişken olup en kalın olduğu kesim Cığer Tepe'nin kuzey doğusudur. Edremit'in kuzeyinde ise bu seviyeler yer yer bulunmayıp, istif temelden türemiş karbonat çimentolu fillat çakıllı bir konglomera ile başlamakta, üste doğru yeşil renkli çamurtaşları ara seviyeleri içeren, karbonat çimentolu, 5-45 cm arası tabakalanmalı kumtaşı seviyeleri ile son bulmaktadır (Şekil 2.45). Bu lokalitede kalınlık 55 m civarındadır (Şekil 2.40). Diğer bir lokalite ise Edremit ovasının güneydoğusunda yer alan Büyükdere Köyü güneyinde yer alan Aşağıalaca Tepe'nin güney etekleridir (Şekil 2.38). Bu kesimlerde taban dokanağı gözükmeyen Bayırköy



Şekil 2.45 Edremit kuzeybatısında kalın tabakalı Bayırköy Formasyonu kumtaşı

Formasyonu dağılgan kalın tabakalı kumtaşı ve şeylden oluşur. Kalınlığı 15 metreden aşkın olan bu seviyelerin üzerinde Bilecik Formasyonu ile uyumlu olarak bulunmaktadır.

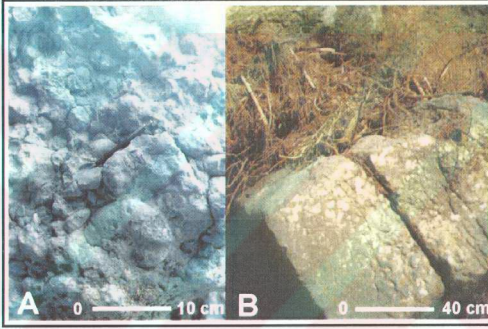
Bayırköy Formasyonu, Sarnıçköy civarında yüzeylenen Sakarkaya Formasyonu'ndan daha farklı bir ortamın ürünüdür. Temel üzerine transgresif ilerleyen istif, plaj fasiyesinde gelişmiştir. Yer yer kalınlığı birkaç metredir. Edremit ve Büyükdere çevresinin Sarnıçköy'e nazaran karasal ve sık denizel alanlarında Bayırköy Formasyonu çökmüştür. Bayırköy Formasyonu, Sarnıçköy civarındaki Bilecik Formasyonu'nun yanal eşleniği olarak değerlendirilebilir.

2.4.5. Bilecik Formasyonu (JKb)

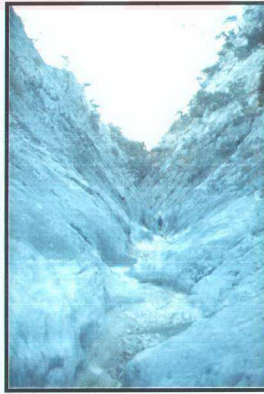
Çalışma alanında Edremit'in kuzeyi ve kuzeybatısında Durdağı, Yeldağı, Kuzgun Tepe civarında, İnönü Köyü'nün doğusunda Koca Çal ve Küçük Çal tepelerinde ve Büyükdere Köyü'nün güneyinde mostra verir (Şekil B.1 ve 2.38). Birim Krushensky vd. (1980) Kocaçal Kireçtaşı, Okay vd. (1991) tarafından Bilecik Kireçtaşı olarak tanıtılmıştır. Bu çalışmada da kuzey batı ve orta Anadolu'da Jura yaşlı kireçtaşlarına verilen yaygın adlama olan Bilecik Formasyonu adlaması kullanılacaktır. Krushensky vd. (1980) birimin tabanında bulunan kırıntıların tamamını Üst Triyas yaşlı olarak düşünmüş, bu kırıntıların yoğun kıvrımlı olduğunu göz önüne alarak bölgede Jura yaşlı kireçtaşlarını Üst Triyas kırıntılarına üzerinde açısal uyumsuz olduğunu, fakat kireçtaşlarının aynı zamanda tüm bölgede temel üzerinde bindirdiğini öne sürmüş, her birini klipler olarak haritalamıştır. Bilecik Formasyonu tabanda açık biçimde dereceli geçişle Sakarkaya ve Bayırköy formasyonları üzerinde yer almaktadır. (Şekil 2.37, 2.38 ve 2.40). Çalışma alanında Bilecik Formasyonu üzerinde, Oligo-Miyosen yaşlı Kızılkıran Formasyonu uyumsuz olarak bulunur (Şekil 2.37 ve 2.38).

Bilecik Formasyonu'nun en iyi gözlemlendiği yer Kocaçal Kanyonu'dur. Birim tabanda kalınlığı 7.5 m olan koyu gri tamamen Ammonit ve Bellemnit kavkılarından oluşan bir kireçtaşı seviyesi ile başlar. Bu seviyenin en önemli özelliği tabanındaki marn seviyesi ile geçişli olmasıdır. Kireçtaşı yumrularının arasında marn matriks bulunmaktadır. Üste doğru benzer bir seviye de 2.5 m kalınlığında olup farkı çört yumruları içermesidir. Bu iki seviyedeki Ammonit

kalıpları yumrular haline dönüşmüş, kireçtaşı yumrulu kireçtaşı benzeri bir görünüm kazanmıştır (Şekil 2.46). Bu kireçtaşı seviyelerinin üzerinde pembe, gri renkli, porselenimsi mikritik kireçtaşlarında ince çört yumruları ve Bellemnit fosillerinin yanında tabanındaki gri renkli kireçtaşı seviyelerine benzer, intraformasyonel çakılcıklar bulunur. İstif üste doğru orta tabakalı, kırmızı pembe kireçtaşlarına geçer. Bu seviyelerin Edremit'in kuzeyindeki karşılığı içinde Ammonitli seviyeler yoktur. Bunun yerine kalınlığı 0.2-0.3 m. olan kırmızı mikritik çört yumrulu kireçtaşları bulunur. Üste doğru iki lokalitede de benzer özellikler görülmeye başlar. Üste doğru 0.2-1.5 m. arası porselen rengi mikritik kireçtaşlarına geçer. Koca Çal Tepesi'ni kesen kanyon içinde istif orta kesimlerde tamamen gri renkli mikritik kireçtaşından meydana gelmiştir (Şekil 2.47.) Kanyonun sonunda,

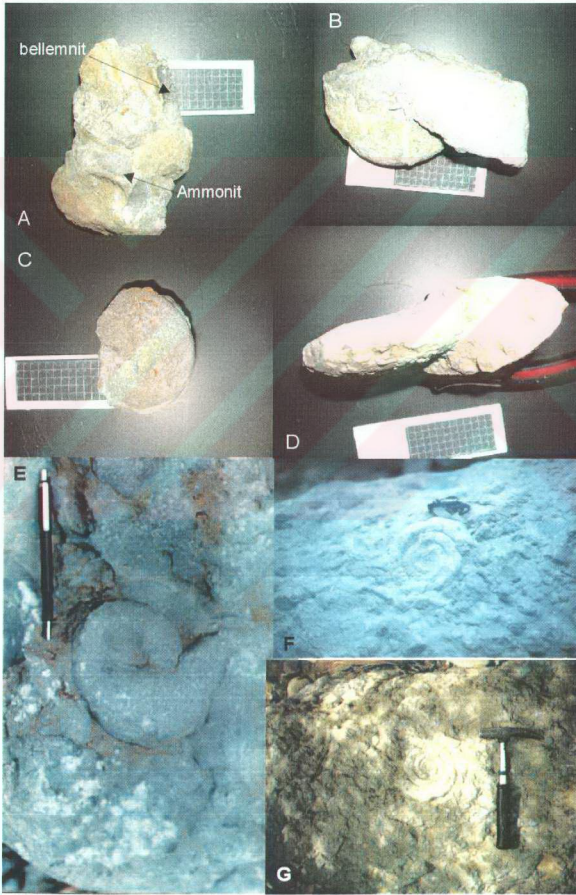


Şekil 2.46 A: Bilecik Formasyonu'nun en alt seviyesinde bulunan Ammonit fosillerinden oluşan yumrulu seviye, B: yumrulu kireçtaşı tabakası.



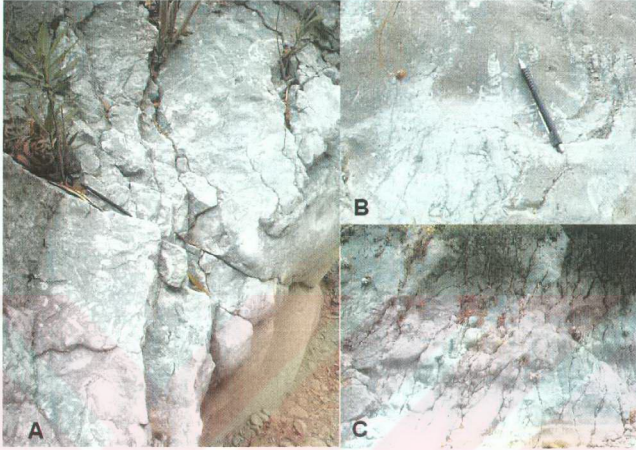
Şekil 2.47 Kocaçal Kanyonu içinde Bilecik Formasyonu'nun orta kesiminde kalın tabakalı mikritik kireçtaşlarından bir görünüm (Bakış güneye).

istif bol mercanlı, boyu 40 cm civarında olan gastropodlar içeren bir seviye ile sona erer (Şekil 2.48). İstifin Koca Çal Tepesi'ndeki kalınlığı 360 m üzerindedir. İstif içinde bulunan Ammonit ve Bellemnit'lere verilen Üst Jura-Alt Kretase yaş (Gümüş, 1964; Aslaner, 1965; Krushensky vd., 1980; Okay vd., 1991), Altınar vd. (1991) tarafından mikrofauna ile onaylanmaktadır. Aslaner, (1965) tarafından bulunan ve çalışmada da elde edilen *Phyloceras* sp. *Pseudoperisphinctinae* gr ind. fosillerine (Aslaner, 1965'den karşılaştırma C. Yaltrak) göre istif Orta-Üst Jura, en



Şekil 2.48. A, E: Ammonit ve Bellemnitli yumrulu kireçtaşı, B;C;D: *Phyloceras* sp., F;G: *Pseudoperisphinctinae* gr. ind.

üst seviyeleri ise bulunan bentik formlara göre Alt Kretase yaşlı olmalıdır. En üst seviyelerden MTA jeologları tarafından alınan numunelerde Berriasien (Alt Kretase) yaş elde edilmiştir (B. Coşkun sözlü görüşme, 2003)



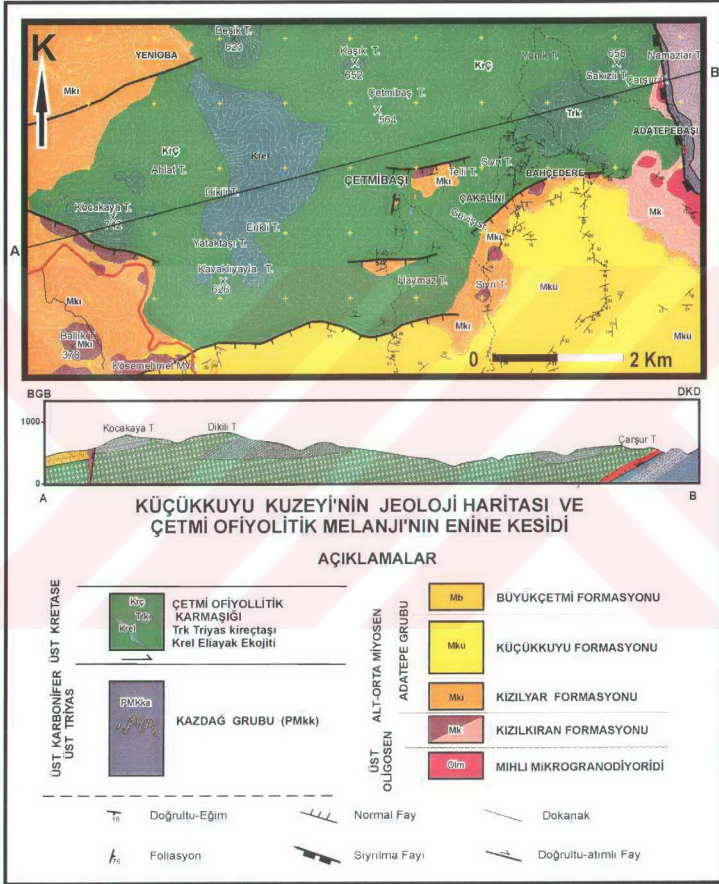
Şekil 2.49 Kocaçal Kanyonu güney ağzında Bilecik Formasyonu'nun en üst seviyesinde bulunan fosilli kireçtaşları A: Mercanlı ve gastropodlu seviye (Ölçek kalem 12 cm), B: Gastropod fosilinin kesidi (Ölçek kalem 12 cm), C: Mercan ve algli kireçtaşı blokları içeren resif döküntüsü (Ölçek çekiç 30 cm).

Bilecik Formasyonu derin deniz koşullarında çökelmiş koyu renkli, Ammonitico Rosso seviyeleri ile başlamaktadır. İçinde çört yumruları ve kırmızı pelajik seviyeler bulunan birim, üste doğru mercan, gastropod ve bivalvlerle temsil olan platform koşullarına geçer. İstifin içinde diğer tipik bir özellik ise kireçtaşlarının sedimanter kıvrımlı olması ve en üst seviyelerde yer yer karbonat platformunun parçalanmasını işaret eden breşik neptünyen daykları bulunmasıdır. Bu da Alt Kretase'de bölgede havzanın sığlaşmaya başladığını, tektonik aktivitenin arttığını ve platformun parçalanmaya başladığını göstermektedir.

2.3.6. Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı (Krç)

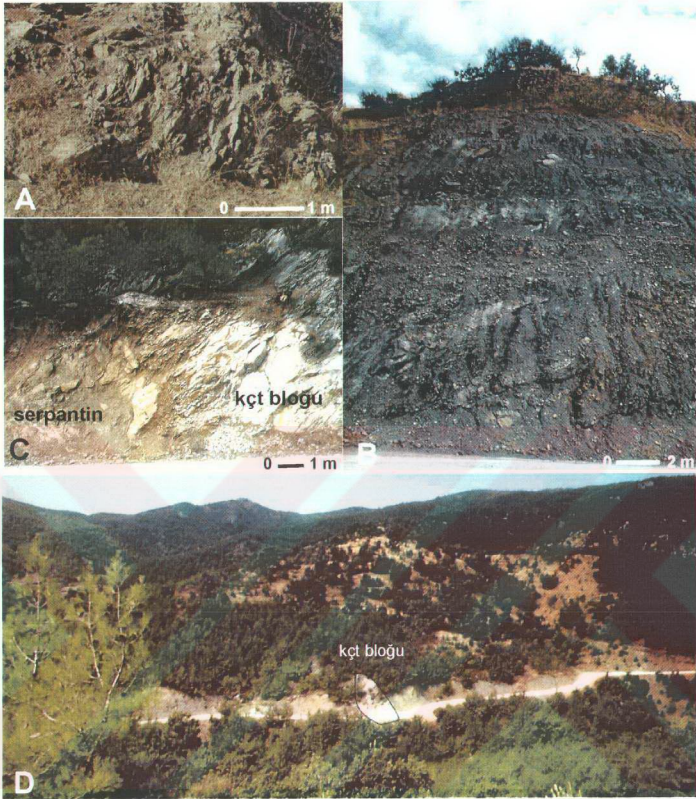
İlk defa Okay vd. (1991) tarafından çalışma sahasının batısında Çetmi Köyü civarında adlandırılmıştır. Küçükkuyu kuzeyinde bulunan tepelerde yer alır, Neojen birimleri ve Kazdağ Grubu ile dokanağı hakim olarak tektoniktir (Şekil 2.1,

2.2 ve 2.50). Kızılyar doğusunda ve Çetmibaşı köyünde Kızılyar Formasyonu, üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı, genellikle koyu yeşil renkli spilitler, foliye metatüfler, seyrek serpantin dilimleri, farklı boyutlarda kireçtaşı blokları ve fillatlardan oluşan ofiyolitik karmaşıktır (Şekil 2.51).



Şekil 2.50 Küçükkuşu'nun kuzeyinde Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı'nın konumu.

Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı içinde, hırpalanmış radyolaryalı çört blokları, granatlı mikaşist ve eklojit dilimleri bulunur. Spilitler yeşil ve bordo renkli, aralarındaki fillatlar kıvrımlanmış olarak bulunur (Şekil 2.51A). İnce taneli olan



Şekil 2.51 A: Çetmibaşı Köyü yolunda Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı içinde bulunan kıvrımlı şist ve fillatlar, B: Çetmibaşı Köyü batısında spilit ara katkılı fillatlar, C: Çetmibaşı Köyü yolu üzerinde spilitler tarafından kuşatılmış bir kireçtaşı bloğu, D: Aynı bloğun uzaktan Çetmibaşı yolunda görünüşü.

spilitler, ezik ve serpantinize olmuş dokanaklar arasında izlenirler (Şekil 2.51B). Seyrekte olsa yastık lav yapıları gözlenir. Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı içinde bulunan kireçtaşı bloklarının en büyükleri Kocakaya (742 m), Beşiktepe (623 m) Sakızlıtepe'nin (658 m) yapısını oluşturur (Şekil 2.50). Krem renkli, mikritik ve spartik kalın tabakalı kireçtaşlarında seyrek olarak çört yumrukları kesimler gözlenir. Benzer özellikler gösteren, Sakızlı tepe civarındaki blok ise tamamen rekrystalize mermer olarak görülmektedir. Bu mermerin Kazdağ Sıyrılma Fayı'na yakın kesimlerde bulunan granodiyorid sokulumu ile rekrystalize olması kuvvetle

muhtemeldir. Beşiktepe kuzeyindeki taş ocaklarında ise Üst Triyas yaşlı *Megaladont* sp. fosilleri içeren kalın tabakalı kesimler resifal niteliktedir. Bu kireçtaşlarında Okay vd. (1991) Noriye'nin yaşlı pelajik formlar tespit etmiştir. Ayrıca Okay vd. (1991) Üst Noriye'nin yaş veran karakteristik bir bivalv olan *Monotis salinaria*'nın varlığından söz eder. Söz konusu edilen devasa bloklar dışında bir kaç metreden bir kaç on metreye kadar çeşitli bloklar gözlenir (Şekil 2.51C ve D). Bu bloklar aynı devasa bloklar gibi spilitler tarafından tektonik dokanaklarla kuşatılmıştır (Şekil 2.51C). Melanj içinde bulunan diğer bir kireçtaşı bloğu türü ise Kocakayatepe'sinin batı cephesinde bulunan spilit bloklu kesimlerde bulunan, şarabi kırmızı renkli, pelajik killi-kireçtaşı bloklardır. Büyüklükleri birkaç on metreye ulaşan bloklar dağılgan çamurtaşı matriksi ile kuşatılır. Bu kesimlerde Okay vd. (1991) çok sayıda bloktan derledikleri fosillerde, Üst Kretase pelajik formları saptamışlardır. Aynı bölgede bulunan radyolaryalı çört arakatlı pembe renkli kireçtaşlarında da Üst Jura-Alt Kretase'yi temsil eden fosillere rastlanmıştır (Okay vd., 1991). Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı içerisinde bulunan dilim ve blokların içinde eklojit fasiyesinde metamorfize olmuş, granatlı mikaşistler ve metabazitlerin oluşturduğu dilimler bulunur (Şekil 2.50). Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı içindeki bu kesimler Okay vd. (1991) tarafından Eliyak Eklojiti olarak adlandırılmıştır.

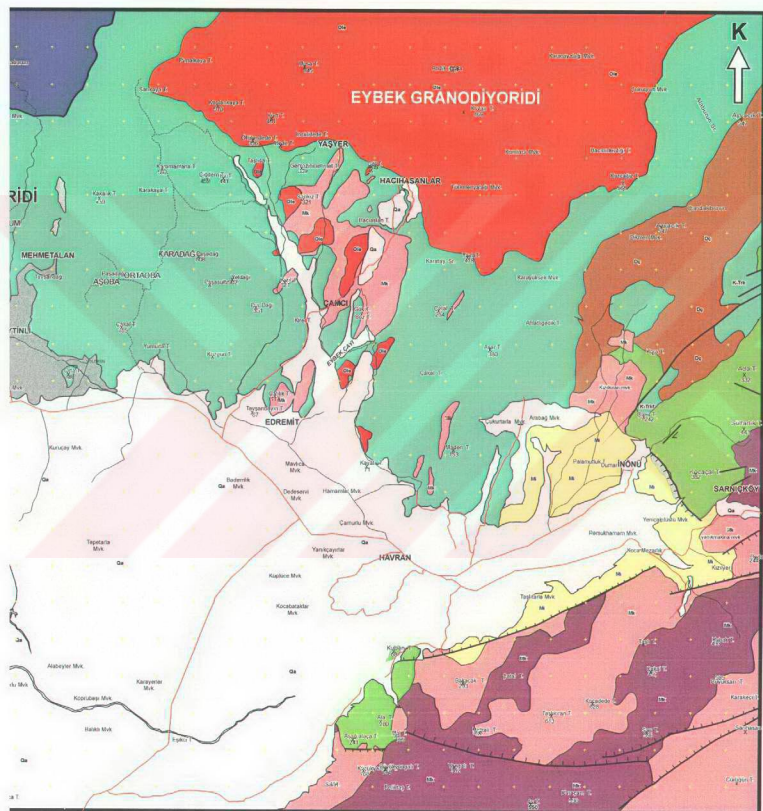
Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı, dalma-batma zonlarında gelişen deforme makaslama zonları tarafından kuşatılmış dilim ve blokları içeren ofiyolitik bir karmaşıktır (Okay vd., 1991). Farklı ortamları yansıtan birimler bir aradadır. İç yapısı, biri biri üzerine itilmiş birimlerden derlenmiştir. Kaotik deforme olmuş birimler ile farklı ölçüde metamorfize olmuş birimler iç içedir. Bazı kesimlerde makaslanmış volkanoklastiklerle spilitler gibi hendek yelpazelerinde olabilecek bloklu birimler içerdği görülür. Bu haliyle tipik bir eklenir prizma serisi olduğu, Okay vd. (1991) tarafından ortaya konmuştur. Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı içindeki orta-geç Triyas dönemine ait platform tipi sığ denizel kireçtaşları, geç Jura- erken Kretase dönemine ait neritik kireçtaşları, geç Kretase'ye ait pelajik kireçtaşları blokları, gittikçe derin denize doğru giden bir havza gelişimini göstermektedir. Bu çerçevede Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı, geç Triyas'ta gelişmeye başlayan bir havzanın okyanuslaşması, geç Kretase ve sonrasında bir dalma-batma zonunda yitmeye başladığını gösterir.

2.5. Magmatik Kayalar

Edremit Körfezi civarında Oligo-Miyosen dönemi volkanizma ve magmatizması Edremit Granodiyorid Grubu ve Kızılkıran Formasyonu tarafından temsil edilir.

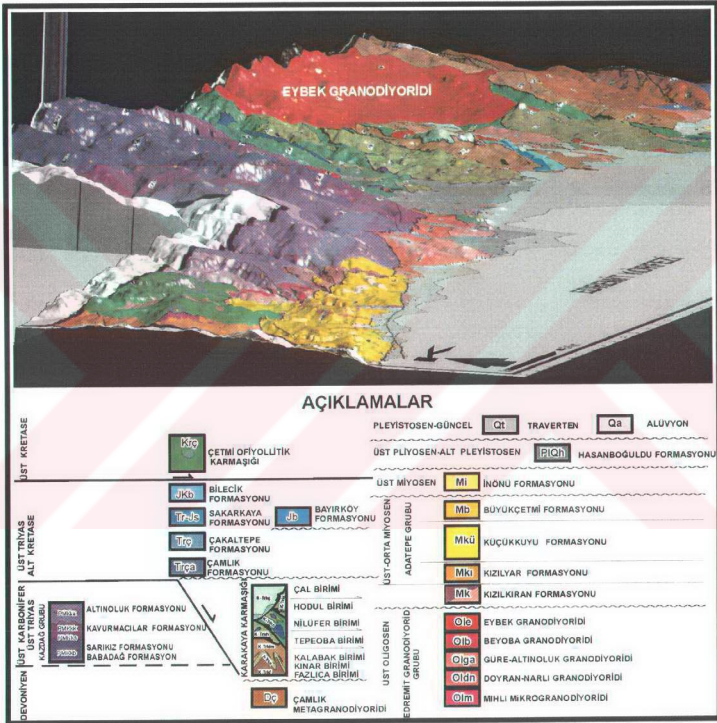
2.5.1. Edremit Granodiyorid Grubu

Kazdağ güney cephesinde Kazdağ Sıyrılma Fayı'nın tavan bloğu üzerinde çok sayıda granit plutonu yer alır (Şekil B.1 ve 2.52). Bu çalışmada bütün bu granodiyoridler, Edremit Granodiyorid Grubu adı altında toplanmıştır. Kazdağ güney cephesinde bulunan granodiyoridler, Kazdağ kuzey cephesinde, gnaysların içinde anateksi ile oluşan granodiyoridlerin yaştaşdır (Bingöl vd., 1982; Öngen, 1994; Brickley ve Satır, 1995; Okay ve Satır, 2000). Kazdağ Grubu güneyinde ve kuzeyinde bulunan granodiyoridler için Bingöl (1969), tektonik granodiyoridler tanımını kullanır. Bingöl, (1969) Evciler Granodiyoridi'nin elips biçimli ve çevresiyle kontak metamorfizma ilişkisi gösterdiğini belirtmiş, Altınoluk-Güre Granodiyoridi'ni ise formasyon sınırları ile fay arasına sokulmuş dar bir zonda yüzeylenen kütle olarak tanıtmıştır. Bu çalışma esnasında 14 bağımsız granodiyorid yüzleği haritalanmıştır. Çalışma sahasında en geniş alan kaplayan granodiyorid kütlesi doğuda yer alan Eybek Granodiyoridi'dir (Şekil 2.52). Batıya doğru Kızılkeçili kuzeyinde, Beyoba Granodiyoridi, Güre ile Altınoluk arasında Güre-Altınoluk Granodiyoridi, Doyran, Narlı köyleri kuzeyinde ve Mıhlı Değirmeni mevkiinde Narlı-Doyran Granodiyoridi ve Mıhlı Mikrogranodiyoridi bulunur. Eybek Granodiyoridi hariç tüm söz konusu granodiyoridler, Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı'nın üzerinde yer alır. Eybek Granodiyoridi, Karakaya Karmaşığını keser ve Kazdağ Sıyrılma Fayı'na bir iki kilometre uzağında, bir kaç yüz metre üzerinde yer alır. Kazdağ çevresinde yer alan Evciler ve Kozak Plutonları mineralojik olarak benzer özellikler gösteren diğer granodiyorid kütleleridir (Genç, 1998; Altunkaynak ve Yılmaz, 1998). Kazdağ güney cephesinde yer alan granodiyoridlerinin ana mineralleri, plajyoklas + K.feldspat + kuvars + biyotit + hornblent ± klinopiroksen ± sfen ± zirkon ± epidot ± apatit ± turmalin ve opak minerallerdir. Bazı kesimlerinde monzodiyorit ve diyorit türü kayalarda rastlanmıştır. Plütonlar aplit, pegmatit ve lamprofir damarları ile kesilirler.



2.5.1.1. Eybek Granodiyoridi (Ole)

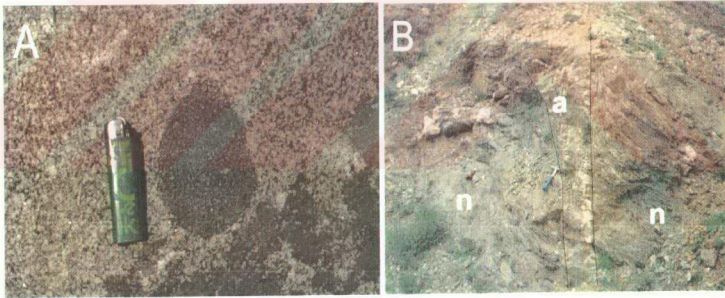
Çalışma alanında Eybek dağı ve güneyindeki alanlarda yüzeyleyen birim, Yaşyer Köyü, Hacıhasanlar Köyü ve Yayla Tepe'nin kuzeyinde kalan kesimlerinde yüzeylenmektedir. Doğu-batı 15 km uzunluğunda olup çalışma alanında kuzey-güney doğrultusunda en geniş yeri 5 km civarındadır (Şekil B.1 ve 2.52). Çalışma sahasında kenarları yüksek ve orta kesimi çanak şeklinde bir çukurdur (Şekil 2.53).



Şekil 2.53 Edremit Körfezi kuzeydoğusunda Eybek Plutonu'nun morfolojisi.

Çalışma sahasında Karakaya Karmaşığı'nı kesmektedir (Şekil B.1 ve 2.52). Bunun dışında Karakaya Karmaşığı'nın altında geniş bir alanda da varlığı muhtemeldir. Yüzeyde görüldüğünden çok daha büyük olan granodiyorid, Edremit kuzeyi ve kuzey doğusunda Eybek çayı çevresinde birkaç kilometrelik yüzlekler

vermektedir (Şekil 2.52. ve Şekil 2.53). Bu yüzleklerin üzerinde riolit ve riyodasitlerden oluşan volkanik istif bulunur. Bu istif ile aralarındaki dokanak net olmamakla birlikte, granodiyoridler bu kesimlerde de mikrogranit olarak tanımlanabilir, ince taneli ve volkanitlerle dereceli geçişli görüntü verirler. Eybek Granodiyoridi, genelde ayrışmamış bölgelerde kirli beyaz renklidir. İçinde anklavlar gözlenir (Şekil 2.54A). Eybek Granodiyoridi, plajyoklas + ortoklas + kuvars $\pm$ hornblent $\pm$ biyotit ten oluşur. İri taneli porfirik dokuludur. İçinde birkaç santimlik ortoklas fenokristalleri tipiktir. Kuzey dokanaklarına doğru kısmen ezik zonlar içermektedir. Yaşyer kuzeyinde D-B uzanan normal fay, Eybek Granodiyoridi ile Karakaya Karmaşığı arasındaki tek faylı dokanağı oluşturmaktadır. Eybek Granodiyoridi'nin kuzey batı cephesinde Kazdağ Grubu ile arasında deforme olmuş Nilüfer Birimi bulunur. Bu kesimlerde apilit dayklarına sık sık rastlanır (Şekil 2.54B). Bazı kesimlerde Nilüfer Birimi'nde kontak zonlarında kalkopirit, pirit cevherleşmesi gelişmiştir. Yer yer pegmatitik kesimleri de bulunan granodiyoridin sokulumu esnasında Tersiyer öncesi birimleri, apilit ve lamprofir dayklarının kestiği özellikle kuzey cephede izlenebilmektedir.



Şekil 2.54 A: Eybek Granodiyoridi içinde anklavlar (Ölçek çakmak 6 cm), B: Yaşyer Köyü kuzeybatısında Nilüfer Birimi (n)-Eybek Granodiyoridi dokanağına yakın kesimlerde bir apilit daykı (a) (Ölçek çekiç 30 cm).

Eybek Granodiyoridi'ndeki ayrıntılı yaş tayini Krushensky vd. (1980) tarafından yapılmıştır. Eybek Granodiyoridi'nde Krushensky vd. (1980) K/Ar yaş metoduyla granodiyoridde 23.5 ± 0.6 , 24.2 ± 0.9 my, Pegmatitik dayklarda 22.9 ± 0.6 my ve Ayan (1979) 29.3 my (Oligo-Miyosen) yaş elde etmiştir.

2.5.1.2. Beyoba Granodiyoridi (Olb)

Beyoba köyünün kuzeyinde yer alan tepeyi oluşturur. 1.5 x 2 km genişliğinde bir alanı kaplar. Hasanboğuldu Çayı'nın batı yakasında da 1 km uzunluğunda birkaç yüz metre genişliğinde devam eder (Şekil B.1 ve 2.52).

Kuzeybatı cephesindeki Kazdağ Grubu ile tektonik dokanaktır. Güneyde ise Karakaya Karmaşığı'nı keser. Kazdağ Sıyırılma Fayı ile Beyoba Granodiyoridi ilişkisi en iyi Hasanboğuldu çayına giden yol üzerinde, doğuya küçük bir patikada izlenir ve bu kesimde kataklastik bir görünüm sunar (Şekil 2.55A ve B).

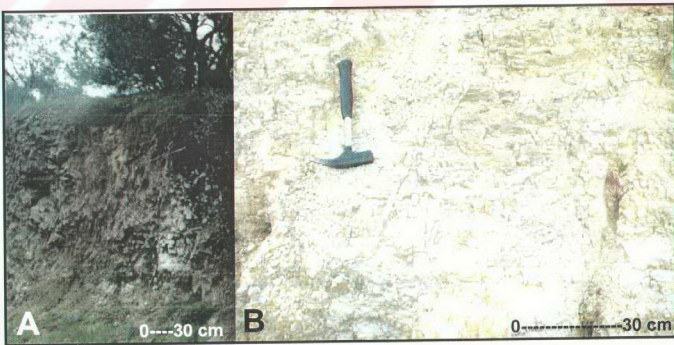


Şekil 2.55 A: Kazdağ Grubu ve Beyoba Granodiyoridi ve Kazdağ Sıyırılma Fayı (Üstte, sol taraf Kazdağ Masifi beyaz görülen düzlem Kazdağ Sıyırılma Fayı) B: Hasanboğuldu yolunda Beyoba Granodiyoridi'nin faya yakın makaslanmış kataklastik kesimlerinden bir görünüm.

Bu görüntü faydan uzaklaştıkça değişir. Yaklaşık elli metre güneyde homojen bir görüntü sunar. Taze yüzeylerde açık gri renkli Beyoba granodiyoridi deforme, altere yüzleklerinin dışında en iyi gözlenebildiği yer, Hasanboğuldu lokalitesine giden yoldaki yarmadır. Plajyoklas + ortoklas + hornblend $\pm$ piroksen $\pm$ biyotit $\pm$ kuvars tan oluşur. İri taneli porfirik dokuludur. Kızılkçeili Taşlıtepe’de Granodiyorid mermer dokanağında Karakaya Karmaşığı ile arasında cevher zonları gelişmiştir.

2.5.1.3. Güre-Altınoluk Granodiyoridi (Olg)

Güre ile Altınoluk arasında yer alan Güre-Altınoluk Granodiyoridi 14 km uzunluğunda birkaç yüz metre ila 2 km kadar genişliğe sahiptir. Kavlaklar ile Avcılar köyü arasında kalan Hasanboğuldu Formasyonu’nun örttüğü kesimler dışında süreklidir. Kuzey dokanağı, Beyoba Granodiyoridi’nde olduğu gibi tektoniktir. Tahtaköy ve Güre kuzeyinde Karakaya Karmaşığı’nı keser. Üzerinde ise Kızılkıran Formasyonu’nun tabanın da izlenen riolitler bulunur (Şekil B.1 ve 2.52). Arazide yumuşak hatlı tepelerin yapısını oluştururlar ve oldukça bozmuşmuştur. Yer yer aplit daykları gözlenir, Kazdağ Grubu’na yakın kesimlerde yer yer millonitik özellikler gösteren ezik bölümler sadece yol yarmalarında görülür. (Şekil 2.56A veB) Güre-Altınoluk Granodiyoridi, plajyoklas + ortoklas + hornblend $\pm$ piroksen $\pm$ biyotit $\pm$ kuvars’tan oluşur. Doğuda iri taneli porfirik dokulu, Avcılar köyünden batıya doğru mikrogranite dönüşür. Bu kesimlerde riolitlerle arasında belirgin bir dokanak bulunmaz. Sivritepe doğusunda riolitler

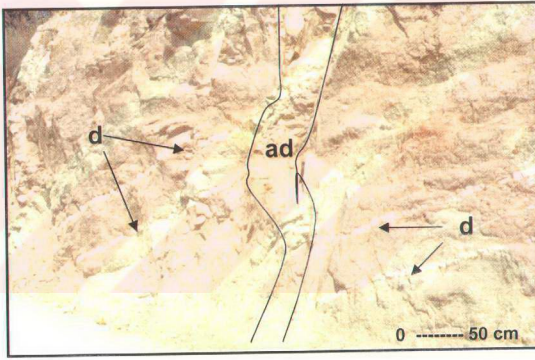


Şekil 2.56.A: Kavlaklar Köyü kuzeyindeki yol yarmasında Güre-Altınoluk Granodiyoridi içinde aplit daykı, B: Kavlaklar Köyü kuzeyindeki yol yarmasında Güre-Altınoluk Granodiyoridi’nde deforme kesimlerin görünümü (Bakış batıya).

altında bulunan mikrogranitten zor ayrılır. Altınoluk kuzeyinde ise doku porfiriktir ve 2-3 cm.lik ortoklaslar kolaylıkla gözlenir. Kuzey dokanağa yakın kesimlerde granodiyorid ince taneli ve makaslanmış ezik bir görünüm sunar. Tahtaköy kuzeyinde tatlı engebeli kesimler aşırı ayrılmış, kalınlığı değişken arenit örtünün altında yer alır.

2.5.1.4. Doyran-Narlı Granodiyoridi (Old)

Doyran ve Narlı Köylerini kuzey alanında yüzeylenir. Kuzey cephesinde Kazdağ Sıyrılma Fayı ile dokanaklı güneyinde ise Kızılkıran Formasyonu ile faylıdır. Beşiktepe çevresinde Doyran-Narlı Granodiyoridi Kızılkıran Formasyonu tarafından örtülür (Şekil B.1 ve 2.52). Narlı-Kazdağ orman yolu üzerinde Doyran Narlı Granodiyoridi'nin üzerinde Kızılkıran Formasyonu ile belirsizce geçişli olduğu gözlenir. Bu yörede granodiyorid Kazdağ Grubu'nun üzerinde durmaktadır.



Şekil 2.57 Narlı Köyü kuzeyinde Kazdağ orman yolunda Doyran-Narlı Granodiyoridi'nde aplit (ad) ve ince damarlardan (d) bir görünüm (Bakış KD).

Çalışma sahasında Doyran-Narlı Granodiyoridi, yer yer ezik olarak, faylanmış, ince aplitik damar ve aplit daykları ile gözlenir (Şekil 2.57). Açık pembe, orta tanelidir. Plajyoklas+ ortoklas + hornblend $\pm$ piroksen $\pm$ biyotit $\pm$ kuvars tan oluşur. Kuzey cephesinde millonitik olup Kazdağ Sıyrılma Fayı'nın Kazdağ Grubu mermerlerini kestiği kesimlerde cevherleşmeler gözlenmektedir. Mermerlerin granodiyordile dokanağında demiroksitli ezik kesimler bulunur. Bu kesimlerde granodiyorid, zonlar halinde mikrogranodiyorid olarak izlenir.

2.5.1.5. Mıhlı Mikrogranodiyoridi (Olm)

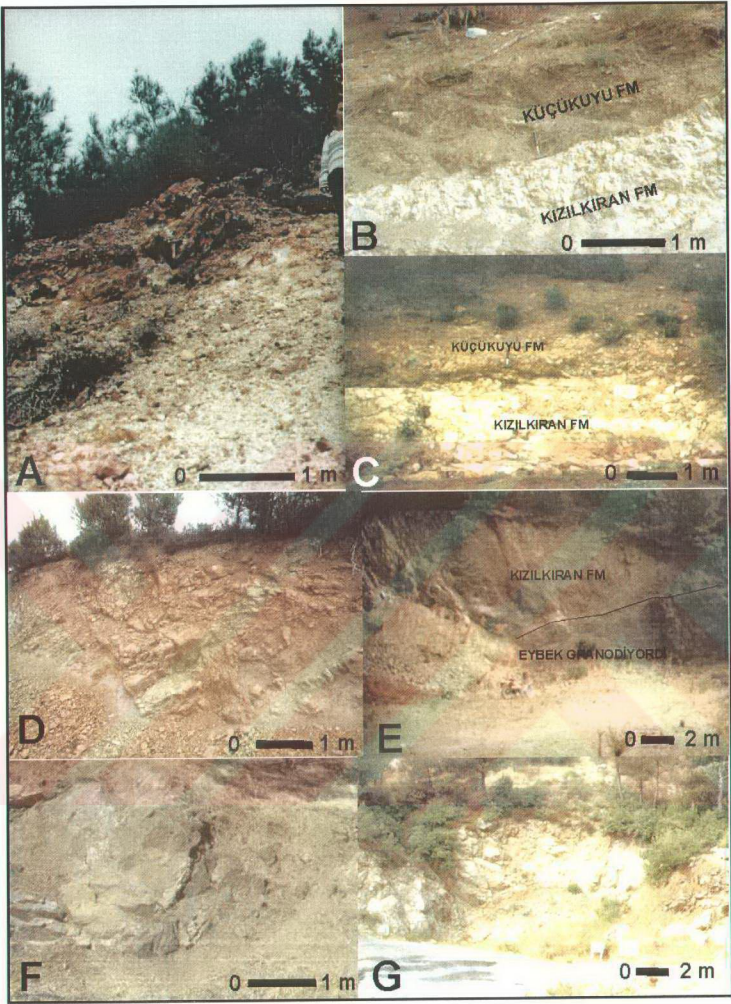
Küçükkuyu kuzey doğusunda Mıhlı Çayı ekseninde Kazdağ Sıyrılma Fayı güneyinde dar bir zonda gözlenir. Adatepebaşı Köyü kuzeyinde Namaz Tepe nin yapısını oluşturur. Kuzey dokanağı Kazdağ masifi ile tektoniktir. Güneyinde ise Kızılkıran Formasyonu Mıhlı Granodiyoridi'ni örter. Bu ilişkinin iyi görüldüğü yerlerden biri Küçükkuyu Çakalini yolu üzerinde Sivritepe'nin kuzeyinde yer alan tepeyi biçen yol yarmasıdır. Riyolitik lav ve breşler, granodiyoridin belirsiz bir geçişle üzerinde gözlenir (Şekil B.1 ve 2.52).

Mıhlı Mikrogranodiyoridi, ince taneli ve yeşilimsi gri ve açık renklidir. Biotit oranı diğerlerine göre fazladır. Bazı kesimlerde taneleri çok ince olduğundan yeşildir. Plajyoklas + ortoklas + hornblend $\pm$ biyotit $\pm$ piroksen $\pm$ kuvars hakim minerallerdir. Yer yer daha açık renkli anklavlar ve apolit daykları makaslanmış ve uzamış olarak görülür. Mıhlı Çayı'nda değirmen mevkiinde güneye eğimli makaslanmış dilimler arasında açık yeşil renkli kesimleri kuzeye doğru tamamen millonitiktir.

2.5.2. Volkanikler

2.5.2.1. Kızılkıran Formasyonu (Mk)

Bu çalışmada, Fazlıca yolu üzerinde Kızılkıran mevkiinde farklı fasiyeslerden oluşan asidik volkanik birimler, Kızılkıran Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Andezit, riyolit, riyodasit, felsik tüfler, kül akmasından ve hipabisal kayalardan oluşan Kızılkıran Formasyonu, çalışma sahasında Kazdağ güney cephesinde bulunan plutonların üzerinde ve yakın çevresinde bulunur (Şekil B.1 ve 2.52). Çalışma sahasında ki bu birimi Krushensky vd. (1980), andezit ve aglomeradan oluşan, Paleosen yaş verdiği Bağburun Formasyonu'na dahil etmiştir. Oysa iki birim arasında benzerlik bulunmaz. Çalışılan alanda açık renkli ve limonitleşmiş ve demir oksit yüzeyleriyle tanınır (Şekil 2.58A). Kızılkıran Mevkii'nde Çamlık Metagranodiyoridi, Çamlık ve Bilecik formasyonları üzerinde uyumsuz bulunur. Eybek Çayı çevresinde mostraları Karakaya Karmaşığı birimleri üzerinde uyumsuzdur. Eybek Çayı, Tahtaköy, Avcılar, Narlı, Doyran, Mıhlı lokalitelerinde Oligo-Miyosen yaşlı güney cephe granodiyoridlerini kuşatır. Üzerinde Kızılyar ve Küçükkuyu Formasyonu uyumlu ve geçişli olarak bulunur.



Şekil 2.58 A: Kızılıkran Formasyonu'nun Kavlaklar yolunda arazi görünümü (Bakış KB), B,C: Kızılıkran Formasyonu ile Küçükuyu Formasyonu'nun Kazdağ-Narlı Yörükmezarlığı mevkiinde geçişli dokanağı (Bakış KB), D: Narlı kuzeyinde Kızılıkran Formasyonu'nun deforme kesimleri (Bakış KB), E: Yaşyer Köyü yolunda Kızılıkran Formasyonu ile Eybek Granodiyoridi'nin arasındaki geçişli dokanak (Bakış Kd), F: Edremit Ovası'nın Köylüce Köyü güneyinde andezitlerden bir görünüm (Bakış doğuya), G: Narlı Köyü yolunda Kazdağ Grubu'nun güneyinde yer alan riyolitik lavlar (Bakış KB).

Kızılkıran Formasyonu'nun Kazdağ Masifi ile ilişkisinin gözlemlendiği diğer bir yer, Narlı Köyü kuzeyinde denizden 370 m yüksekte olan Yörük Mezarlığı mevkii'dir. Bu yörede Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı'nın üzerinde granodiyoridler ve geçişli olduğu Kızılkıran Formasyonu'nun riolitleri Yörük Mezarlığı mevkii'nde altere ve pışmış bir zonun üzerinde Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı'nın taban bloğu üzerinde tektonik olarak bulunur. Bu kesimlerde riolitler kırıklı ve kıvrımlıdır (Şekil 2.58 D). Bu lokalitede Küçükkuyu Formasyonu, Kızılkıran Formasyonu üzerinde uyumlu ve geçişli olarak izlenir (Şekil 2.58 B ve C). Altınoluk doğusundan Güre'ye kadar olan alanda da, Hasanboğuldu Formasyonu birimi uyumsuz olarak örter (Şekil 2.52). Kızılkıran Formasyonu, Edremit Ovası'nın güneyinde Küçükdere Köyü'nde Bilecik Formasyonu'nu örter. Edremit Ovası'nın yaslandığı Kocadağ ve KDD-GBB ekseninde dizilmiş tepelerin yapısını oluşturur.

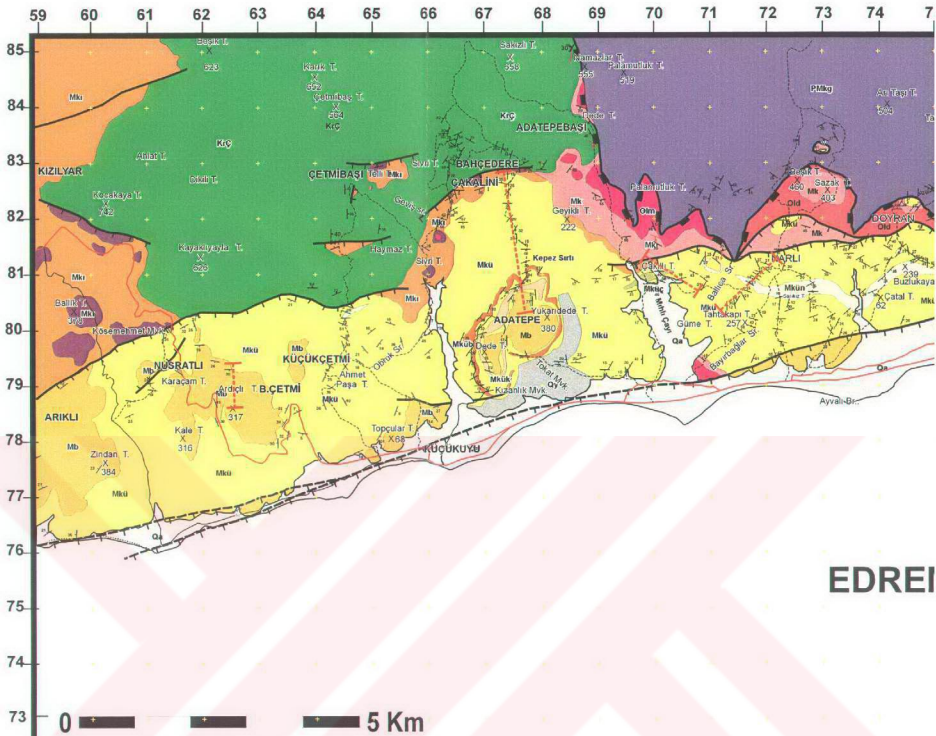
Kızılkıran Formasyonu, Kızılkıran mevkii'nde ayrışma rengi, kırmızı, oksit kırmızı, kirli sarı taze yüzeylerde beyaz riyodasit ve tüflerden oluşmuştur. Yer yer silisifiye olmuş tüfler tipiktir. Beyaz hamur içinde yeşilimsi beyaz plajyoklas kristalleri ve eser miktarda biyotit gözlenir. Eybek Çayı civarında ise riolitik lav ve tüfler hakimdir. Riolitler ile granodiyorid arasında belirgin bir dokanak gözlenmez (Şekil 2.58 E) Granodiyoridin tane boyu inceldiği kesimlerde riolitler izlenmektedir. Bu kesimlerde riolitler masif tabakalıdır. Riolitik lavların üzerinde bulunan riolitik tüfler, kırmızı ve kirli beyaz, karmaşık bir tabakalanma sunar. Yaşyer Köyü yolu üzerinde ve güneydoğusunda tüflerin limonitleştiği ve cevher zonları geliştiği gözlenir. Kavlaklar ve Tahtakuşlar köylerinin güneyinde riolitlerle granodiyoridler arasındaki ilişki açıkça görülür. Kavlaklar yolu üzerinde Dede Tepe'den Kavlaklar'a giden yolda granodiyorid üzerinde riolitik lavlar, riolitik tüflere geçişlidir. Riolitik tüflerin ve lavların granodiyorid üzerinde ilişkisinin iyi görüldüğü diğer bir lokalite Altınoluk doğusunda, Kaletaşı Tepesi'dir. Kıyı kenarında denize doğru eğimli tüfler kalın tabakalı ve silisifiyedir. Narlı ve Doyran lokalitelerinde kalın limonitleşmiş laharlar, breşik tüfler hakimdir. Doyran Köyünün kuzeyinde Kızılkıran Formasyonu, Beşiktepe ve Sazaktepe'nin üstünde, Doyran-Narlı Granodiyoridi'nin üzerinde belirsiz bir dokanakla geçişlidir. Granodiyorid ile arasında bir dokanak görülmez. Granodiyorid bu kesimde ince taneli ve eziktir. Kızılkıran Formasyonu ise karmaşık görünümlü silisifiye gözeneklidir. Biyotitler ve iri plajyoklas fenokristalleri kolaylıkla ayırt edilir.

Limonitleşmiş ve koyu kırmızı demirokside damarlar gelişmiştir. Mıhlı Çayı ile Adatepebaşı Köyü arasında riyolitler ile granodiyorid arasında koyu yeşil renkli camsı ince taneli volkanikler bulunur. Hematit ve magnetit filonları geliştiği bu kesimlerde farklı birimlere ait mermer ve kireçtaşları ile volkaniklerin dokanalarında hidrotermal nitelikli cevher zonları gelişmiştir. Küçükdere köyünde traki-andezitik lavlar ve tüflerin arasında silisifiye zonlarda kalkopirit, magnetit ve hematit zonları bulunur. Edremit Körfezi'nin güneyinde bulunan Kızılkıran Formasyonu, andezit, volkanik breş, riyolit, riyodasit ve dasitik lavlardan oluşur (Şekil 2.58 F). Edremit Ovası güneyinde Kızılkıran Formasyonu içinde gözlenen riyodasitlerde, plajyoklas, ojit, biyotit ve opak mineraller ince taneli hamuru oluşturur. Bu özellikler Narlı Köyü'nün kuzeyinde Kazdağ'a giden orman yolunda da izlenebilir (Şekil 2.58 G).

Kızılkıran Formasyonu'nun yaşı hakkında iki veri bulunmaktadır. Krushensky vd. (1980) iki farklı formasyon olarak değerlendirdiği Kızılkıran Formasyonu'nun taban kesimlerinde K/Ar metoduyla 23.6 ± 0.6 my, çalışma sahası güneyinde kalan lahar ve tüflerin hakim olduğu üst kesimlerden 20.3 ± 0.6 , 20.8 ± 0.7 my yaşlar almıştır. Eybek Granodiyoridi'nin 23.5 ± 0.6 , 24.2 ± 0.9 my yaşlarıyla (Krushensky vd., 1980) karşılaştırıldığında granodiyorid ile Kızılkıran Formasyonu'nun aynı magmatik süreçlerin ürünü oldukları anlaşılmaktadır. Kızılkıran Formasyonu'nun taban seviyeleri ile Eybek Granodiyoridi birbirini izleyen magmatik süreçlerdir. Riyolitik, dasitik lavlar ve tüfler granodiyoridin yüzey volkanizmasını temsil ederler.

2.6. Çökel Kayalar

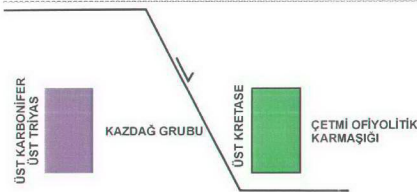
Edremit Körfezi ve çevresinde bulunan çökel kayalar, Küçükkuyu çevresinde bulunan erken-orta Miyosen döneminde çökelmiş Kızılyar, Küçükkuyu ve Büyüketmi formasyonları, Edremit Ovası'nın doğusunda bulunan geç Miyosen'de çökelmiş İnönü Formasyonu ve Kazdağ güney cephesinde Pliyo-Kuvaterner'de çökelen Hasanboğuldu Formasyonu'dur. Tüm bu birimler, Edremit Körfezi'nde bir paket halinde üst üste bulunurlar. Miyosen-Pliyosen döneminde çökelmiş bu birimlerin üzerinde güncel alüvyonlar bulunur (Şekil 2.59 ve 2.60).



ALTINOLUK-KÜÇÜKKUYU ÇİVARININ JEOLOJİ HARİTASI

PLEYİSTOSEN-GÜNCEL Qt TRAVERTEN Qy YAMAÇ MOL

ÜST PLİYOSEN-ALT PLEİSTOSEN Pliqn HASANBOĞULDU FORM

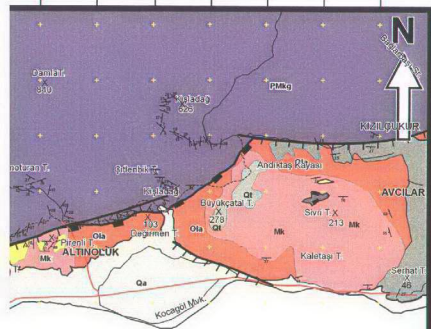


ALT-ORTA MYOSEN	Mb BÜYÜKÇETMİ FORMASYONU	KISIRKAYA KUM BAKACAKKAYA NARLI KONGLO ÇAKILLITEPE ÜY
ADATEPE GRUBU	Mb Mb Mb Mb KÜÇÜKKUYU FORMASYONU	
	Mk1 KIZILYAR FORMASYONU	
	Mk KIZILKIRAN FORMASYONU	
ÜST OLIĞOSEN	Olga GÜRE-ALTINOLUK GRANODİYORİDİ	
EDRENT GRUBU	Oln DOYRAN-NARLI GRANODİYORİDİ	
	Oln MIHLI MIKROGRANODİYORİDİ	

CENK YALTIKIR, 2003

Şekil 2.59 Altinoluk ve Küçükkuşu civarının jeoloji haritası.

77 78 79 80 81 82 83



KÖRFEZİ

HARİTASI

ALÜVYON

ÜYESİ

-  Doğrultu-Eğim
-  Foliasyon
-  Bindirme Fayı
-  Doğrultu-atımlı Fay
-  Normal Fay
-  Sıyrılma Fayı
-  Dokanak
-  Ölçülü Kesit Hattı
-  Yol

SİSTEM	GRUP	FORMASYON	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
HOLOSEN		ALUVYON		Kum, çakıl ve toprak UYUMLU
PLİYO-KUVATERNER		HASABOLU		Blok, kum, çakıl ardalanması UYUMSUZ
OLİGOSEN-MİYOSEN	ADATEPE GRUBU	BÜYÜKÇETMİ		Tuf, gösnel tufit ısıtılı orta kalın tabakalı kırı sarı renkli UYUMLU
		KÜÇÜKKUYU		KISIRKAYA KUMTAŞI ÜYESİ BAKACAKKAYA PİROKLASTİK ÜYESİ Turbiditik kumtaşı şeyl ardalanması NARLI KONGLOMERA ÜYESİ ÇAKILLITEPE ÜYESİ UYUMLU
		KIZIL KIRAN KIZILYAR		Kırmızı renkli kumtaşı çamurtaşı ısıtılı, tuf ara katkılı UYUMLU
		DOYRAN NARLI GRANODİTORİDİ		Oksit kırmızı ve kırı beyaz nyolit, nyodast, andezit UYUMLU
				Kırı beyaz porfirik dokulu aplit dayıklı deforme granodiyond

Şekil 2.60 Altınoluk-Küçükkuyu civarının basitleştirilmiş Tersiyer stratigrafisi (Ölçeşsiz).

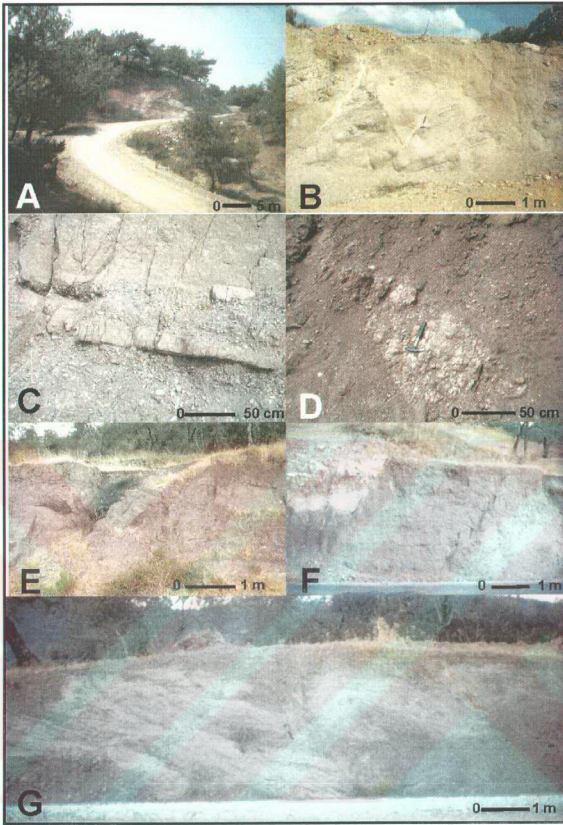
2.6.1. Adatepe Grubu

Bu çalışmada Küçükkuyu ve kuzeyinde yer alan birbiriyle düşey ve yanal geçişli kırıntılı birimler Adatepe Grubu adı altında bir araya toplanmıştır (Şekil 2.60). Söz konusu edilecek istif, Bahçedere ile Adatepe köyleri arasında sürekli olarak izlenebilir. Adatepe Grubu, Edremit Körfezi'nin kuzey yakasında doğu-batı yönde Altınoluk ile Arıklı, kuzeyde Bahçedere, Çakalini, Kızılyar, Nusratlı köylerinin kuzey cephelerindeki yüksek alanlarla sınırlanan kesimler ile Edremit Körfezi'nin kuzey sahili ile sınırlı kesimi kaplar (Şekil B.1 ve 2.59).

2.6.1.1. Kızılyar Formasyonu (Mk1)

İlk defa Kızılyar Köyü'nde bordo ve kırmızı renkli volkanojenik kumtaşı, çamurtaşı, konglomera, tuf ve açık renkli andezitik lav ardalanması Saka (1979), tarafından Kızılyar Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 2.61A). Çalışma sahasında en iyi gözlemlendiği yer Sivri Tepe ile Çakalini Köyü arasındaki yoldur (Şekil 2.59). Çakalini batısında ve Kızılyar civarında ise taban ilişkisi Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı üzerinde uyumsuzdur. Bu lokaliteler dışından tabanında Bahçedere Köyü ve Sivri Tepe lokalitelerinde andezitler ve riyodasitler bulunur (Şekil 2.61B). Doğuda ise Mıhlı Çayı batısında kalan kesimlerde Kızılkıran Formasyonu'nun volkanikleri üzerinde uyumlu olarak yer alır. Kızılyar Formasyonu ile temelin arasındaki uyumsuzluğun en iyi görüldüğü diğer bir lokalite ise Çetmibaşı Köyüdür. Kızılyar Formasyonu üzerinde Küçükkuşu Formasyonu dereceli geçişli olarak yer alır. Normal dokanaklar dışında Bahçedere, Çetmibaşı, Nusratlı köylerinde kuzey sınırları Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı, Mıhlı Çayında ve doğusundaki Kızılkıran Formasyonu ile faylıdır.

Kızılyar Formasyonu yanal olarak değişkenlikler gösteren ve çökeldiği yöreden malzeme almış karasal bir birimdir (Şekil 2.61C). Kızılyar civarında Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı'nın kırmızı çamurtaşlarının ve volkanojenik kumtaşlarının ayrışması ile oluşmuştur (Şekil 2.61D). Kırmızı çamur tabakalarının içinde melanja ait küçük köşeli yeşil renkli çakıltaşlarından oluşan kalınlığı 1-2 cm 10-15 cm arası değişen kumlu seviyeler bulunur (Şekil 2.61E). Kızılyar Formasyonu'nun diğer bir lokalitesi olan Kokulutaş ve Sivritepe'de tabanında, Kızılkıran Formasyonu'nun riyodasitleri üzerinde yer alır. Kızılyar Formasyonu'nun riyodasitlerden ve tabanındaki granodiyoritten malzeme almadığı görülür. Kalın tabakalı olan kırmızı silt matriksli konglomeratik kumtaşının çakılları, ofiyolit, volkanojenik kumtaşı metamorfik kayaç parçalarıdır (Şekil 2.61C). Kısmen iyi yuvarlanmış olan çakıllar arasında yassı çakıllı kanal dolguları içeren merccekler bulunur. Tabaka kalınlığı 2.5 metre olan bu seviye üzerinde Çakalini Köyü batısında pembe renkli tabaka kalınlıkları 4-70 cm arası değişen silisifiye tuf katkıları bulunur (Şekil 2.61F). Üste doğru açık renkli konglomeratik kumlara geçen Kızılyar Formasyonu içinde kayma yapıları izlenir ve bu seviyenin üzerinde Küçükkuşu Formasyonu uyumludur (Şekil 2.61G).



Şekil 2.61 A: Kızılyar Köyü'nde Kızılyar Formasyonu'nun genel bir görünümü (Bakış GB), B: Çakalini yolunda Kızılyar Formasyonu'nun Kızılkıran Formasyonu geçişi (Bakış GB), C: Çetmibaşı yolunda Kızılyar Formasyonu'nda temelden malzeme almış konglomeratik kumtaşı çamurtaşı ardışımı (Bakış K), D: Çetmibaşı Köyü'nde Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı üzerinde yer alan Kızılyar Formasyonu'nun çamurtaşları arasında temelden türeme konglomera ara katkısı, E: Çakalini yolunda Kızılyar Formasyonu'nda kalın konglomeratik kumtaşı ile çamurtaşı ardalanması (Bakış KB), F: Çetmibaşı yolunda Kızılyar Formasyonu içinde tuf arakatkısı (Bakış K), G: Çakalini yolunda Kızılyar Formasyonu içinde kayma yapısı (Bakış K).

Adatepebaşı'ndan Mıhlı Çayı'na inen yol üzerinde Kızılkıran Formasyonu'nun üzerindeki kırmızı altere çamurların üst seviyelerinde ki kırmızı silisifiye tüfler, orta tabakalıdır ve aralarında volkanojenik lamine siltaşı katkıları

bulunur. İstifin kalınlığı 20- 120 m arasındadır. Birim içindeki çakıllar, kuzeydoğu ve kuzey akıntı yönü vermektedir.

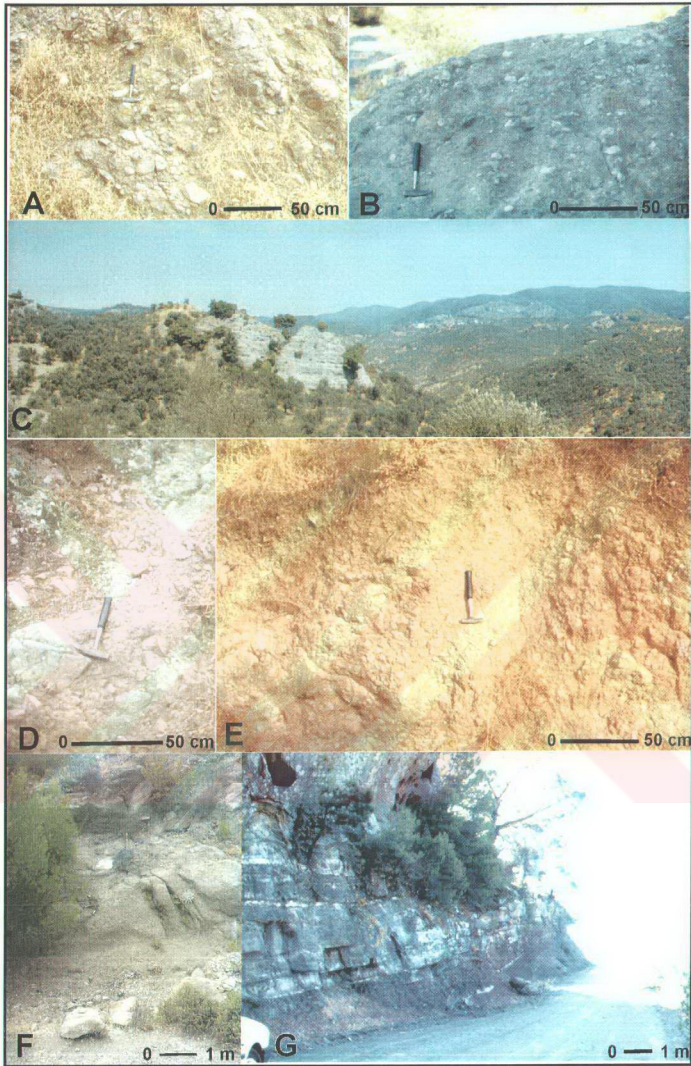
Kızılyar Formasyonu, temel üzerinde örgülü akarsu ve alüvyal yelpaze fasiyesinde gelişmeye başlayan bir birimdir. Temel üzerinde engebeli bir topoğrafyada geliştiği değişken kalınlığından anlaşılmaktadır. Üste doğru kalın tabakalı volkanojenik kumtaşlarının içinde ardalanmalı bulunan çakılların akıntı yönü, yüksek alanların kuzeyde olduğunu işaret eder. Üst kesimlerde yer alan kalın tabakalı feldispatik kumtaşlarındaki slumpaların hareket ettikleri yön, güneye doğrudur. Slump eksenleri doğu-batıdır. Kızılyar Formasyonu'nda D-B eksenli, sedimantasyona eş yaşlı çok sayıda normal fay gözlenir. Bu fayların tavan bloklarında gelişen sedimanter kıvrımlar, sedimanter fayların gelişimi ile ilişkilidir. Kızılyar Formasyonu, tektonik olarak bölgede aktivitenin hızlanmaya başladığı dönemde gelişmiştir.

Kızılyar Formasyonu'nun yaşı stratigrafik konumuna göre Alt Miyosen'dir. Bunun en önemli verisi doğuya doğru tabanlarında bulunan Kızılkıran Formasyonu riyolitlerinden seyrek arakatıklar yanında altındaki Mıhlı Granodiyoridi'nden çakıl içermemesi ve Kızılkıran Formasyonu ile uyumlu ve yanal devamı niteliğinde olmasıdır. Kızılkıran Formasyonu'nun orta seviyelerinde Küçükdere civarında görülen andezitler, Kızılyar Formasyonu taban seviyelerinde yer alır.

2.6.1.2. Küçükkuyu Formasyonu (Mkü)

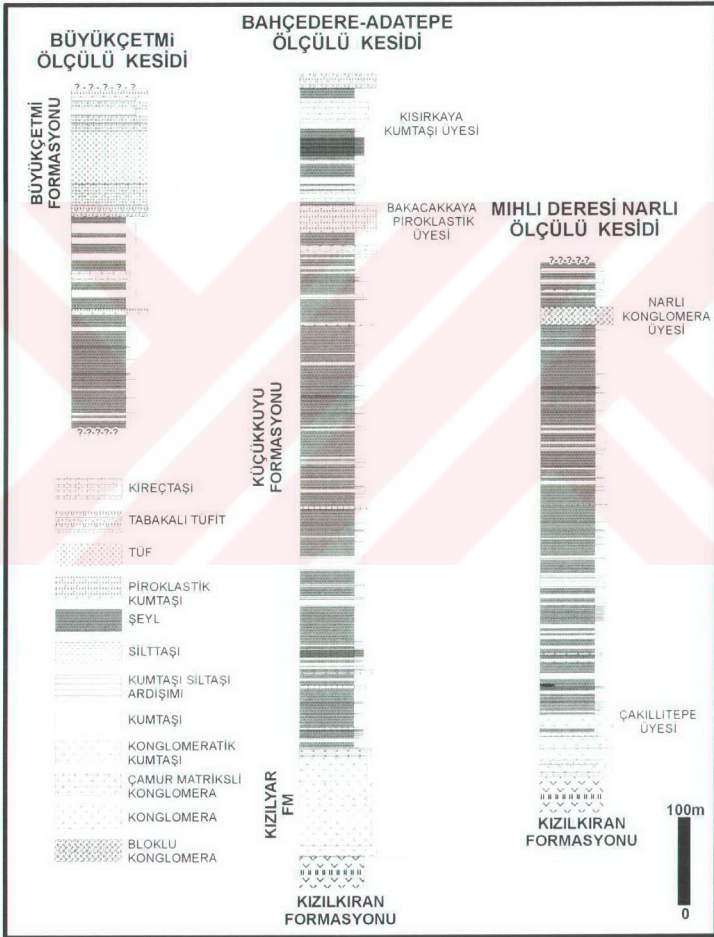
Küçükkuyu Formasyonu, Edremit Körfezi'nin kuzeyinde Altınoluk ile Arıklı güneyinde yer alan türbiditik karakterli bir formasyondur. Formasyon mertebesinde Saka (1979) tarafından adlandırılmıştır. Tabanda, Kızılyar ve yersel olarak Kızılkıran Formasyonu ile dereceli geçişlidir. Üzerinde Büyükçetmi Formasyonu dereceli geçişli olarak bulunur (Şekil 2.59, 2.60 ve 2.62). Küçükkuyu Formasyonu, Kazdağ Grubu ve Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı ile yer yer tektonik dokanaklıdır. Kızılkıran ve Kızılyar formasyonları ile de yer yer tektonik dokanakları bulunur (Şekil 2.62).

Küçükkuyu Formasyonu hakim olarak kumtaşı-şeyl ardışımasıdır. Yersel olarak içinde farklı özelliklerde üye seviyesinde mercekler içerir (Şekil 2.59 ve



Şekil 2.63 A ve B: Çakılı Tepe’de Çakılıtepe üyesinin temelden derlenmiş konglomerası, C: Buzlukaya Tepesi’nde Narlı konglomera üyesinin genel görünümü, D, E: Narlı Köyü güneyinde Narlı konglomera üyesinin riolyit ve granit çakıl ve bloklarında oluşan yapısı, F: Adatepebaşı Köyü kuzeyinde Kısırkaya kumtaşı üyesinin görünüşü, G: Adatepebaşı-Bahçedere yolunda Bakacakaya piroklastik üyesinin Adatepe kuzeyinde görünümü

Çalışma alanında Küçükkuyu Formasyonu'nun tip kesidi Bahçedere ile Adatepe köyleri arasında bulunan toprak yolun yarmalarında gözlenir (Şekil 2.59 ve 2.64). Küçükkuyu Formasyonu'nun kalınlığı taban topoğrafyası ve üzerinde geliştiği düşük eğimli basamak faylara göre değişkendir. D-B eksenli bir senklinal ekseninde en kalın olduğu kesimlerdir. Adatepe'den Bahçedere arasında kalınlığı 680 m'dir. Küçükkuyu Formasyonu, Bahçedere güneyinde, ana yoldan mezarlığa

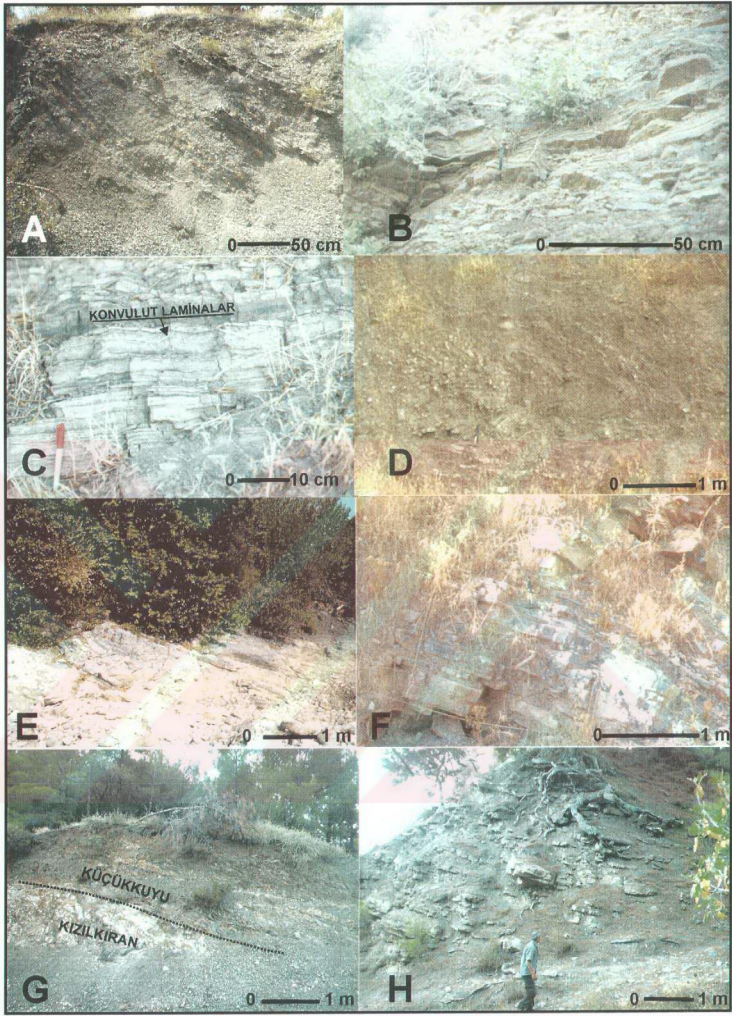


Şekil 2.64 Kızılyar, Küçükkuyu ve Büyükçetmi formasyonlarının sadeleştirilmiş ölçülü kesitleri (Kesit yerleri Şekil 2.59 da belirtilmiştir.).

doğru Kızılyar Formasyonu'nun arkozik konglomeratik kumtaşlarının üzerinde, ince tabakalı kumtaşı ve siyah renkli çamurtaşları ile başlar. Çamurtaşları laminalıdır (Şekil 2.65A). Kumtaşı şey ardışımında üste doğru taban yapıları ve konvolut laminalar görülür (Şekil 2.65B ve C). Kumtaşlarının Adatepe'ye doğru kalınlıkları artar. İçlerinde 1-2 cm den 10-15 metreye kadar değişik boyutlarda slumplar görülür (Şekil 2.65D). Kumtaşları arasında jips tabakaları bulunur. Kumtaşları kirli sarı renkte olup feldspatiktir. Adatepe kuzey cephesinde ve Adatepe'ye tırmanan yolda, Kepez sırtında gözlenebilen masif tabakalı iri taneli, grimsi, kirli sarı, feldspat, biyotit, kuvars ve kaba taneli volkanik kırıntılılardan oluşan Bakacakaya piroklastik üyesi bulunur (Şekil 2.62, 2.64 ve 2.65G). Bu seviyenin üzerinde yer alan kalınlığı 110 m kadar olan kumtaşı, şeyl ve silttaşından oluşan seviyenin en üstünde kalınlığı 15 m civarında, kalın tabakalı kumtaşından Kısırkaya kumtaşı üyesi bulunur (Şekil 2.62, 2.64 ve 2.65F). Bu seviyeyi dereceli geçişle kumtaşı, silttaşı ve ince şeyl arakatlılar izler. Adatepe güneyinde istifi uyumlu olarak Büyükçetmi Formasyonu izler (Şekil 2.59 ve 2.64). Küçükkuuyu Formasyonu için diğer bir kesit, Mıhlı Çayı ve doğusundaki tepelere yaslanan kesimlerdir. Küçükkuuyu Formasyonu, Mıhlı Çayı üzerinde Kızılyar Formasyonu üzerinde uyumlu ve dereceli geçişlidir. Kırmızı renkli silisifiye volkanitlerin üzerinde yer alan, yeşil renkli ve slump yapılı şeyllerle başlayan istifin içinde Çakıllı Tepe mevkiinde, yeşil renkli, tabanı volkanik çakıl ve bloklardan oluşan, içinde ender olarak gnays ve fillat çakılları içeren Çakıllıtepe üyesi izlenir (Şekil 2.62, 2.63 A, B ve 2.64). Yanal olarak 1 km yakın bir uzunlukta, kalınlığı 25 metre kadardır. Bu konglomeratik seviyeyi, yeşil renkli şeyllerle ardalanmalı kirli sarı renkte kalınlığı 5-25 cm arası değişen kumtaşı seviyeleri izler. Bu kumtaşları üzerinde dalga izleri bulunur. Ara katkı olarak bulunan iyi yuvarlanmış polijenik çakıllı konglomeratik seviyenin içinde mermer, metabazit ve seyrek gnays çakılları, iyi yuvarlanmış ve boylanmıştır. Bu seviyelerde kumtaşlarında sedimantasyon esansında gelişmiş küçük ölçekte normal faylar gözlenmiştir. Bu seviyeleri, arasında siyah renkli, fosilli, kalınlığı 10-25 cm arası değişen tabakalara sahip 1-5 m kalınlığında bir kireçtaşı seviyesi izler (Şekil 2.65E) Mıhlı deresi ekseninde görülen bu kireçtaşı merceğinin üzerinde, gri renkli şeyller bulunur. İstif, bu kesimde doğuda yer alan Ballica sırtına doğru kumtaşı şeyl ardalanması olarak devam eder. Kesit aşmalı olarak Narlı Köyü'nün doğusunda bulunan sırttan güneye doğru

izlenebilir. Küçükkuşu Formasyonu'nun izlendiği diğer bir kesim, Bayırbağlar Sırtı ile Narlı Köyü arasındaki sırttır. İstif, bu sırtın güney ucunda, altere olmuş riyodasitlerin üzerinde siyah renkli şeyllerle aralanmalı kumtaşları ile başlar. Üste doğru mor renkli çamurtaşı ve gri renkli kumtaşı ara katkıları gözlenir. Gri renkli şeyllerin arasında siyah, 5-25 cm kalınlığında kireçtaşı ara katkıları bulunur (Şekil 2.65F). Bu lokalitede Ballica Sırtı üzerinde de gözlenebilen Narlı ve Doyran köyleri yolunda kesilen, 4 km uzunluğunda, en kalın olduğu Sarıkız Tepesi'nde 60 m'ye ulaşan, tamamen granodiyorid blok ve çakıllarından oluşan, matriksi granodiyoridten türemiş arenit olan karmaşık tabakalanmış moloz akıntısı merceği yer alır (Şekil 2.62, 2.63 C, D, E ve 2.64). Bu merceğin üzerinde, siyah renkli şeyller kalın arkozik kumtaşı ara katkıları içerir. Doyran köyünde Kızılkıran Formasyonu ile dokanağı faylı olan Küçükkuşu Formasyonu'nun en alt seviyesi Doyran-Kazdağ yolu üzerinde 327 rakımlı tepede tekrar ortaya çıkmaktadır (Şekil 2.65 G). Altere riyolitlerin üzerinde şeyl ve silttaşlarıyla başlar. Şeyllerin üzerinde kalınlığı 20-90 cm arası değişen kumtaşı arakatıkları bulunur (Şekil 2.65 H). Tepenin üst kesimlerinde siyah renkli kireçtaşı ara katkıları görülür. Bu lokalitede Küçükkuşu Formasyonu'nun kuzey sınırı Doyran-Narlı Granodiyoridi ile faylıdır (Şekil 2.62). Kazdağ üzerinde Küçükkuşu Formasyonu'nun tabanının en yüksek gözlemlendiği lokalite Beşiktepe kuzeyinde yer alan Yörük mezarlığı mevkiidir (Şekil 2.58 B ve C). Bu lokalitede Kızılkıran Formasyonu ile dereceli geçişli olan türbiditik seviyeler, 327 rakımlı tepenin tabanındakinin aynısıdır. Küçükkuşu Formasyonu'nun doğuda Altınoluk'ta Pirenli Tepe lokalitesinde Kızılkıran Formasyonu üzerinde aynı şekilde dereceli geçişlidir. Küçükkuşu Formasyonu'nun en doğuda görülen diğer bir lokalitesi Avcılar Köyü batısında, Sivritepe kuzeyinde yer alan 260 rakımlı tepenin yapısıdır. Bu lokalitede riyolitlerin üzerinde ince tabakalı kumtaşları bulunur. Bu kumtaşları arasında bulunan şeyllerde kontak metamorfizma etkileri ve hafif bir foliasyon görülür. Aralarında, kalınlığı 1-5 cm arasında siyah renkli, hafif rekrystalize gastropod fosilli kireçtaşları bulunur. Bu lokalite Küçükkuşu Formasyonu'nun en doğuda bulunan kesimidir (Şekil 2.59).

Küçükkuşu Formasyonu'nun yayılımı, içinde gelişen slump ve sedimantasyona eş yaşlı kıvrım ve faylar dikkate alındığında, erken Miyosen'de türbiditik çökellerle dolan gerilmeli bir havzada geliştiği anlaşılmaktadır.

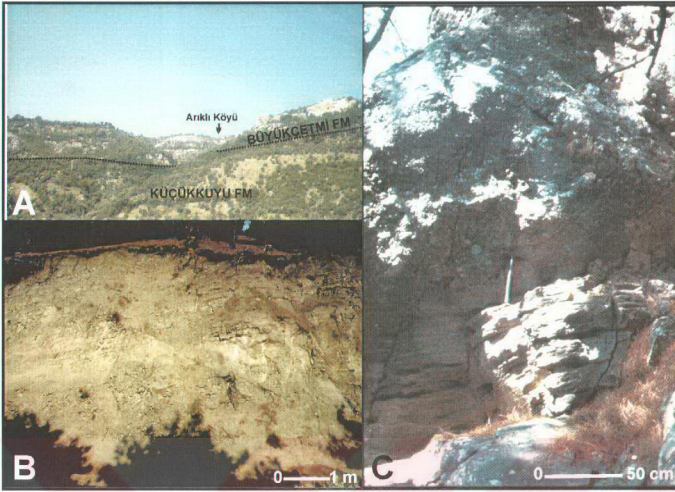


Şekil 2.65 Küçükkuşu Formasyonu'nda çeşitli görünüm A: Bahçedere-Adatepe kesidi başlangıcında ince tabakalı seviyeler, B: tabaka altı kaval yapıları, C: ince kumtaşları ve şeyl ardlanmasında konvolut laminalar, D: şeyller içinde sedimanter kıvrım, E: Mıhlı Deresi'nde şeyller arasında kireçtaşı merceği, F: Bayırbağlar sırtından kuzeye uzanan yolda kireçtaşı arakatıkları, G: Narlı kuzeyinde Kazdağ orman yolunda terk edilmiş dozer mevkiinde Kızılkıran Formasyonu, Küçükkuşu Formasyonu dokanağı, H: Aynı lokalitede bulunan 327 rakımlı tepede Kızılkıran Formasyonu'nun üzerinde yer alan türbiditik seviyeler.

Küçükkuş Formasyonu'nun tabanında bulunan Kızılkıran Formasyonu tarafından örtülen granodiyoridler, istifin üst kesimlerine doğru granodiyorid bloklarından oluşan moloz akıntıları ile havzaya taşınmış olarak izlenir. Küçükkuş Formasyonu'nun tabanında yer alan Mıhlı ve Doyran-Narlı granodiyoridlerini örten Kızılkıran Formasyonu, Küçükkuş Formasyonu'nun tabanını oluştururken Kazdağ Grubu kayaları ancak üst seviyelerde çakıl boyutunda bulunur. Çetmi Ofiyolitik Karmaşığın çakılları ise havzanın gelişimi esnasında batı kesimde temeli oluşturur. Küçükkuş Formasyonu erken Miyosen'de bölgede oluşan gerilme rejiminin ürünüdür. Bu gerilme, Kazdağ Grubu'nun çekirdek kompleksi olarak yükselmesine bağlı gelişmiştir. Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı taban bloğunda yer alan granodiyoridler erken Miyosen'de artık yüzeylenmiş ve Küçükkuş Formasyonu'nu gelişiminin sürmesini sağlayan normal faylanmayla, havza içine blok vermeye başlamıştır. Küçükkuş Formasyonu'nun düşey ve yanal geçişli olduğu Kızılkıran Formasyonu'nun K/Ar metoduyla saptanan yaşı 23.6 ± 0.6 my, 20.3 ± 0.6 my, 20.8 ± 0.7 my (Krushensky vd., 1980) olduğu, çalışma sahası batısında birimin üzerinde bulunan Ayvacık civarındaki volkanitlerin 15.3 ve 17.1 my yaş verdiği (Borsi vd., 1972; Ercan vd., 1985) dikkate alınırsa birimin yaşı Burdigaliyen (Alt Miyosen) olmalıdır.

2.6.1.3. Büyükçetmi Formasyonu (Mb)

Büyükçetmi Formasyonu, Büyükçetmi, Arıklı ve Adatepe (Zeus Altarı) köyleri çevresinde yaygın olarak izlenen, kirli beyaz renkli, ince taneli tabakalanmalı, yer yer kalın kaba taneli ara katkılar içeren, genelde kilaşı ve tuf hakimiyetinde olan bir istiftir. İlk defa bu çalışmada formasyon mertebesinde adlandırılmıştır. İstifin en iyi gözlemlendiği yer Küçükkuş-Ayvacık karayolunun üzerindeki Büyükçetmi Köyü'nün üzerine kurulduğu sırttır. Daha önce Saka (1978), Adatepe köyü'nde Küçükkuş Formasyonu içinde bulunan tuf ile Arıklı tufünün aynı olduğunu düşünerek Büyükçetmi ve Adatepe civarındaki tüfleri aynı isimle anmıştır. Oysa Adatepe'de altta bulunan Arıklı üyesi olarak ölçülen seviye dışında, Dede Tepe (Zeus Altarı) yolunda türbiditlerle geçişli olarak diğer bir tuf seviyesi bulunur. Bu seviye Arıklı, Büyükçetmi, Nusratlı köyleri çevresinde yer alan tüm tepelerin yapısını oluşturur (Şekil 2.66A). Çalışma sahasında tabanındaki Küçükkuş Formasyonu ile uyumludur (Şekil 2.59, 2.60, 2.62 ve 2.64).



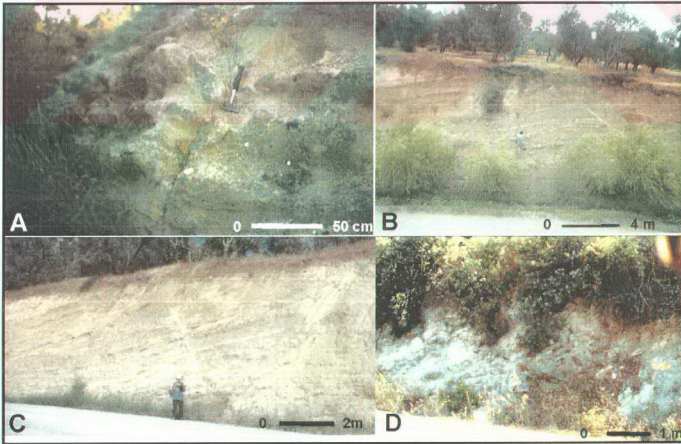
Şekil 2.66 A: Nusratlı güneyinden bakışla Anıklı köyüne doğru Küçükçukuyu-Büyükçetmi Formasyonları arasındaki dokanak, B: Küçükçukuyu-Ayvacak karayolunda Büyükçetmi ile Küçükçukuyu formasyonlarının geçişi C: Büyükçetmi tabakalı tüflerden bir görünüm.

Büyükçetmi Formasyonu, alt kesimlerde tabakalı ve laminalı tüflerle başlar (Şekil 2.66B). Tabaka kalınlıkları 10-40 cm arası gözenekli tuf tabakaları krem renkli ve gözeneklidir. Aralarındaki laminalı kil taşları 5-15 cm arası kalınlıktadır. Üste doğru kalınlığı 1-5 m arası sarı renkli, iri gözenekli ve yer yer konsantirik ayrırsan tüflere geçer (Şekil 2.66C). Gözenekler dışında silisifiye yumrular ve karbonat yumruları içerir. Bu tabakaların 1-5 cm arasında pomza mercekleri bulunur. Üste doğru 20 m'yi bulan kaba taneli kirli sarı renkli, seviye bulunur. İstifin en üst kesimleri, gri, masif tabakalı tüflerle geçişli olan ince tabakalı, laminalı tüflerle sona erer. İstifin toplam kalınlığı Büyükçetmi Köyü batısında 140 m'dir (Şekil 2.64).

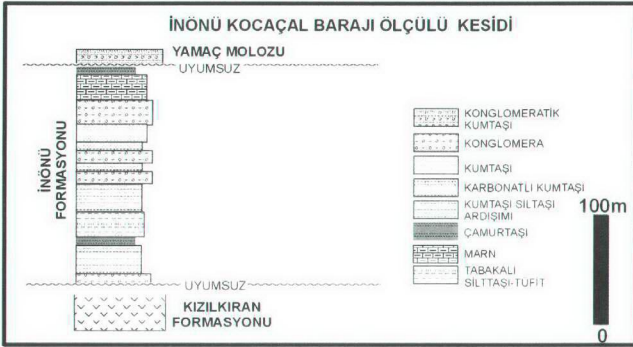
Büyükçetmi Formasyonu, Küçükçukuyu Formasyonu'na uyumlu gelişen bir istiftir. İstifin en önemli özelliği Küçükçukuyu Formasyonu içinde görülen değişken kalınlıklardaki birimler ve tektonikle eş yaşlı sedimanter yapılar içermemesidir. Tabakalar yanal yönde incelseler bile, kalınlık çok geniş bir alanda değişmez. Büyükçetmi Formasyonu tamamen göl ortamında çökelmiş ince laminalı şeyller içeren volkanojenik malzemeden oluşur. Üst kesimlerinde görülen killi ve kumlu

alüvyonlar ve yamaç molozları uyumsuz olarak İnönü Formasyonu'nu örter (Şekil 2.67). Birim, ilk defa bu çalışma esnasında İnönü Köyü ve çevresinde yüzeylendiğinden İnönü Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Tabanda açık renkli kum ve volkanik çakıllarla başlayan birim yer yer konglomeratik karbonatlı kumtaşı özelliği taşır (Şekil 2.68 A). Tabakalar kalın olup 40-120 cm arasında değişkenlik gösterir. Çakıllar fillat, granit, mermer, kireçtaşı, feldspatik kumtaşından türemiştir ve yassı iyi yuvarlanmıştır. Bu kesimlerde, havza kenarlarına doğru kamalar halinde köşeli taneli merccekler de gözlenmektedir. Kumtaşları üste doğru, kaba kumdan, ince siltli kuma doğru değişir (Şekil 2.68 B). Baraj yolu üzerindeki yarmalarda kumtaşlarının kaynağının daha çok Kızılkıran Formasyonu'nun ayrılmış ve taşınmış birimleri olduğu görülür. İstifin üst kesimlerinde karbonatlı kumtaşları, beyaz mamlara geçiş gösterir (Şekil 2.68 C). Havran Çayı'na Köylüce'den bağlanan dere yatağının yamaçlarında kireçtaşları, karbonatlı silttaşlarıyla ardalanmalıdır (Şekil 2.68 D). Bu tabakaların Palamutluk Tepe'de devamı olan seviyeler tepenin en üst kesimini oluşturmaktadır. İnönü Formasyonu'nun baraj yolunda ölçülebilen kalınlığı 182 m olup, daha kalın olması beklenir (Şekil 2.69).



Şekil 2.68 A: Kocaçalderesi'nde İnönü Formasyonu'nun taban seviyesindeki konglomeratik kumtaşları, B: Kocaçal baraj yolunda ince kumtaşı ve silttaşı seviyeleri, C: Baraj yolunda karbonatlı seviyelere geçiş, D: Köylüce yolunda gölsel kireçtaşları.



Şekil 2.69 İnönü Formasyonu'nun ölçülü kesidi.

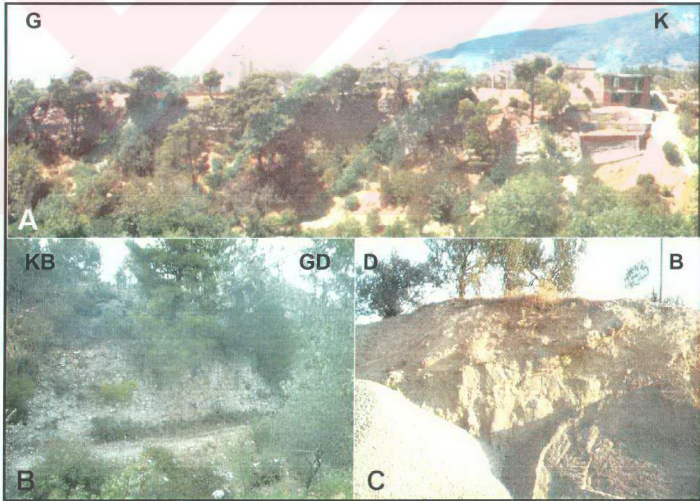
İnönü Formasyonu yüksek alanların arasında başlangıçta akarsu daha sonra göl ortamında çökmüş bir birimdir. Karbonat içeriğinin yüksek olması, kumtaşlarının karbonat çimentolu oluşu, sıcak ve kurak bir iklimde çökeldiğini göstermektedir. Kuzey Ege'de karbonat içeriği yüksek olan kireçtaşı denizel formasyonlarının tamamının Üst Miyosen yaşlı olduğu bilinmektedir (Ergüvanlı, 1957; Sakıncı vd., 1999; Yaltırak vd., 2000 a ve b). İnönü Formasyonu içinde yaş verecek fosille rastlanmamıştır. Siyako vd. (1989), Küçükuyu kuzey batısında Büyükçetmi Formasyonu üzerinde benzer bir birim olan Üst Miyosen bazaltlarıyla ara katkılı İlyasbaşı Formasyonu'nu haritalamıştır. Burhaniye güneyinde benzer özellikteki birimler Soma Formasyonu adı altında değerlendirmiş, içinde bulunan ostrakod fosillerine dayanarak yaşı Üst Miyosen-Pliyosen olarak saptanmıştır (Akyürek, 1989). Havran Çayı'nın güneyinde Kızılkıran Formasyonu, doğusunda Bilecik Formasyonu ile dokanağının faylı olan kesimler Formasyonu'nun çökelişi sonrasında birimi kesmiştir. Bu nedenle İnönü Formasyonu, içinde gözlenen büyük ölçekli faylar çökeliş sonrasında oluşmuştur. İnönü Formasyonu, Edremit Körfezi oluşumu öncesi dönemi temsil eder.

2.6.3. Hasanboğuldu Formasyonu (PIQh)

Çalışma alanında, Kazdağ silsilesinin fay kontrollü güney cephesinden Edremit Körfezi'ne uzanan yüksek eğimli akarsular bulunur. Bu akarsuların Kazdağ yükseliminden çıktığı noktalarda ve Kazdağ'ın güney cephesinde yer alan genç fayların önünde, alüvyal yelpaze fasiyesinde çökelen, tamamen bloku

çakıllardan oluşan az pekleşmiş konglomeralar bulunur. Avcılar Köyü ve Kızılkeçili Köyü bu konglomeralar üzerinde kuruludur (Şekil 2.1 ve B.1). Fay ve akarsu kontrollü, iri bloklı, tabakalı konglomeralar, bu çalışmada en iyi gözlemlendiği Hasanboğuldu Çayı'na atfen Hasanboğuldu Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Hasanboğuldu Formasyonu, çalışma alanında Avcılar Köyü ve doğusunda , Kızılkeçili Köyü ve çevresinde sadece derin kazmış vadilerde gözlenir (Şekil 2.70 A). Kazdağ eteklerinde kalınlığı 50 m'yi aşkın olan Hasanboğuldu Formasyonu, masife yakın kesimlerde 1-2 m büyüklüğünde bloklar içeren 20-60 cm bloklu matriksi olan kaotik bir konglomeradır (Şekil 2.70A ve B). Güneye doğru vadi içlerinde çakıl ve bloklardan oluşan farklı tabakaların ardalanması haline gelir. Edremit Körfezi'ne uzanan deltaların içine kadar sokulan Hasanboğuldu Formasyonu'nu oluşturan yelpazelerde, kıyıya doğru, blok boyutları 5-30 cm arasına kadar düşer ve çakıllı kum arakatıkları görülür. Hasanboğuldu Formasyonu, Kızılçukur Mahallesi ve batısında, düşey atımlı dike yakın bir normal fay önünde



Şekil 2.70 A: Kızılkeçili kuzeyinde vadi yamaçlarında Hasanboğuldu Formasyonu'nun genel görünümü, B: Hasanboğuldu çayında kaotik bloklu konglomeradan bir görünüm, C: Hasanboğuldu Formasyonu'nda Altınoluk-Edremit yolunda Avcılar köyü girişinde Serhattepe yol yarımada eğimlenmiş kum ve çakıl ardalanması.

tamamen köşeli çakıl ve bloklardan oluşur. Avcılar Köyü civarında daha yuvarlak bloklu kesimlerle aralanmalı oldukları gözlenmiştir. Hasanboğuldu Formasyonu'nun Edremit Körfezi'ne uzanan akarsular aracılığı ile güncel kıyı alüvyonlarına kaynak olduğu gözlenmektedir. Avcılar Köyü'nün güneyinde, Edremit kara yolu kenarında, Serhat Tepe yapısını Hasanboğuldu Formasyonu oluşturur (Şekil 2.70C)

Hasanboğuldu Formasyonu, çalışma sahasında fay kontrollü çökelen, alüvyal yelpaze fasiyesinde bir birimdir. Tabanında bulundukları güncel alüvyonlara geçişli oldukları ve Edremit Ovasında yapılan sondajlarda İnönü Formasyonu üzerinde uyumsuz olduğu dikkate alınırsa, yaşı Pliyosen'den günümüze kadar olan bir dönemi içine almaktadır.

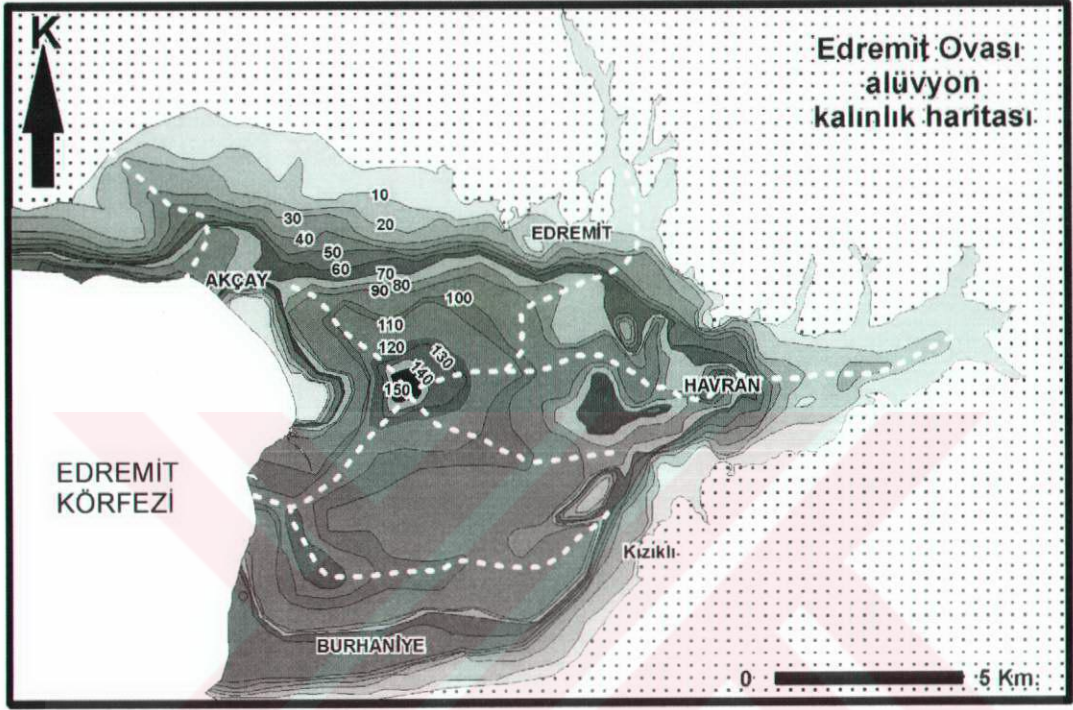
2.6.4. Traverten (Qt)

Çalışma alanında Altınoluk doğusunda yer alan Büyükçatal ve Yumrukaya tepelerinin üzerinde, bir şapka şeklinde (Şekil 2.59), kalınlığı en fazla 15 metreyi bulan travertenler bulunur. Travertenler kirli gri renkte olup, aragonit ve kalsit damarlı, iri kristalli ve boşlukludur. Kuzey kesimlerinde mermer bloklarını saran bir matriks olarak gözlenir. Güneye doğru daha kalın olan travertenlerin Avcılar Köyü'nün karayolu ile kesiştiği noktada, Serhattepe eteklerinde Hasanboğuldu Formasyonu içinde ara katkı olarak ta bulundukları görülür. Bu travertenler Güre civarında varlığı bilinen fay kaynaklı sıcak sularının bir zamanlar Altınoluk doğusunda yer alan tepelerde de olduğunu göstermektedir.

2.6.5. Alüvyon ve kıyı çökelleri (Qa)

Çalışma sahasında en geniş alüvyon alanı Akçay ve Burhaniye yerleşimleri arasında Eybek ve Havran çayları ekseninde bulunan Edremit Ovası'dır (Şekil B.1). Edremit ovası alüvyon kalınlığı 1-150 m arasında değişir (Şekil 2.71). DSİ sondajlarına göre tabanda çakıl ve bloklu akarsu çökelleri ile başlar (Özhan vd., 1977), üste doğru kil ve siltli birimlerin hakimiyetine geçer. Güney cephesinde temel, kuzeye nazaran daha eğimlidir. En kalın olduğu kesim, ovanın orta kesimi olmasına rağmen Kızılkı Köyü'nden Burhaniye'ye uzanan hatta genişliği 1 km olan bir kanalda kalınlık 100 metreyi aşar (Şekil 2.71). Kıyı kesimlerinde lagünler

ve bataklıklar bulunan Akçay-Burhaniye arasında ki kesim, tamamen kumlu plajlardan oluşur. Edremit Ovası'nın bir uzantısı olan Akçay-Güre arasındaki kıyı ovası daha iri taneli malzemeden oluşur. Kalınlığı kıyı çizgisine paralel 120 metre civarındadır (Şekil 2.71). Kuzeye doğru kalınlık beşyüz metrelik bir mesafede 20 m kadar düşer.



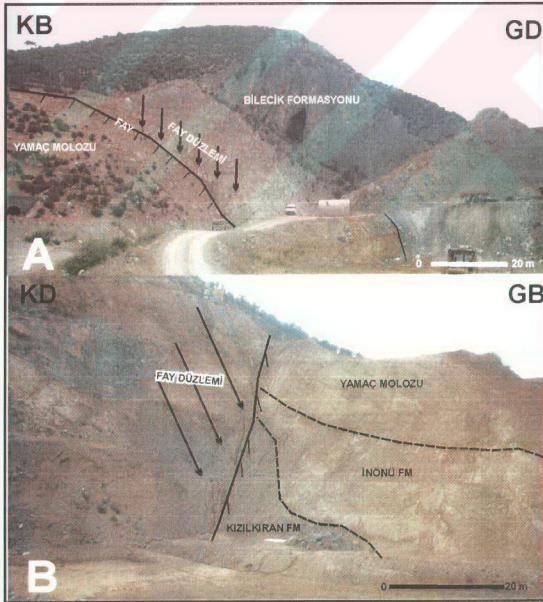
Şekil 2.71 Edremit Ovası'nda alüvyon kalınlık haritası, (Özhan vd., 1977 kuyu verilerinden yeniden çizilmiştir, eşderinlik eğrileri 10 m'de birdir.).

Edremit Ovası, engebeli bir topoğrafyanın gömüldüğü veya dolduğu bir alanda ortaya çıkmış bir akarsu dolgusudur. Güre'den batıya doğru, kıyı ovaları iki ayrı delta ile denize doğru uzar (Şekil B.1). Manastır Çayı tarafından beslenen Fener Deltası ile Kuru Dere tarafından beslenen İncirlik Deltası kıyı çizgisini ilerleten alüvyal yelpazelerin kıyıdaki uzantısıdır. Bu kesimde kıyı çökelleri, çakıllı kumlardan oluşur. Altınoluk, Şahinderesi Deltası (Şekil B.1) geriye doğru bloklu birimler içeren, kıyıya doğru kalın bir toprak örtüsü ile temsil edilir. Karayolunun kuzeyinde kalan kesimi yapılaşma için doldurulma öncesinde bataklık ve göl olarak bilinen alanlardır (Şekil 2.59). Kıyı kumlu ve çakıllı birimlerden oluşur. Kıyı ovası Altınoluk-Küçükkuyu arasında daha düzgün bir kıyı çizgisine sahiptir. Bu kesimlerde temelde Küçükkuyu Formasyonu bulunduğundan kıyı ovası tamamen topraktan oluşur. Deltaların kıyı gerisinde bulunan normal fayın tavan bloğunda

bulunmasından dolayı kesildiği ve denize gömüldüğü de gözlenmektedir (Şekil 2.59).

2.6.6. Yamaç molozu (Qy)

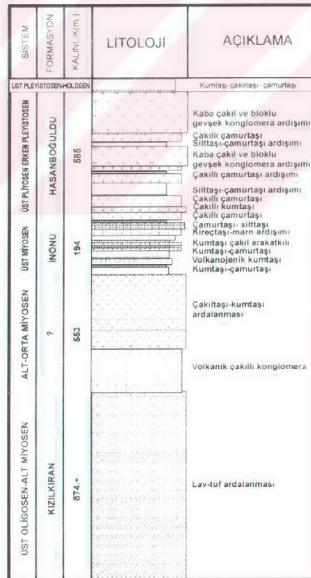
Çalışma alanında yamaç molozları doğu ve batıda iki yüksek tepenin yamaçlarında bulunur (Şekil 2.59 ve 2.67). Çalışma alanının en batı ucunda Küçükkuyu kuzeyinde Adatepe güney ve doğu yamaçlarında üst kesimde yer alan Büyükçetmi Formasyonu'nun bloklarından oluşan yamaç molozu görülür. Tektonik olarak aktif olan kıyı çizgisinde yükselen Adatepe'nin alt kesimlerinde bulunan şeyl hakim Küçükkuyu Formasyonu'nun aşınmasıyla, üstteki dayanımlı kesimler blok ve kaya kayması şeklinde yamaç molozlarını oluştururlar. Diğer bir yamaç molozu bulunan kesim ise İnönü barajı ekseninde İnönü Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunur (Şekil 2.67 ve 2.72). Bilecik Formasyonu'ndan malzeme alan birim Bilecik ve İnönü formasyonları arasında gelişen normal fayın önünde gelişmektedir.



Şekil 2.72 Kocaçal barajı aksının kuzey (A) ve güney (B) yamacında açığa çıkan normal fay önünde gelişmiş yamaç molozu

2.7. Edremit Körfezi Deniz Alanı

Çalışma alanında Edremit Körfezi'ni içine alan kesimde, karadaki birimlerin devamı niteliğindeki birimler Edremit-1 sondajında kesilmiştir (Şekil 2.73). Edremit Körfezi'nin doğu ucunda bulunan sondajda kesilen birimler, temel üzerindeki birimler olarak karada görülür. Deniz tabanından 2274 metre derine ulaşan sondajda, en üstte çamurlu kum ve çakıllı kumdan oluşan bir birim bulunur. 68 m kalınlığında olan bu istif geç Pleyistosen ve sonrasına ait bir istiftir (Şekil 2.73). 68 ile 653 metreler arasında karada da kenar fasiyesleri görülen, çakıllı ve bloklu kumlardan oluşan Hasanboğuldu Formasyonu kesilmiştir (Şekil 2.73). Hasanboğuldu Formasyonu sondajda 585 metre kalınlığındadır. 653 ile 847 metreler arasında, ince kum ve çakıllı kum ve karbonatlı seviyeler içeren İnönü Formasyonu kesilmiştir. İnönü Formasyonu'nun kalınlığı 194 metredir (Şekil 2.73.). Bu kalınlık, karada ölçülen kalınlığa çok yakındır. 847 metre ile 1400 metre

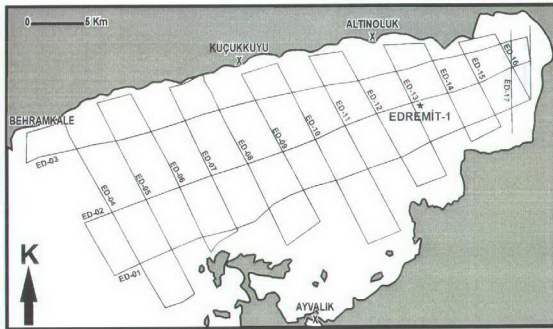


Şekil 2.73 Edremit-1 kuyusunun kestiği birimler (Kaynak: TPAO arşiv no 2059/154-Ç).

arasında, kalın tabakalı çakıltası ve kumtaşı ardalamasından oluşan 553 metre kalınlığında diğer bir birim kesilmiştir (Şekil 2.73). Bu birim, karada gözlenen Küçükukuyu ve Kızılyar formasyonunun yanıl eşleniğidir. Taban kesimleri Kızılyar Formasyonu'na, üst kesimleri ise Küçükukuyu Formasyonu'nun Çakılıltepe üyesine benzerdir. 1400-2274 metre arasında gözlenen birim ise riyoelit, riyodasit ve riyoilitik tüflerden oluşan 874 metreden daha kalın bir istiftir (Şekil 2.73). Bu birim, çalışma sahasında kuzeyde daha ince, güneyde ise daha kalın olan Kızılkıran Formasyonu'dur. Deniz alanlarında en üst düzeyi ve Edremit Körfezi'nin oluşma dönemine ait birimler, Kuvaterner sekansları ile Pliyo-Kuvaterner sekanslarıdır. Bu sekanslar sığ sismik kesitlerle ayrırtlanabilmektedir. Hasanboğuldu Formasyonu ve alt kesimindeki birimler ise derin sismik kesitlerde yapılacak yorumlamayla kara alanlarındakiyle karşılaştırılacaktır.

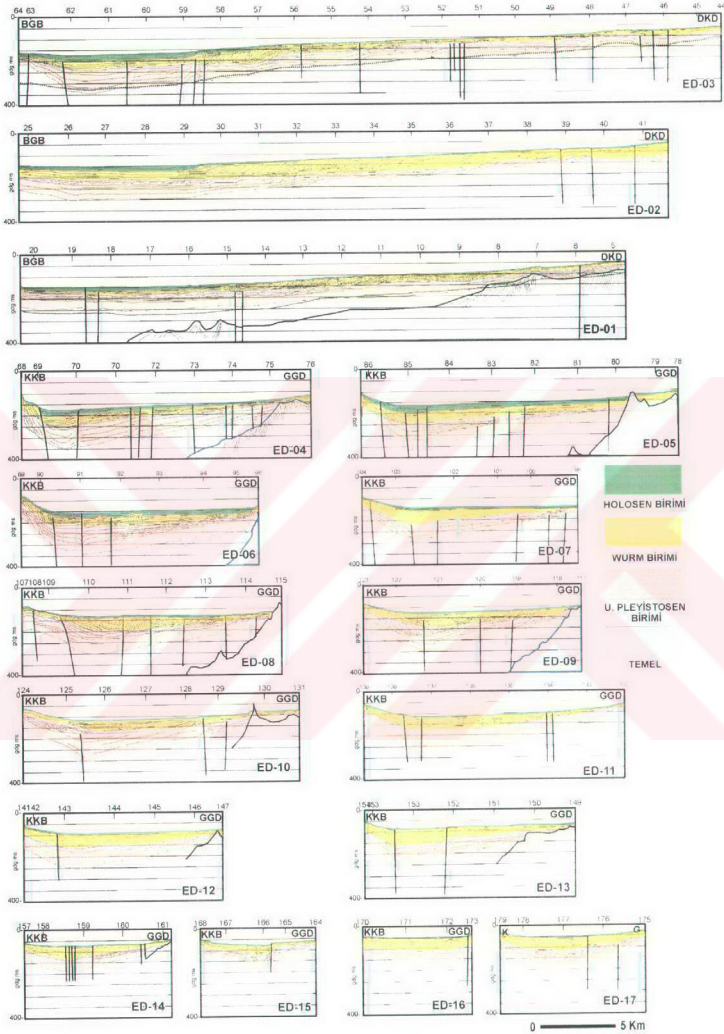
2.7.1. Kuvaterner sismik stratigrafik birimleri

Kuvaterner sismik stratigrafik birimlerinin tanımlanması için Piri Reis R/V tarafından 1990 yılında A. Aksu NATO projesinin çerçevesinde toplanan 377 km uzunluğundaki tek kanallı, yüksek çözünürlüklü sığ sismik veriler kullanılmıştır (Şekil 2.74). Veriler 350 ms nüfuz etmektedir. Söz konusu sismik kesitlerin nüfuz ettiğı Kuvaterner yaşlı birimler Edremit-1 sondajında 68 m kalınlığında kesilmiştir. Kuvaterner sismik stratigrafik birimleri, sismik kesitlerde küresel deniz seviyesi değışimlerine denk gelen uyumsuzluklarla tanımlanan üç ünite ile temsil edilir (Şekil 2.73 ve 2.75).



Şekil 2.74 Edremit Körfezi'nde değeriendirilen sığ sismik hatların konumu.

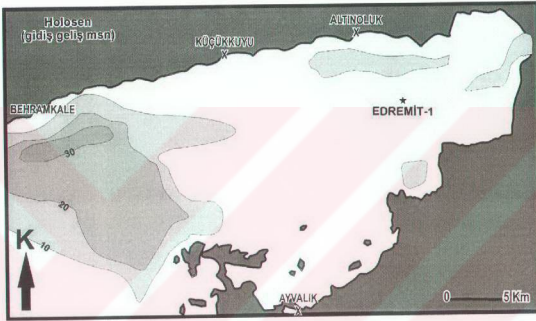
EDREMIT KÖRFEZİ SİĞ SİSMİK HATLARI



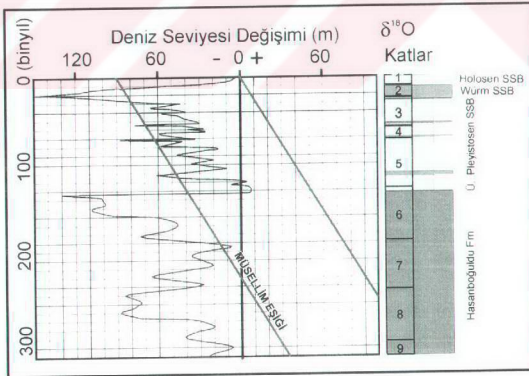
Şekil 2.75 Edremit Körfezi'ndeki yorumlanmış, sık sismik kesitlerde stratigrafik üniteler (Hızlar gidiş-geliş milisaniyedir.).

2.7.1.1. Holosen sismik stratigrafik birimi (HSSB)

Holosen SSB, 0,5-30 ms. kalınlık, paralel ve güçlü refleksiyonlarla karakterize olur (Ek 2) . Havza kenarında bulunan deltayik birimlerin üzerine aşmalı olarak örten transgresif bir birimdir (Şekil 2.74 ve 2.75). Havzanın batı kesiminde kalınlığı 30 ms'yi bulur. Doğuda da izole elips biçimli diğer bir noktada da 20 ms kalınlığında izlenir (Şekil 2.76). Bu birimdeki hıza göre (1700 ms) Holosen SSB'nin en kalın olduğu kesimde 25.5 m'ye ulaşmakta olduğu görülür. Hasanboğuldu Formasyonu'nun yaklaşık havzanın orta kesiminde 1100 m.



Şekil 2.76 Holosen sismik stratigrafik biriminin zaman cinsinden kalınlık haritası.

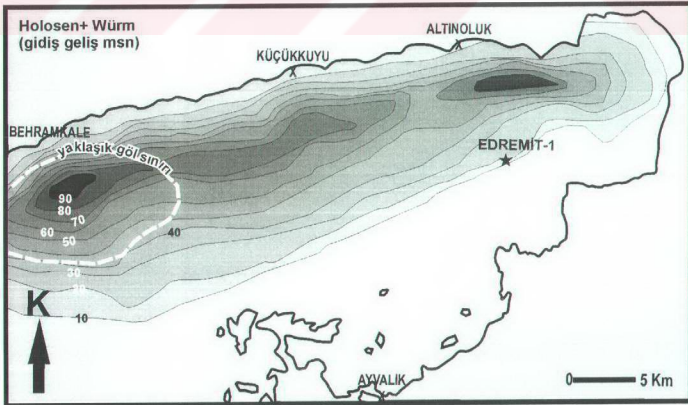


Şekil 2.77 Tektonik düzeltme yapılmış deniz seviyesi değişiminin sığ sismik ünitelerle ilişkisi, eğimli çizgiler kırı çizgisi ve Müsellim Eşiği'nin (bkz Şekil 1.25) gerilme tektoniğine bağlı çökmeye göre zamansal konumunu gösterir (Deniz seviyesi değişimi eğrisi Chappell ve Shackleton, 1986'dan alınmıştır.).

kalınlığında olduğu, Kuzey Anadolu Fayı Sistemi'nin Ege'ye etkisinin ~3.5 milyon yıldan bu yana (Yalıtırak vd., 2000 a ve b) olduğu dikkate alınırsa ortalama 0.3 mm/yıl çökme hızı ortaya çıkmaktadır. Bu durumda Edremit Körfezi batı ucunda Midilli ile Behramkale arasındaki Müsellim eşiğinin (95 m) (Şekil 1.25) 13 bin yıl önce yaklaşık 4-5 m daha yukarıda olduğu ortaya çıkar (Şekil 2.77). Son 300 bin yılı içine alan deniz seviyesi değişimleri (Chappell ve Shackleton, 1986) ve Müsellim Boğazı'nın en derin noktası olan 95 m.lik deniz eşiği dikkate alındığında 13 bin yıldan başlayarak körfeze giren denizin etkisi ile Holosen stratigrafik birimi denizel ortamda çökelmiş olmalıdır.

2.7.1.2. Würm sismik stratigrafik birimi (WSSB)

Würm SSB, Holosen SSB'nin tabanında yer alır. Havza kenarlarında oblik sigmoid delta üniteleri, havzanın orta kesimlerinde kanallar ile geçişli yatay yansımalarla temsil olur (Şekil B.2 ve 2.75). Edremit Körfezi'nde tektonik düzeltme yapılmış Müsellim kanalının maksimum derinliği ile karşılaştırılan deniz seviyesi eğrisine göre WSSB, 13-28 bin yıl arasında deniz seviyesinin 90 m'den aşağıda olduğu dönemde çökelmiştir (Şekil 2.77). WSSB'nin kalınlığı Holosen ile birlikte 90 ms ulaşır (Şekil 2.78) Edremit Körfezi batısında WSSB'nin yaklaşık gerçek kalınlığı Holosen hariç 60 ms (~ 51 m) kadardır. Kalınlık haritasından da görüldüğü gibi (Şekil 2.78) KDD-GBB doğrultulu bir eksenin üzerine denk gelen

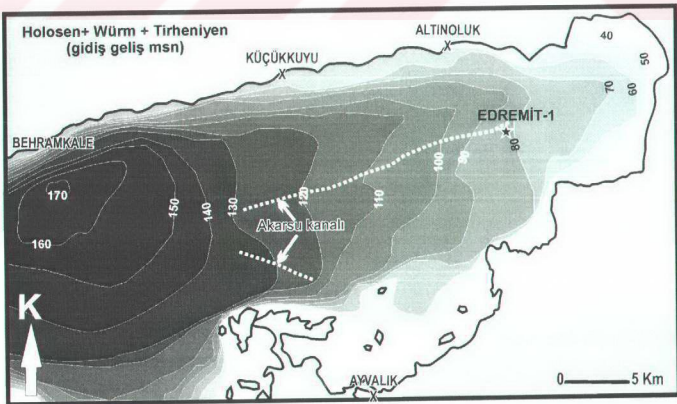


Şekil 2.78 Würm sismik stratigrafik biriminin zaman (ms) cinsinden kalınlık haritası.

kalınlık artışı, karmaşık akarsu çökellerinin bu eksen üzerinde yer alışı (Şekil 2.78), deniz seviyesinin 90 m altına düştüğü dönemin sınırlarını işaret eder (Şekil 2.77). Sismik kesit yorumlarında da görüldüğü gibi (Şekil 2.75) bölgede kuzey ve güneyde alüvyal yelpazeler ve bunların ulaştığı asimetrik tabanlı bir düzlük bulunmaktadır (Şekil 2.78). Birimin en kalın olduğu kesimler ise deltayık birimlerin yanal olarak geçtiği yatay yansımali birimlerin bulunduğu, akarsu enerjisinin düştüğü yatay çökelimin geliştiği olasılıkla göl ortamıyla sınırlı bir alandır. Bu kesim ED-06 nolu kesitin batısında kalan kesitlerde açıklıkla izlenir (Şekil 2.75). Deltayık birimler ED-03 ve 02 nolu kesitlerde kuzey ve güney kesimlerde karmaşık yansımalar ve sigmoid oblik yansımalarla izlenir (Şekil 2.75). WSSB kalınlık haritası, altında ve üstünde bulunan diğer iki biriminkinden farklıdır. Hasanboğuldu Formasyonu dağılımına benzerlik sunar (Bkz. Pliyo-Pleyistosen Sismik Stratigrafik Birimi, Sf. 130-132) . Bu iki birimde karasal ortamda çökelmiş, fay kontrollü bir havzaya ilerleyen alüvyal yelpazelerle, dış kenarlarında gelişen delta ve akarsu çökelleridir. Delta ve akarsu çökelleri batıda yer alan, Würm buzul döneminde var olan bir gölün doğu yakasının sınırına kadar uzanır (Şekil 2.75 ve 2.78).

2.7.1.3. Üst Pleyistosen sismik stratigrafik birimi (ÜPSSB)

Bu birimin kalınlığı diğer iki stratigrafik üniteyle birlikte 170 ms'yi. bulmaktadır. Bu kesimde kalınlık homojen bir dağılım gösterir (Şekil 2.79).



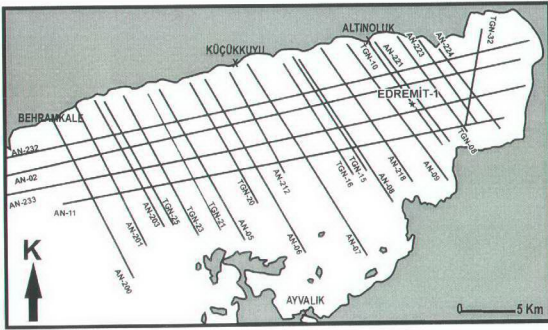
Şekil 2.79 Üst Pleyistosen sismik stratigrafik biriminin zaman (ms) cinsinden kalınlık haritası.

Sismik kesitlerde yatay yansımalarla birlikte ara katkılar olarak bulunan seviyelerde süreksiz karmaşık yansımalar görülür (Şekil B.2 ve 2.75). Güneyde doğrudan temelin üzerine aşmalı olarak ilerleyen kesimleri bulunur. Hasanboğuldu Formasyonu üzerinde dereceli geçişlidir. Kalınlığı havzanın kuzeyine doğru artar ve KDD-GBB yönlü tektonik eksene doğru kalınlaşır (Şekil 2.79). Çökme yaşı deniz seviyesi değişimine göre 28 bin yıl ile 136 bin yıl arasındadır (Şekil 2.77). Bölgede hesapladığımız yaklaşık çökme hızı (0.3 mm/yıl) Müsellim Eşiği'nin (Şekil 1.25) bu dönemde, bugünkü deniz seviyesinden 80-54 m arası derinlikte yer aldığını göstermektedir. Bu durumda bu dönemdeki deniz seviyesi değişimleri dikkate alındığında, yatay düzenli yansımalarla ara katkılı karmaşık yansımalar, sürekli değişen deniz seviyesinin Edremit Körfezi'nin yerleştiği düz alanda etkin olan deniz-lagün-kıyı düzlüğü ortamlarını temsil eden, değişken enerjili bir çökme ortamı işaret eder. Deniz seviyesi değişim eğrisi ve kıyı çökme hızı karşılaştırıldığında, denizel koşulların egemenliğinde olmasına rağmen, kıyı çizgisinde sürekli oynamalar görülür (Şekil 2.75 ve 2.77). Sismik kesitlerde bu nedenle havza kenarlarında karmaşık yansımalarla sigmoidal oblik yansımalar karışık olarak yer alırlar. Orta kesimlerde ise yansımalar daha düzenlidir. ÜPSSB ile P-PSSB benzer kalınlık dağılım düzeni ve paralel sürekli yansımalar iki zaman diliminde de deniz hakimiyetini gösteren bir çökeliyi işaret etmektedir.

2.7.2. Erken Miyosen-Erken Pleyistosen sismik stratigrafik birimleri

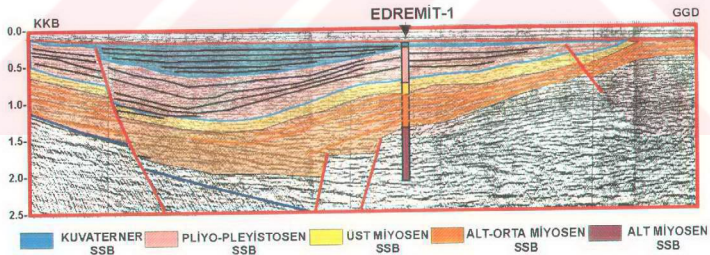
Edremit Körfezi içinde karada görülen birimlerin devamlılığı ile ilgili değerlendirme, TPAO elinde bulunan, iki ayrı dönemde toplanmış çok kanallı sismik verilerin, veri işlemiden geçmiş seçili kesitlerden yeniden yapılan yorumlamalardan oluşur. Toplam kesit sayısı 24 olup, 444 km uzunluğundadır (Şekil 2.80). Kesitlerin AN olarak kodlananları 1978'de N.V. Turkse Shell tarafından toplanmış çok kanallı verinin, TPAO Veri İşleme Merkezi tarafından veri işlemiden geçirilmiş olanları, TGN kodlu olanlar ise Amoco Turkey Petroleum Co. tarafından 1985 te toplanan verinin CGG Veri İşleme Merkezi Teksas/ABD'de veri işlemiden geçirilmiş olanlarıdır. Söz konusu sismik kesitlerin 2.5 sn kadar olan kesimi yeniden yorumlamaya uygun olup, karada gözlenen birimlerle karşılaştırılabilir özellikler gösterir. Bu karşılaştırma ve körfezdeki birimlerin

tanımlanabilmesi için anahtar kesit olarak Edremit-1 kuyusunun olduğu noktadan geçen TGN 10 (Şekil 2.80, 2.81 ve B.3) kullanılmıştır.



Şekil 2.80 Edremit Körfezi'nde yorumlanan derin sismik hatların konum haritası

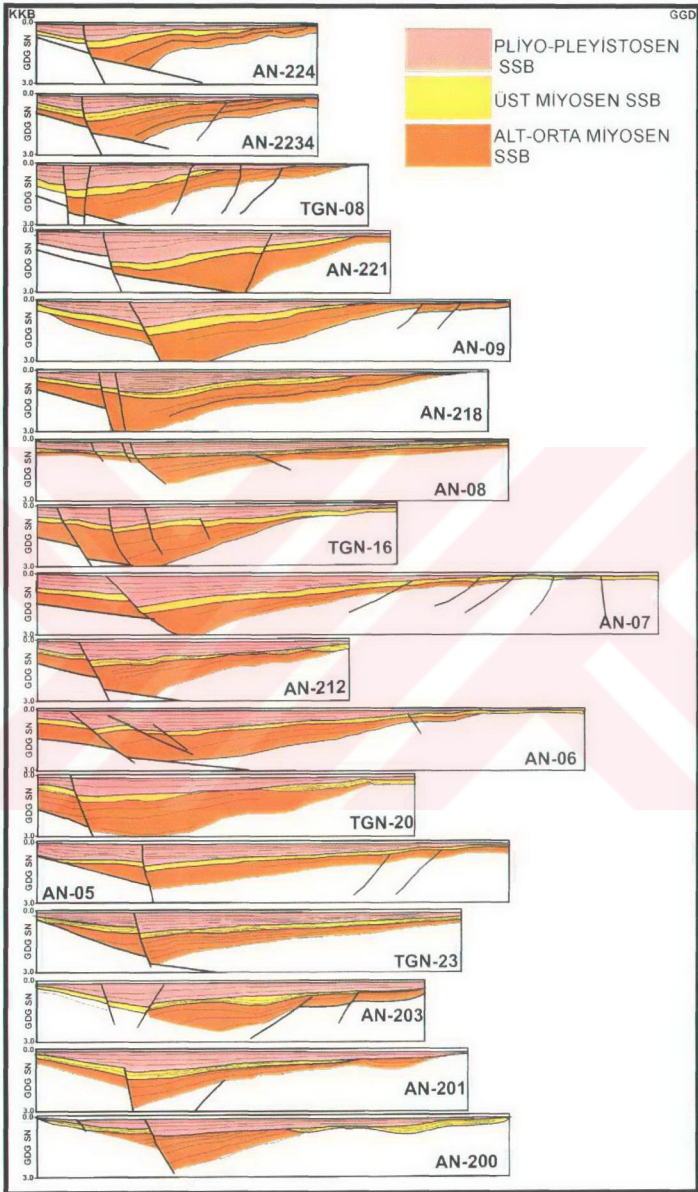
Edremit Körfezi'nde sondajla kesilen beş birim sismik kesitlerde belirgin sürekli yansımalarla izlenebilmektedir. Bu sismik stratigrafik birimler, karada gözlemlenen kıyı çökellerine, Hasanboğuldu, İnönü, Küçükkuşu, Kızılyar ve Kızılkıran formasyonlarına yanal olarak karşılık gelir (Şekil 2.73 ve 2.81).



Şekil 2.81 TGN-10 Sismik kesidi ve Edremit-1 sondajının birleşik yorumu (TPAO Arşiv No: 4129/B).

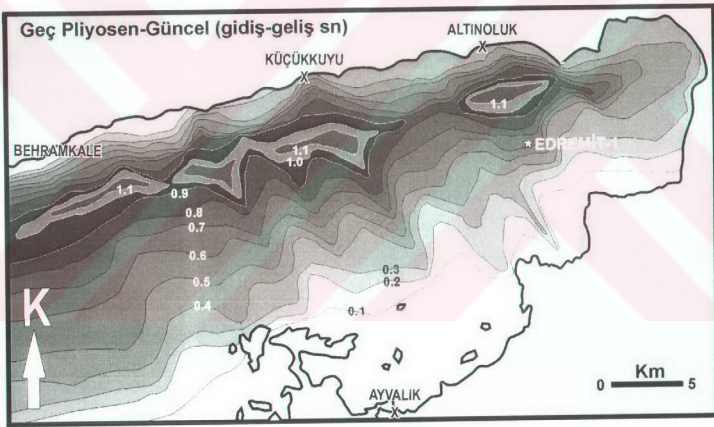
2.7.2.1. Pliyo-Pleyistosen sismik stratigrafik birimi (P-PSSB)

Edremit-1 sondajında 585 m. kalınlığında kesilmiştir (Şekil 2.73). Bu birimin tabanındaki Üst Miyosen Sismik Stratigrafik Birimi'nden (ÜMSSB) çökelme biçimi ve yayılımı, güçlü yansıma veren bir aşınma yüzeyi ile ayrılır. P-PSSB tabanındaki ÜMSSB'ni güneye doğru aşmalı ve açısal uyumsuz olarak örter (Şekil 2.82). Bu yüzeyin üzerinde kalan kesimde deniz tabanından



Şekil 2.82 Edremit Körfezi'nde yorumlanmış derin sismik kesitler .

başlayarak yapılan kalınlık haritasında, istifin en kalın kesimlerinin KDD-GBB ekseninde yer aldığı görülür. İstifin bu kesimde kalınlığı 1.1 sn. kadardır (Şekil 2.83). TPAO tarafından yapılan hız analizi (Beyhan, 1999; 1909 ms.) ile kalınlık haritasından elde edilen değerlere göre kalınlığı yaklaşık 1.1 km ulaşmaktadır. İstifin kalınlık haritasında, kuzey kesimi eğimli bir topoğrafyayı örtmekte birbirini üzerleyen yansımalar vermektedir. Bu kesimlerde yansımalar, karadaki alüvyal yelpaze fasiyeslerin körfezin altında devam ettiğini gösterir. P-PSSB tektonik eksenin güney kesimde ise kuzeye doğru uzanan vadileri doldurarak ilerlemekte ve havzanın merkezini doldurmaktadır. P-PSSB, sondajda çakıl ve kum araldanmasından oluşur. Bloklular birim pekleşmemiş ve kumtaşı arakatlıklar gösterir. Bu farklı özellikteki litolojiler P-PSSB içinde kuvvetli, üste doğru yatay yansımalarla izlenir.



Şekil 2.83 Pliyo-Pleyistosen ve Holosen sismik stratigrafik birimlerin zaman cinsinden (sn) kalınlık haritası.

P-PSSB'nin kalınlığı KDD-GBB ekseninde kuzeye olan eğim havzayı geliştiren tektonik sisteme doğru artar. Faylanmaya bağlı gelişen P-PSSB, Edremit Körfezi'nin fay kontrollü gelişen, yarı graben dolgusudur. Karadaki karşılığı Hasanboğuldu Formasyonu'dur. Bu nedenle ÜMSSB'nin deniz alanındaki yaşı Alt Pliyosen-Üst Pleyistosen başı arasına denk gelmelidir.

2.7.2.2. Üst Miyosen sismik stratigrafik birimi (ÜMSSB)

TGN 10 kesidinde hafif kıvrımlı ve hemen hemen P-PSSB taban yansımalarına paralel bir ikinci yansımayla izlenir (Şekil B.3 ve 2.81). ÜMSSB tabanındaki birimle açısal uyumsuzdur. Edremit-1 kuyusunda 194 m kalınlığında kesilmiştir (Şekil 2.73). ÜMSSB'nin diğer bir özelliği ise tektonik eksenin kuzey ve güneyinde eş kalınlıkta olmasıdır. ÜMSSB 0.2 sn civarında kalınlığa sahiptir. Sondajda kesilen ve karadaki seviyelerde de izlenen kireçtaşları ile aralanmalı kumtaşlarının sismik yansımalarının sabit kalınlık vermesi olması, ÜMSSB'nin Edremit Körfezi'nin iç kesiminde de tektonik aktivitenin az olduğu, düşük enerjili akarsu ve göl rejiminde çökeldiğini göstermektedir. ÜMSSB sismik yansımalarında hafif kıvrımlı olduğu dikkati çekmektedir. Tavanındaki P-PSSB, tabanındaki AOMSSB'nin arasında tektonik olarak farklı bir dönemi temsil eder. Kara alanında ÜMSSB karşılığı çökel karakteri, kalınlığı ve stratigrafik konumuyla İnönü Formasyonu'dur.

2.7.2.3. Alt-Orta Miyosen sismik stratigrafik birimi (AOMSSB)

ÜMSSB'nin alt kesiminde taban dokanağı tektonik eksenin güneyinde izlenemeyen, körfezin güney kıyısına yakın kesimlerde ayırt edilebilen AOMSSB bulunur. Edremit-1 sondajında ve TGN 10 kesitinde izlenebilen AOMSSB'nin en kalın kesiminin ana tektonik eksenle çıktığı görülür (Şekil 2.73 ve 2.82). AOMSSB yapılan sondajda 553 m kalınlığında kesilmiştir. Tektonik eksene doğru kalınlığı 1.5 sn'den fazladır. AOMSSB'nde litolojilerinin yaklaşık hızı (Beyhan, 1999; 2680 ms), bu kesimlerde 2000 m civarında bir çökel kalınlığı olacağını göstermektedir. AOMSSB düşük eğimli bir normal fayın önünde oluşan topoğrafyanın gerilmeye bağlı eğimlendiği ve çukurlaştığı kesimin üzerinde gelişmiştir. Taban dokanağı, en kalın olduğu kesimde izlenememektedir. Düşük eğimli fayın taban bloğunu oluşturan AOMSSB körfezin kuzeyinde güneye doğru eğimlidir. Körfezin güneyinde ise kuzeye doğru eğimli ana faya doğru kalınlığı artan kamalar şeklindedir. Sismik kesitlerde havzanın güney kesiminde 0.4 sn civarında kalınlığa kadar düşer. Sismik kesitlerin dışında kalan Ayvalık adaları civarında olan sığ alanlarda bulunan adalarda aşınmış halde bulunan AOMSSB'nin eşleniği birimlerin tabanındaki Kızılkıran Formasyonu eşleniği volkanitler yüzeylenir (Akyürek, 1989). Bu adaların içinde Tavşan adası kuzey cephesinde

Küçükuyu Formasyonu tabanındaki konglomeratik kumtaşları benzeri birimler, Kızılkıran Formasyonu uyumlu olarak yer alır (Akyürek, 1989). Bu çalışmada AOMSSB Küçükuyu ve Kızılyar Formasyonu'nun yanıl devamı ve eşleniği olarak yorumlanmıştır. AOMSSB, karada yanıl eşleniği sayılan Küçükuyu Formasyonu ile Edremit-1 kuyusunda farklı litolojik özellikler gösterir. Bu, Küçükuyu Formasyonu'nun havzanın içinde farklı fasiyeslerinin olmasından kaynaklanır. Örneğin, kara alanında Küçükuyu Formasyonu içinde Çakılıtepe ve Narlı konglomera üyeleri gibi kuyu kesidindeki özellikleri gösteren birimler ara katkı olarak bulunurlar. Olasılıkla Edremit-1 kuyusunda kesilen, AOMSSB karşılık gelen çakıltaşı-kumtaşı istifi erken Miyosen'de havzanın güney kenarındaki kaba taneli birimleri temsil etmektedir. Günümüzde de Edremit Körfezi'nin sahillerinde bulunan bloklı çakıllı alüvyal yelpazelerin oluşturduğu deltalar ile havzanın orta kesiminde gözlenen ince taneli birimlerin aynı havzanın parçası olmalarına benzer bir durum söz konusudur.

2.7.2.4. Alt Miyosen sismik stratigrafik birimi (AMSSB)

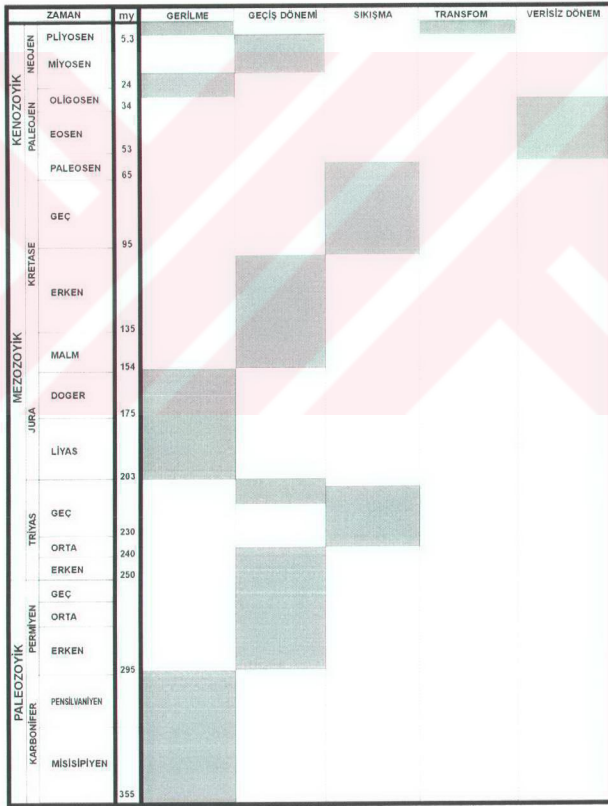
Alt Miyosen Sismik Stratigrafik Birimi, Edremit 1 kuyusunda 874 metreden fazla kalınlıktadır. Sismik kesitlerin sadece güney kesimlerinde AOMSSB'nin altında düzensiz refleksiyonlarla temsil olur (Şekil 2.73 ve 2.81). Sismik kesitlerde tabanı izlenememektedir. Sismik kesitlerin kuzey kesimlerinde güneye eğimli, düşük açılı bir normal fayın tavan bloğu üzerinde yer almaktadır.

3. EDREMIT KÖRFEZİ VE KUZEYİNİN YAPISAL ÖZELLİKLERİ

Çalışma sahasında bulunan yapıların deformasyon tarihçesinin ortaya çıkarılması ve yapı stillerinin birbirinden gençten yaşlıya doğru ayrılabilmesi gerekir. Çalışma sahasında gerilme, çarpışma ve doğrultu atımlı tektoniğe bağlı gelişen yapılar birbirini izlemektedir. Üzerinde çalışılan stratigrafik birimler, bu birimlerin oluşumu ve sonrası yapılar, deformasyon tarihçesi için yeterli veriyi sunar. Arazide ayırt edilen birimlere göre Pliyo-Kuvaterner, geç Miyosen, Oligo-Miyosen, geç Kretase, geç Triyas-Jura, Triyas ve Permo-Karbonifer olmak üzere altı ayrı tektonik ana tektonik dönem ve dört geçiş dönemi bulunmaktadır (Şekil 3.1).

Çalışma sahasında bulunan en genç yapılar, Hasanboğuldu, İnönü, Büyükçetmi, Küçükkuyu ve Kızılyar formasyonlarını kesen ve Edremit Körfezi'ni oluşturan yapılardır. Hasanboğuldu Formasyonu'nun kara ve deniz alanında çökelişini etkileyen ve daha yaşlı formasyonları kesen yapılar, Pliyo-Kuvaterner döneminde gelişmiştir. Bölgede orta-geç Miyosen dönemi, Büyükçetmi ve İnönü formasyonları çökelişini esnasında oluşmuş yapılarla temsil olur. Bu formasyonların çökelişini izleyen deformasyon, düşük genlikli bir kıvrımlanmadır. Kızılkıran, Kızılyar ve Küçükkuyu formasyonlarının çökelişini ile eş yaşlı olan yapılar, Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı ile ilişkilidir. Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı'nın ortaya çıktığı dönemin bölgede Oligo-Miyosen magmatizması ve Kazdağ Çekirdek Kompleksi'nin oluşumu ile ilişkili olduğu bilinmektedir (Okay ve Satır, 2000). Bu dönemin yapıları, Kızılkıran, Kızılyar ve Küçükkuyu formasyonları'nı etkileyen çökelişle eş yaşlı yapılardır. Bu yapılar geç Oligosen-erken Miyosen arası aktif dönemini temsil eder. Bölgede sınırlı veri ile bilinen Mezozoyik olayları Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı ve Çamlık, Çakaltepe, Sakarkaya, Bayırköy ve Bilecik formasyonlarının geçirdiği deformasyonla temsil edilir. Çalışma sahasında birbiriyle ilişkileri arazide gözlenmeyen Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı ve geç Triyas-erken Kretase ünitelerinin etkileyen kuvvetlerin yönleri, geç Kretase ve sonrası deformasyon hakkında bilgi vermektedir. Geç Triyas-Jura birimlerinin sedimanter

gelişmesi, buna koşut yapılar ve stratigrafik özellikleri sınırlı olsa da çökdükleri dönemin tektoniğini yansıtır. Çalışma sahasında Triyas olayları, Karakaya ünitelerinin yeşil şist fasiyesinde metamorfizması (Okay vd., 2002) ve geçirdiği deformasyonlar ile Kazdağ Grubu'nun amfibolit-granülit fasiyesinde metamorfik birimlerinin içinde Oligo-Miyosen ve geç Kretase deformasyonlarının ayıklanmasıyla elde edilen yapılarla temsil edilir. Permo-Karbonifer olayları çalışma sahasında farklı tektono-sedimanter ünitelerin ortamları ile temsil edilir. Triyas olaylarının gölgelediği Permo-Karbonifer evrimi ancak bölgedeki birimlerin litolojik karakteri ve gelişimi ile ilgili sınırlı bilgi verir.



Şekil 3.1 Çalışma sahasında yapısal olayların zaman içindeki dağılımı.

3.1. Pliyo-Kuvaterner Dönemi Yapıları

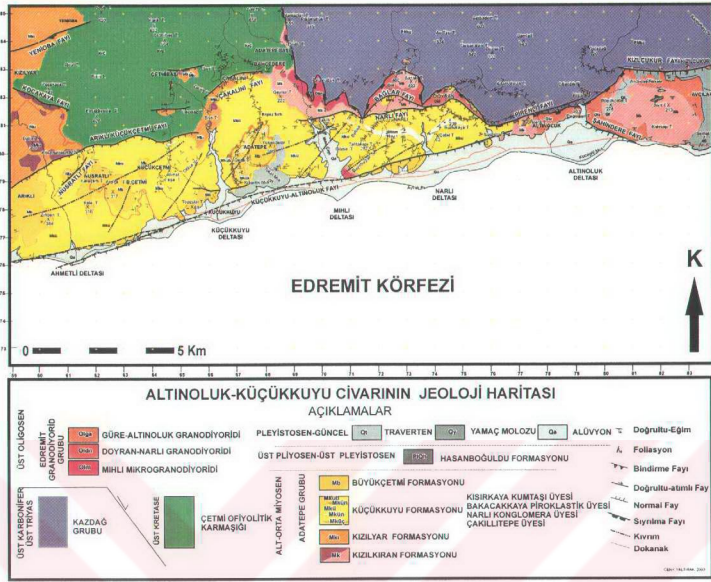
Çalışma sahasında Pliyo-Kuvaterner yapıları, kara ve deniz alanlarında gözlenmektedir. Kara alanlarında bulunan yapılar, Pliyo-Kuvaterner öncesi birimlerde gözlenen deformasyonlar ve Pliyo-Kuvaterner döneminde çökelen birimlerin karakteri ile tanımlanır. Deniz alanlarındaki yapılar ise sismik kesitlerde görülen faylar, bunların çökelişle olan ilişkisiyle tanımlanır.

3.1.1. Kara Alanı

Çalışma sahası kara alanlarında Pliyo-Kuvaterner dönemi öncesinde çökelmiş ve Pliyo-Kuvaterner dönemine ait deformasyonları içeren birimler, batıda Kızılkıran, Kızılyar, Küçükkuyu ve Büyükçetmi formasyonları, doğuda İnönü Formasyonu'dur. Pliyo-Kuvaterner dönemi ise Edremit Körfezi kuzeyinde Altınoluk- Zeytinli arasında Kazdağ'ı tarafından sınırlanan Hasanboğuldu Formasyonu'nun çökelişle ilişkisiyle tanımlanır.

3.1.1.1. Faylar

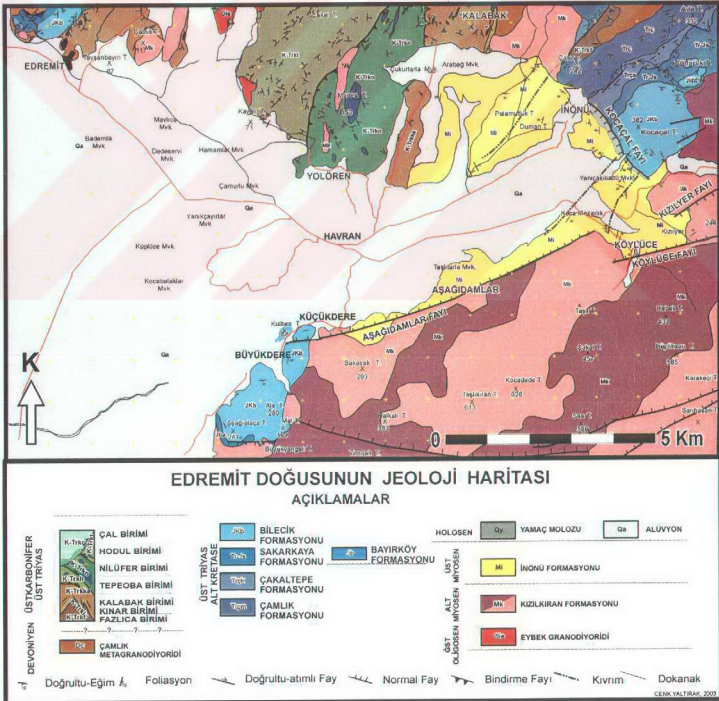
Çalışma alanının batısında gözlenen en yaygın yapı normal faylardır. Bu faylar, arazide bir kaç metre atımlı olarak formasyon içinde gözlenebildiği gibi kilometreler boyutunda onlarca metre atımlı olarak saha ölçeğinde de gözlenir. Saha ölçeğinde gözlenenler, batıda Kazdağ Grubu ve Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı ile Oligo-Miyosen yaşlı birimlerin dokanağını oluştururlar. Bu fayların eğim açıları 45-85 derece arasında değişmekte, 70-78° ve 115-138° doğrultusunda bulunmaktadır. Bu faylar içinde Oligo-Miyosen birimlerinin arasında tektonik dokanıklar oluşturanlar da bulunmaktadır (Şekil 3.2). Arıklı-Küçükçetmi Fayı, Arıklı ile Küçük Çetmi köylerinin kuzeyinde, Küçükkuyu ve Büyükçetmi formasyonları ile Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı ve Kızılyar Formasyonu arasında bulunur, 70/46GD doğrultuludur. Uzunluğu çalışma sahasında 7 km.dir. Küçükkuyu Formasyonu'nun tabanında bulunan Kızılyar Formasyonu ile tavanında bulunan Büyükçetmi Formasyonu'nu yanyana getirdiğinden düşey atımı Küçükkuyu Formasyonu'nun kalınlığına yakındır (Şekil 3.2). Kocakaya Fayı, 107/78GB doğrultulu bir normal faydır. Yenioba köyü'nden batıya uzanan Yenioba Fayı K70D doğrultulu, sağ yanal atımlıdır (Şekil 3.2). Tepeleri ve dere yataklarını



Şekil 3.2 Altınoluk-Küçükkuşu arasının jeoloji haritası.

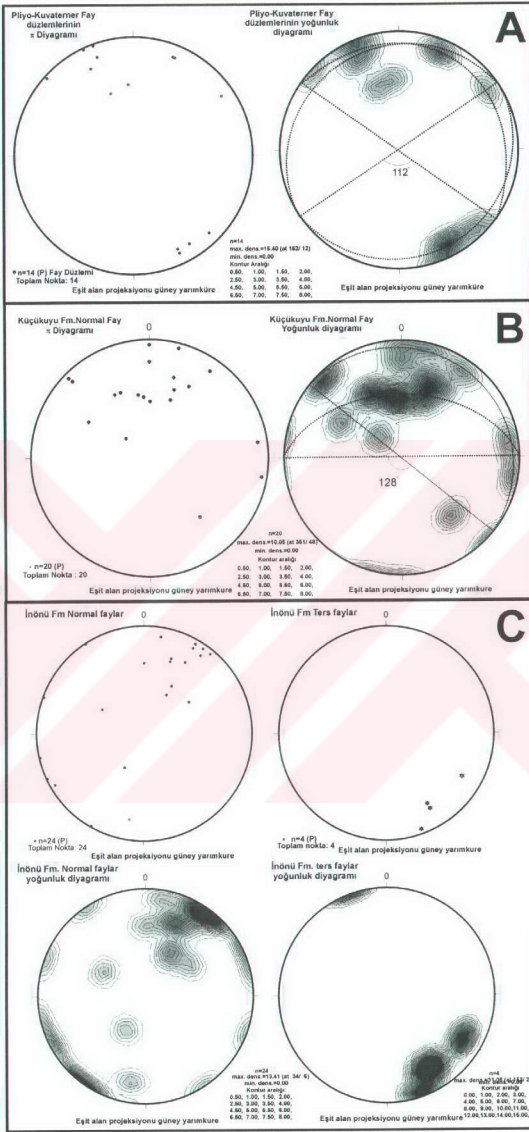
öteleyen bu fayın atımı 120 m civarındadır. Çakalini Fayı, Çakalini ve Bahçedere köylerinin içinden geçer. 86/50GD doğrultuludur. 2 km kadar bir uzunluğa sahiptir (Şekil 3.2). Çakalini Fayı'nın tavan ve taban bloğunda yer alan Kızılyar Formasyonu'nun taban dokanakları arasında 250 m civarında bir yükseklik farkı bulunmaktadır bundan dolayı atımı da 250 m civarındadır. Nusratlı Fayı, Nusratlı köyünün kuzeyinde yer alan diğer bir normal faydır (Şekil 3.2). 46/80KB doğrultu ve eğimine sahiptir. Büyük Çetmi Formasyonu'nun taban dokanağı 15 m kadar düşey atılmıştır. Narlı Fayı, Narlı köyünde Kazdağ'a çıkan sırtlarda Kızıkıran Formasyonu ve Doyran-Narlı Granodiyoridi arasında dike eğimli olarak yer alır. 90/88G doğrultulu olan bu normal fay, Doyran doğusunda 132/87GB doğrultusunda diğer bir fayla birleşir. Küçükkuşu Formasyonu'nun tabanında bulunan Kızılyar formasyonu 500 m den fazla düşey olarak atılmıştır. Narlı Fayı'nın kuzeyinde bu faya paralel 1.5 km uzunluğunda eğimi 48° olan Bağlar Fayı, Narlı Fayı tarafından kesilmiştir (Şekil 3.2). Altınoluk civarında Kazdağ Grubu ile Küçükkuşu Formasyonu'nun sınırı Pirenli Fayı tarafından oluşturulur. Dike yakın eğimli K75D doğrultulu olan bu fay, Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı'nı keser. Batıya

yer alan Kızılçukur Mahallesinden geçen Kızılçukur Fayı'dır. Kızılçukur Fayı'nın önünde Hasanboğuldu Formasyonu'nun alüvyal yelpaze çökelleri, tavan bloğu üzerinde de travertenler bulunur. Yer yer bu travertenler Hasanboğuldu Formasyonu ile ara katkılıdır. Kızılçukur Fayı, Andıktaş Kayası mevkiinden Güre'nin kuzeyine kadar devam eder (Şekil 3.3) Doğrultusu ve eğimi 70-85/77GD'dur. Çalışma sahasının doğu kesiminde geç Miyosen yaşlı birimleri kesen büyük ölçekli yapılardan biri Kocaçal fayıdır (Şekil 3.4). 146/78GB doğrultuludur. Jura yaşlı kireçtaşları ile Miyosen yaşlı birimlerin arasındadır ve bu fayın önünde Kuvaterner yaşlı yamaç molozları gelişmiştir (Şekil 2.72). Edremit Ovası'nın doğusunda bulunan diğer bir fay grubu; 65/80KB doğrultulu Aşağıdamlar Fayı, 65/76KB doğrultulu Köylüce Fayı ve 58/77GD doğrultulu Kızılyar Fayı'dır (Şekil 3.4). Bu üç fayda İnönü Formasyonu ile Kızılyar Formasyonu arasındadır. Kızılyar Formasyonu ile İnönü Formasyonu arasındaki faylı kesimlerde İnönü Formasyonu



ince taneli birimlerden oluşmakta ve tabakalar bu kesimlerde eğimlenmiş olarak gözlenmektedir. Bu fayların düşey atımları birkaç on metreyi geçmez ve uç noktalarına doğru atımları azalır.

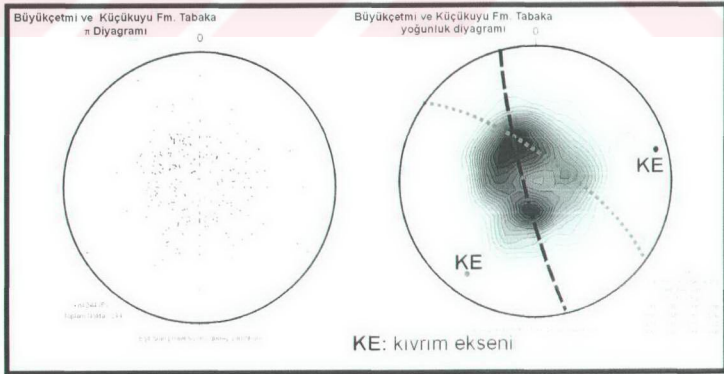
Çalışma bölgesinde saha ölçeğinde tanımlanan iki normal fay sistemi bulunmaktadır (Şekil 3.2, 3.3 ve 3.4). Yapılan yoğunluk diyagramında sahada ölçülen fay düzlemlerine göre iki normal fay sistemi birbiriyle 112 derecelik açı yapmaktadır (Şekil 3.5A). Bu fayların fay düzlemleri gevşek birimlerde olduğundan kayma çizikleri gözlemlenememiştir. Bu nedenle atım bileşenleri hakkında bir bilgi sadece küçük ölçekli fayların dağılımı ile gerilme vektörleri arasındaki ilişkiyle kurulabilir. Çalışma sahasında bulunan büyük ölçekli faylar dışında bir çok küçük ölçekli fay gözlemlenmiştir. Bu fayların dağılımı çalışma sahasında gözlenen ana fay dağılımı ile uyum gösterir. Bu fayların, batıda Küçükkuyu Formasyonu içinde doğrultuları arasında ortalama 128 derecelik bir açı olduğu saptanmıştır (Şekil 3.5B). Bu da çalışma sahasında bulunan DKD-BGB doğrultulu faylar ile KKB-GGD doğrultulu sisteme uyumlu bir doğrultudur. Çalışma sahasının doğu kesiminde ise İnönü Formasyonu içinde gözlenen normal faylar batıda gözlenen KKB-GDD doğrultusuna uymaktadır (Şekil 3.5C). Bu bölgede normal fayların doğrultusunda batıya oranla daha belirgin olarak saat yönünde 15 derecelik bir rotasyon görülmektedir. Sahada KD-GB doğrultulu küçük ölçekli ters faylar da bulunmaktadır (Şekil 3.5C). Bu küçük ölçekli ters fayların en iyi gözlemlendiği yer İnönü Barajı'na giden yol üzerinde açılan yol yarmalarıdır. Ters faylar ve normal faylar İnönü Formasyonu'nun çökelişi sonrasında gelişmiştir. Küçük ölçekli normal faylar, baraj yolu üzerinde üzerlerini örten genç alüvyal yelpazeleri denetlemiş olarak görülür. Söz konusu ters faylar normal faylara yaklaşık 90 derece açılıdır (Şekil 3.5C). Bu da sahada sadece KD-GB yönlü bir gerilme sistemi dışında buna dik bir sıkışmayı göstermektedir. Çalışma sahasında görünen genel paternler ışığında, farklı boyutlarda bulunan, aynı dönemde gelişmiş, normal bileşenli KDD-GBB faylar ile KKB-GDD faylar birbirine uyumlu bir sistemi gerekli kılar. Bu sistemin oluşabilmesi için gerilme vektörlerinin yanında, saatin ters yönünde bir rotasyon gereklidir. Böylece bölgede KD-GB ve K-G yönlü bir gerilme mümkün olur. Pliyo-Kuvaterner dönemi yapıların oluşması ve kuzey-güney gerilmenin kaynağı sağ yanal oblik bir rotasyondur.



Şekil 3.5 A: Pliyo-Kuvaterner yaşlı büyük ölçekteki normal fay düzlemlerinin dağılımı, B: Küçükkuşu Formasyonu içindeki küçük ölçekli fayların dağılımı, C: İnönü Formasyonu'nda ölçülen küçük ölçekli fayların dağılımı.

3.1.1.2. Kıvrımlar

Çalışma sahasında görülen kıvrımlar açık kıvrım olarak nitelendirilebilecek büyük ölçekli kıvrımlardır. Bu kıvrımlar çalışma sahasında geniş genliklidirler. Çalışma sahasında ancak tabaka doğrultu ve eğimlerinin fay denetimi olmadan değişmediği kesimlerde izlenebilirler. Çalışma sahasındaki yarmalarda tabaka eğimlerinde görülen değişimle izlenen bu açık kıvrımların küçük ölçekli faylar tarafından kesildiği gözlenir. Çalışma sahasında ölçülen tabaka doğru eğimlerine göre çizilebilen iki ana kıvrım eksenli vardır. Bunlar, DKD-BGB ve KD-GB yönlüdür (Şekil 3.2 ve 3.4). DKD-BGB yönlü kıvrımlar, KD-GB yönlü kıvrımları bozan ve daha sonra gelişmiş yapılarıdır. DKD-BGB yönlü kıvrımlar Pliyo-Kuvaterner döneminde oluşan deformasyonun yarattığı normal faylara (Şekil 3.5A ve B) benzer bir yön gösterir. Bu kıvrımlar normal fayların doğrultusuna 14-15 derece açılı eksenler verirler. (Şekil 3.5C ve 3.6). Bu nedenle bu kıvrımlar normal faylanmanın yarattığı zayıf oblik harekete bağlı gelişmiş büyük genlikli yapılar olarak yorumlanabilir. KB-GD kıvrımlar ise oblik gerilmeli dönem öncesine aittir. Edremit Körfezi'nin kuzey cephesinde yapılan sayısal topoğrafya haritalarında DKD-BGB fayların hiç bir akarsu yatağını ötelemediği saptanmıştır. Normal karakterli fayların topoğrafyada izi de keskin olarak belirgindir. Bu nedenle Büyükçetmi ve Küçükkuşu formasyonlarında gözlenen KD-GB eksenli kıvrımları



Şekil 3.6 Küçükkuşu ve Büyükçetmi formasyonlarından ölçülen tabakaların doğrultu ve eğimlerinden yapı II ve yoğunluk diyagramları ile bulunan kıvrım eksenleri.

yaratacak KB-GD yönlü sıkışma kuvvetine sebep olabilecek D-B doğrultulu bir doğrultu atımlı fay veya aynı yönde bir sıkışma Pliyo-Kuvaterner sistemi öncesidir.

3.1.2. Deniz alanı

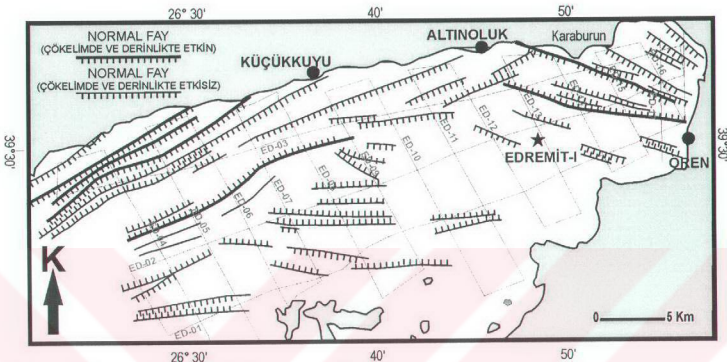
Bu çalışmada Edremit Körfezi içinde bulunan yapılar sığ ve orta derin sismik kesitlerle haritalanmıştır. Bu kesitlerde bulunan fay paternleri çalışma esnasında iki ayrı grup olarak değerlendirilecektir. Orta derin ve sığ sismik kesitler nüfuz ettikleri derinliklere göre yapıları gösterirken farklı özellikler gösterir. Bu çalışmada kullanılan sığ sismik kesitler 0.3 sn ye kadar, orta derin kesitler ise 3 sn nüfuz etmektedir. Bu nedenle çok küçük atımları olan ve daha yaygın olarak gözlenen sığ yapılar, deformasyonun yüzeydeki etkisini gösteren ikincil fayları ve ana fayları, orta derin kesitler ise havzayı denetleyen ana fayları göstermektedir. Bu faylar yüzeye doğru bazen saçılmakta veya burulmaktadır. Edremit körfezinde iki grup verinin bulunması, karada büyük ölçekli faylar ile küçük ölçekli faylar arasındaki ilişkiyi kurmamızı sağlayan metodu deniz alanında da uygulamamızı sağlar.

3.1.2.1. Sığ yapılar

Edremit Körfezi içinde yapılan sığ sismik kesitler teker teker yorumlanmış ve faylar, kestikleri çökel karakterine, oluşturdıkları yapılara ve çökel kalınlık haritalarına göre sınıflanmıştır. Sığ sismik kesitlerde iki grup fay bulunur. Bunlar çökel kalınlığına etkiyen doğrultusu ve atımı sismik kesitlerde sürekli olan ana yapılar, ikincisi ana faylarla ilişkili, çökeli kesen fakat kalınlığı etkilemeyen ikincil yapılardır (Şekil 2.75 ve 3.7).

Sığ sismik kesitlerde üç yönde faylar yoğunlaşır. Birinci grup saat yönünde 60-65° doğrultuludur (Şekil 3.7). Bunların bir kısmı havzanın kuzey kenarında aktif faylardır. İkinci grup faylar saat yönünde 130-135° doğrultulu olup bunlar körfezin doğu kesiminde yer alırlar (Şekil 3.7). Bunların ikisi körfezin içinde çökeli kontrol eder (Şekil 3.7'yi Şekil 2.76, 2.78 ve 2.79 ile karşılaştırın). Diğer bir grup fay ise sadece arada deformasyonu transfer eden faylar olup, bu iki grubun arasında körfezin orta kesimlerinde yer alır ve D-B doğrultuludur. Körfezin açılmasını kontrol eden kuzey sahil fayları, basamak faylarıdır, bu faylar Edremit Ovası'na

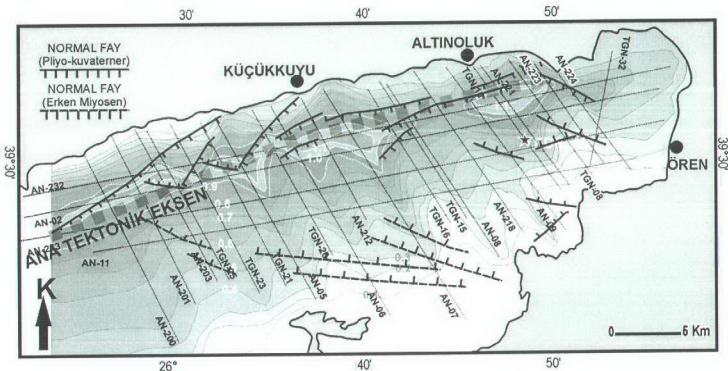
nufuz etmez. Denizdeki faylar, körfez kuzeyinde bulunan faylarla uyumlu doğrultudur (Şekil 3.2 ve 3.7). Körfezin doğusunda yer alan KB-GD faylarda kara alanlarında benzer doğrultulu diğer fay takımına karşılık gelir. D-B yönlü yapılar ise bu iki fay takımını oluşturan saatin tersi rotasyonun yarattığı kuzey-güney gerilmeyi karşılayan deformasyonun ürünüdür.



Şekil 3.7 Edremit Körfezi'nin sığ yapı haritası.

3.1.2.2. Orta derin yapılar

Çalışma sahasında orta derin yapılar üç doğrultuda bulunur. Bunların çökeli mi etkiyecek kadar aktif olanları yaklaşık KD-GB ve KB-GD doğrultudadırlar (Şekil 3.8). KD-GB yapıların güneyine doğru, çökel kalınlığının maksimum oldu ğu ana tektonik esken, sı ğ sismik kesitlerde haritalanan K65B yönlü faylara paraleldir (Şekil 3.7 ve 3.8). Bu eksenin güneyinde Pliyo-Kuvaterner

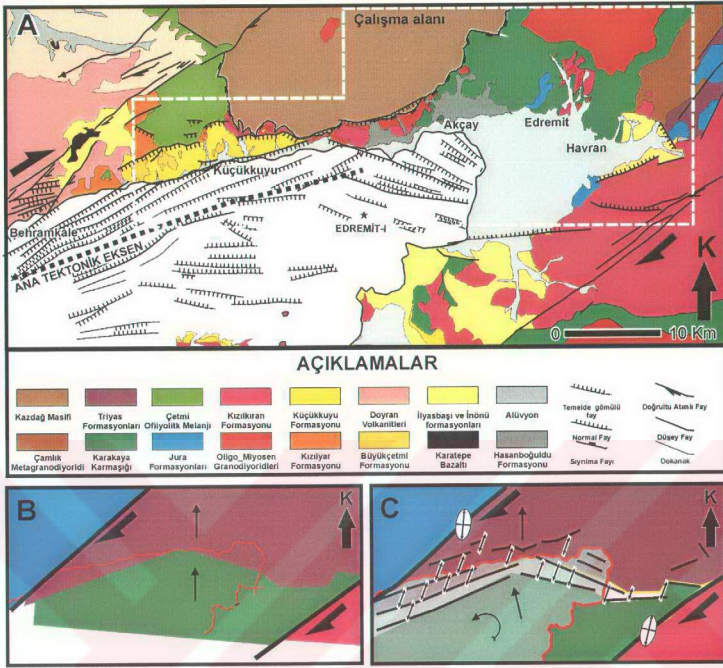


Şekil 3.8 Edremit Körfezi'nin orta derin sismiklerden yapılmış yapı haritası.

birimleri tarafından örtülü bulunan yaklaşık batıda KBB-GDD, doğuya doğru D-B doğrultulu gömülü faylar bulunmaktadır (Şekil 2.82). Sığ sismik kesitlerde çok fazla atım yapmayan D-B doğrultulu normal faylar, bu fayların bulunduğu kesimlerde yer almakla birlikte aynı yerde değildir (Şekil 3.7 ve 3.8). Bunun nedeni körfezin rotasyonel açılması esnasında K-G gerilmenin etkisi ile temelde gerçekleşen deformasyonun yüzeyde yarattığı düşük aktivasyonlar veya oturmalarıdır. Edremit Körfezi'nde bu fay takımları Hasanboğuldu Formasyonu'nun körfez içindeki çökelişi denetlemektedirler (Şekil 2.82).

3.1.3. Pliyo-Kuvaterner döneminde Edremit Körfezi'nin açılma mekanizması

Edremit Körfezi'nde gözlenen Pliyo-Kuvaterner dönemine ait yapılar üç ana doğrultudur. Bunlardan en etkini, Edremit Körfezi'nin açılmasına neden olan, kıyı çizgisine paralel, kıyından 3-5 km arası mesafede olan BGB-DKD doğrultulu ana tektonik eksen ve bu eksene paralel faylardır. İkinci etkin grup faylar ise çalışma sahasında BGB-DKD doğrultulu faylara yaklaşık 120 derece açıyla konumlanmış KB-GD doğrultulu rotasyonu transfer eden faylardır. Bunların dışında seyrek ve süreksiz olarak gözlenen D-B doğrultulu düşük atımlı faylar diğer bir fay takımıdır. Edremit Körfezi'nin açılmasına neden olan bu üç fay takımının arazi ve deniz dağılımı birbirine uyumlu bir düzen sunar (Şekil 3.9A). Bu üç fay takımının birden çalışabileceği bir yapısal model aynı zamanda Edremit Körfezi'nde bulunan ana ekseninde KBB-GDD doğrultusunda bir gerilmeyi karşılaması beklenir. Bu durumu yaratacak etki, saatin ters yönünde Edremit körfezi'nin üzerinde bulunduğu bloğun rotasyonudur. Çalışma sahasının dışında kalan Kuzey Anadolu Fayı Sistemi'nin Biga Yarımadası'nda orta kolu olan Behramkale-Bandırma fay zone ile yine çalışma sahasının doğusunda çalışma sahası dışında kalan Kuzey Anadolu Fayı Sistemi'nin güney kolu olarak bulunan Gönen-Edremit fay zone (Yaltrak, 2002) Edremit Körfezi'nin içinde bulunduğu bloğu kuşatır (Şekil 1.5). Söz konusu iki ana fay zonunun sağ yanal hareketi ile körfez bloğundaki fay takımları uyumlu olarak çalışmaktadır (Şekil 3.9B ve C). Şekil 3.9B'de körfezi oluşturan ana faylara göre sınırlanmış bloklar sağ yanal hareket ile saatin ters yönünde rotasyona uğradığında jeoloji haritasında bulunan fayları karakterine uygun gerilmeler oluşmaktadır (Şekil 3.9C)

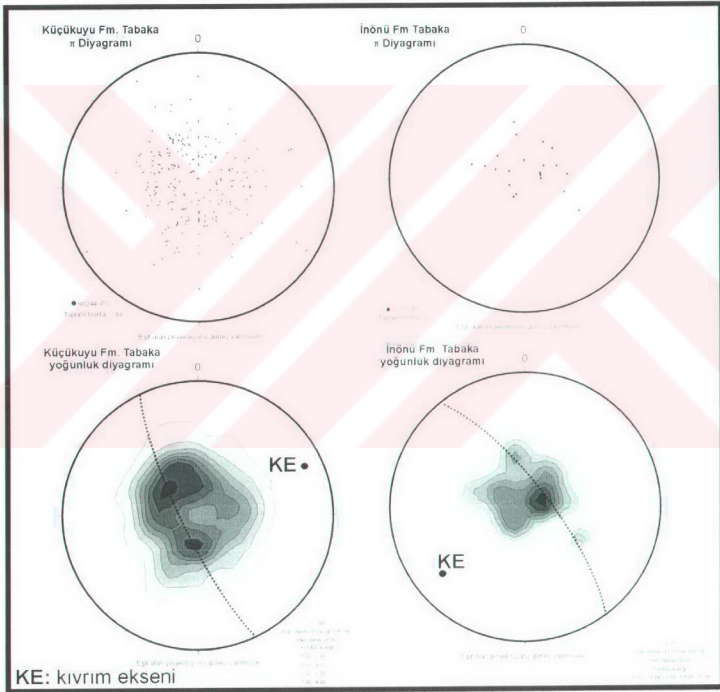


Şekil 3.9 A: Edremit Körfezi'nin jeoloji haritası (Çalışma sahası yakın çevresi Krushensky vd, 1980; Okay vd 1991; Genç, 1998, Altunkaynak, 1996; Karacık, 1995'ten uyarlanmış, uydu görüntüleri ile ana faylar haritalanmıştır. B: Edremit Körfezi'nin açılmasından önce blokların ilksel konumunu gösterir model. C: Edremit Körfezi'nin sağ yanal rotasyon sonrası oluşan faylar ile arazideki fayların konumlarını gösterir model. İki yönlü siyah oklar gerilme yönlerini, tek yönlü oklar rotasyonu göstermektedir.

3.2. Orta-Geç Miyosen Dönemi Kıvrım ve Fayları

Çalışma sahasında erken Orta-Geç Miyosen dönemi deformasyonunu muhtemelen temsil eden iki formasyon bulunur. Bunlar, Büyükçetmi ve İnönü formasyonlarıdır. Göl ve akarsu ortamında çökelen bu birimlerin kalınlığı 200 m civarındadır. Çökeldikleri zaman aralığının 7 milyon yıllık bir süreci kapsadığı dikkate alınırса oldukça yavaş bir çökme hızı vardır. Bu birimlerinin denizde stratigrafik karşılığı olan birimlerin çökel kalınlığının sismik kesitlerde sabit olması

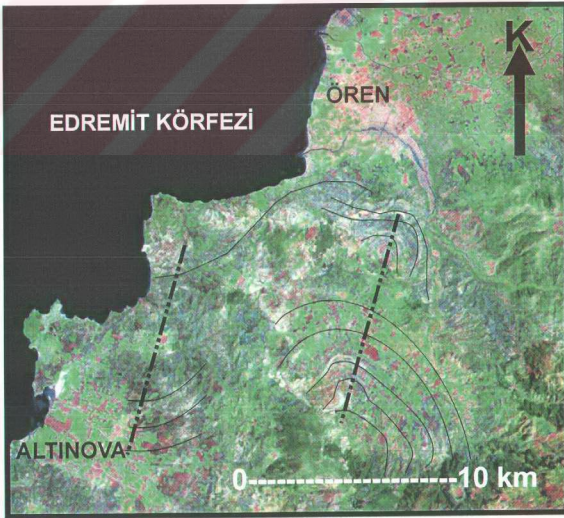
yanında tabanındaki ve tavanındaki birimlerle ilişkisinin açısız uyumsuzluk olması üzerinde durulması gereken noktadır. Tabanındaki AOMSSB'ni uyumsuz örten ÜMSSB, aynı zamanda AOMSSB'ni etkileyen fayları da örter. ÜMSSB'nin bu gerilmeli sistemin üzerinde taban uyumsuzluğu ile birlikte yer yer kıvrımlı olduğu görölür (Şekil 2.82). Çalışma sahasında Büyükçetmi, İnönü ve Küçükkuşu formasyonlarını etkileyen KD-GB doğrultulu kıvrımlar, sahada yapılan ölçümlerden elde edilen tabaka doğrultu ve eğimlerden üretilen II ve yoğunluk diyagramlarında da görmekteyiz (Şekil 3.10). Kıvrım kanat açıları 140° dir. Geniş kıvrım sınıflamasına girerler.



Şekil 3.10 Küçükkuşu ve İnönü formasyonlarından ölçülen tabakaların doğrultu ve eğimlerinden yapıllı II ve yoğunluk diyagramları ile bulunan kıvrım eksenleri.

Bu kıvrımlanma dönemi çalışma sahasında İnönü Formasyonu'nun çekelmesini izleyen dönemde gelişmiştir. Bu dönemin ardından bu kıvrımlı serinin

üzerinde uyumsuz olarak Hasanboğuldu Formasyonu gelişmiştir. Hasanboğuldu Formasyonu'nun oluşumunda rol alan tüm faylar İnönü Formasyonu'nu keser. İnönü formasyonu içinde saptanan ters faylar (Şekil 3.5C) söz konusu gerilmeli dönem öncesinde bölgenin KB-GD doğrultulu bir sıkışma kuvveti etkisinde kaldığını gösterir. Bölgede Küçükuyu ve İnönü Formasyonu içinde görülen KB-GD doğrultulu normal faylar ile KD-GB doğrultulu kıvrımlar ve KKD-GGB doğrultulu ters faylar bir arada düşünüldüğünde D-B doğrultulu sağ yanal bir makaslamanın etkisiyle oluştukları düşünülebilir. Edremit Körfezi'nin güneydoğu kıyısında çalışma sahasının dışında kalan alanda İnönü Formasyonu'nun uydu görüntülerinden geniş ve açık kıvrımları görülebilmektedir (Şekil 3.11). Bu kıvrımlar, KD-GB doğrultudur, bu fark kuzey bloğu ile güney bloğu arasında oluşan rotasyonda kaynaklanır (Bkz. Şekil 3.9B ve C). Orta-Üst Miyosen yaşlı olan çökellerin kıvrımlı olması Pliyo-Kuvaterner öncesine ait olduğu açıktır. Bu durumda Pliyo-Kuvaterner'de rotasyonel gerilme dönemi öncesinde, bölgede olması gereken tektonik sistem, açıklıkla ya KB-GD yönlü bir sıkışma ya da D-B doğrultulu bir sağ yanal makaslama. Bu hareketin yavaş ve geniş alanda etkin olduğu için düşük etkinlikli bir deformasyon olduğu düşünülebilir.



Şekil 3.11 Uydu görüntüsünde Edremit Körfezi güney doğusunda Ören-Altınova arasında İnönü Formasyonu karşılığı olan görsel birimlerde bulunan açık kıvrımlar (Kalın noktalı çizgi kıvrım eksenini gösteriyor).

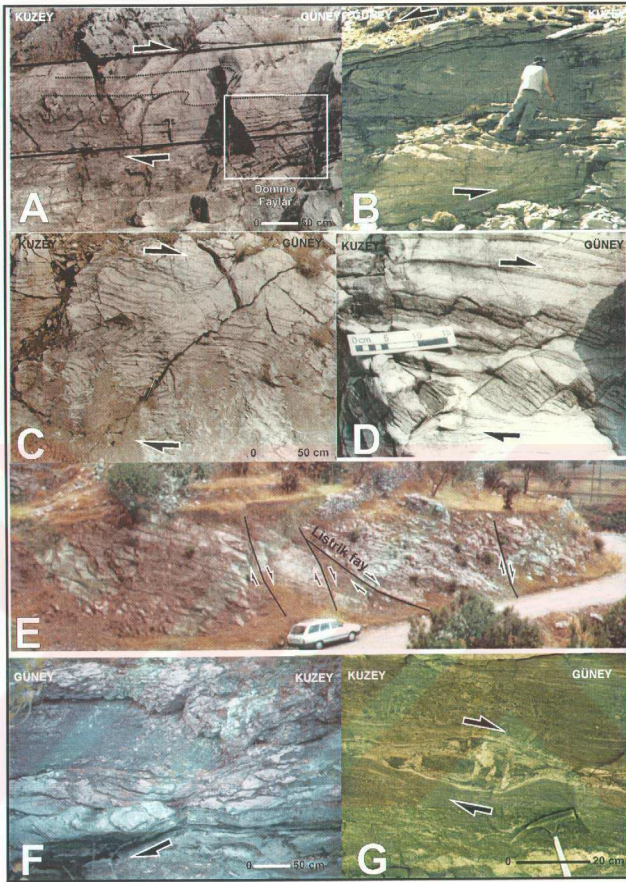
3.3. Oligo-Miyosen Dönemi Yapıları

Oligo-Miyosen yapıları çalışma sahasında iki farklı özellikte izlenir. Bu derinde gerçekleşen metamorfizma ve sünek deformasyon, diğeri ise bu deformasyonun gelişimini izleyen dönemde oluşan yükselmeye bağlı gelişen sedimanter havzalar rejimidir. Bölgede Oligosen döneminde yüzeyden 14-7 km daha derinde bir makaslama zonunda başlayan gerilme rejimi ile amfibolit fasiyesinde metamorfik Kazdağ Grubu kayaçlarında, daha genç gerilmeli sünek deformasyon gelişmiştir (Okay ve Satır, 2000). Bu makaslama sonucu oluşan gerilme rejiminin devamında anateksik granitizasyon ve volkanizma gelişmiştir. Kazdağ Grubu'nun yükselmesi ile granodiyoridler yüzeylemiştir. Bu yükselme evresinde oluşan faya bağlı olarak çalışma bölgesinde yükselen alanı kuşatan bir havza gelişmiştir.

3.3.1. Kazdağ iç yapısı ve Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı

Kazdağ Grubu kayalarda yapılan gözlemlerde gözlenen sıyrılma fayı ile ilişkili küçük ölçekli yapısal unsurlar; bandlar arası süreksizliklerin arasında sıyrılma ile ilişkili yaklaşık D-B eksenli yatık kıvrımlar, makaslama gözleri ve domino faylar, K-G mineral ve millonitik lineasyon, D-B doğrultulu listirik normal faylardır. Bütün bu yapılar, Kazdağ'ın güney sınırını oluşturan Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı, taban bloğu üst kesiminde izlenir.

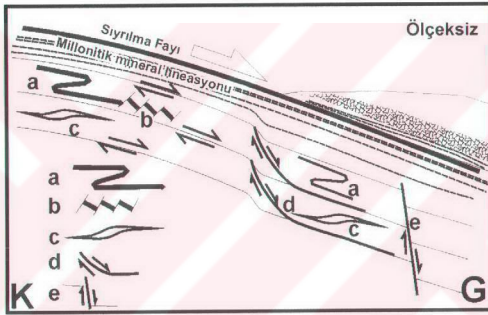
Kazdağ'ın da gözle görülebilen kıvrımların çoğu, sıyrılma fayı ile ilişkili fleksürel kaymayla oluşan yapılardır. Bunlar, Kazdağ Grubu'nun en karakteristik yapılarından biridir. Tabaka kalınlığına bağlı olarak boyutları 20-30 cm den birkaç 10 metreye kadar değişir. Kıvrımların katlanma yönü güneye doğrudur. Üst tabakanın sıyrılması esnasında oluşmuşlardır (Şekil 3.12A, B, C ve 3.13). Bu yapıların bulunduğu yerlerde küçük ölçekli domino türü faylara da rastlanır. Bu fayların kıvrımların gelişimi ile uygun bir ilişkisi vardır. Bu kıvrımların eksenleri ve küçük faylar doğrultuları doğu-batı yönünde bulunur. Kıvrımların ve fayların oluşma mekanizması üstteki tabanın sıyrılmasıyla oluşan makaslama yamulmasıdır (Şekil 3.12A). İlk oluşan yapılar kıvrımlardır. Normal fayların bu kıvrımları kestiği görülmektedir (Bkz. Şekil 3.12A'da kare içine alınmış alan).



Şekil 3.12 A: Şahintepesi doğusundaki yolda foliasyona uyumlu kayma kıvrımı, B: Kapıdağ gözetleme kulesi tepesi altındaki yolda büyük ölçekli fleksürel kayma kıvrımı, C: Şahintepesi yolunda mermer katmanı içinde fleksürel kayma kıvrımı, D: Mihli Çayı kuzeyinde mermer katmanı içinde domino türü faylanma, E: Kavurmacılar Köyü girişinde listrik fayları kesen dik açılı normal faylar, F: Mihli Kanyonu'nda budinleşmiş mermer katkıları, G: Hasanboğuldu Çayı'nda amfibolitler içinde makaslama gözleri.

Deformasyonun ilk evresi fleksürel kıvrımlanma ve onu izleyen mikro ölçekteki normal faylanmadır. Bu evreyi izleyen dönemde oluşan büyük ölçekli normal fayların, atımları 0.1 ila 10 metreyi aşmaz ve Kazdağ Sıyırılma Fayı'na yakın kesimlerde izlenirler. Bu fayların ilk evrelerinde plastik ve listrik karakterli

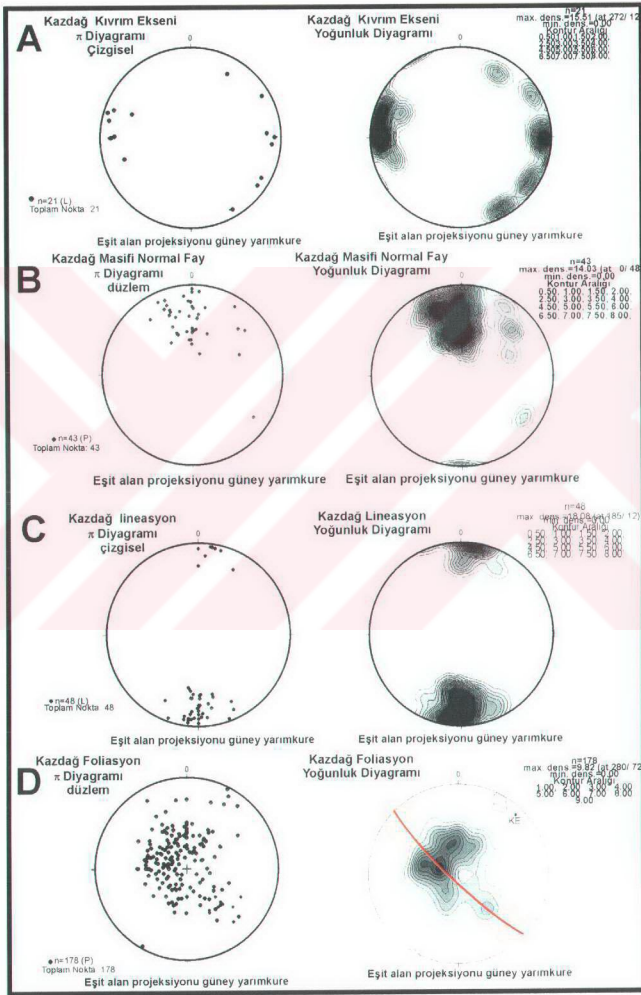
oldukları gözlenmiştir (Şekil 3.12D, E ve 3.13). Normal fayların ileri evrelerde kırılğan deformasyonla oluştukları ve listrik fayları kestiği görülmektedir (Şekil 3.12E ve 3.13). Kazdağ Grubu içinde gözlenen diğer bir önemli yapısal belirteç, milonitik mineral lineasyonu ve makaslama gözleridir. Milonitik mineral lineasyonu sahada kuzey-güney doğrultusundadır. Kazdağ Sıyrılma Fayı'nın taban bloğunda birkaç yüz metrelik bir kesimde izlenir. Bu lineasyonun en güçlü olduğu kesimler migmatitik feldspatik gnayslardır. Kazdağ Sıyrılma Fay düzleminden uzaklaştıkça lineasyon dereceli olarak kaybolur. Makaslama gözleri ise çok görülmemekle birlikte fleksürel kayma ile ilişkili olarak daha çok gnayslar da gözlenirler (Şekil 3.12F ve G). Bu gözleri oluşturan hareket yönü kıvrımları ve domino fayları oluşturan makaslamaya uygundur (Şekil 3.13).



Şekil 3.13 Kazdağ Grubu'nda görülen yapısal unsurların konumu ve ilişkisi. (a) foliasyona uyumlu kayma kıvrımı, (b) tabaka içi domino faylanma, (c) makaslama gözü, (d) listrik normal fay (e) dik açılı normal fay.

Kazdağ Grubu dış çevresinde gözlenen yapıların ortak noktası, tüm yapıların kuzey-güney yönlü olmasıdır (Şekil 3.14). Bu yapılar Kazdağ Grubu'nu yüzeyleyen kuzey-güney doğrultulu bir gerilme ile yükselmeye bağlı olarak oluşan sıyrılmalar sonucudur (Şekil 3.13). Bu gerilme, düşük açılı bir makaslama zonunda başlamış ve masif yükseldikçe deformasyon kırılğan nitelik kazanmıştır. Kazdağ Grubu'ndaki kıvrım eksenlerinde hakim yön olan doğu-batı yönü yanında KD ve GD doğrultulu olanlara da rastlanmıştır (Şekil 3.14A). Bu kıvrımlar tabakaların dönmesi sonucu yön değiştirmişlerdir. Büyük ölçekli normal faylarda hakim eğim yönü güneydir (Şekil 3.14B). Mineral lineasyonlarında kuzey-güney doğrultusunda yoğunlaşma, yapılan ölçümlerde çok belirgindir (Şekil 3.14C). Kazdağ Grubu'nda gnayslarında ölçülen S_1 düzlemleri ile gnayslarla ardalanmalı mermer bantlarının

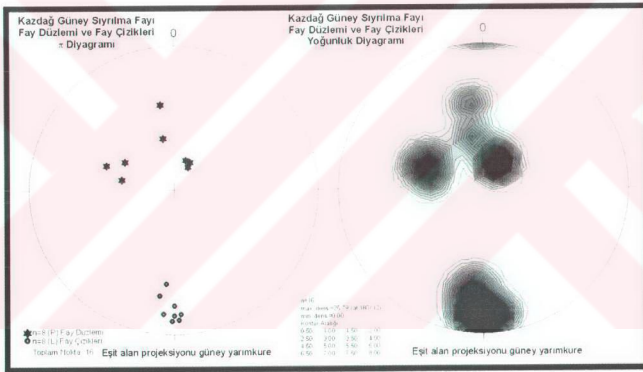
taban ve tavan dokanaklarına paralel olan muhtemel S_0 düzlemleri arasında 5 dereceden daha az bir açı vardır. Kazdağ Grubu formasyonları dom tip bir antiform yapıyı gösterir. Bu yapı üç eksenle tanımlanır. En genç eksen, kuzey güney gerilmenin oluşturduğu D-B yönlü büyük ölçüde tahrip olmuş kaplumbağ



Şekil 3.14 Kazdağ Grubu'nda kıvrım eksenleri, normal faylar, lineasyon ve foliasyon, II ve yoğunluk diyagramları.

sırtı yapısıdır. İkinci eksen, formasyon sınırları ile Kazdağ yükseliminin ana eksenini oluşturan KD-GB yönlü antiklinoryum yapısıdır. En yaşlı eksen ise Babadağ ve Sarıkız formasyonları arasındaki formasyon sınırının çizdiği mega kıvrımlar ile Babadağ formasyonunun içinde gözlenen kıvrımlara göre belirlediğimiz K-G doğrultusunda olan eksenidir. Kazdağ yapısı içinde üç eksen birbiriyle çakıştığından dolayı KD-GB yönlü Kazdağ antiklinoryumunu oluşturan formasyonlarda ölçülen S_1 düzlemleri tek bir kıvrım eksenini temsil etmezler

Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı (KGSF), Kazdağ güney cephesini tamamen kuşatır. KGSF'nin fay düzlemleri çekirdek kompleksinin yükselmesine bağlı olarak oluşan domun etrafını kuşatırlar. Fay düzlemlerinde ölçülen kayma çizikleri ise Kazdağ'ın K-G doğrultulu gerilmeye uyumludur (Şekil 3.15). KGSF Doyran ile Kavurmacılar Köyü arasında Pliyo-Kuvaterner yaşlı normal faylar tarafından



Şekil 3.15 Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı'nda yapılan ölçümlerin II ve yoğunluk diyagramları.

kesilmiştir (Şekil 2.8 ve 3.9). Bu ilişkinin en iyi görüldüğü alan Altınoluk-Avcılar arasında yer alan vadilerdir. KGSF çalışma alanının doğusunda Bazlamaç Tepesi'nin güney cephesini oluşturur (Şekil B.1 ve 3.16A). Düzlem, Bazlamaç Tepesi'ne giden yol üzerinde Kazdağ Grubu ile Nilüfer Birimi arasındadır. Fay düzlemi 20/40GD fay çizikleri ise 5/35GB dir. Bazlamaç Tepesi batısında yer alan sırta fay, dar bir yol yarmasında 30/32GD doğrultulu, fay çizikleri K-G/10G yönündedir. KGSF'nin en iyi gözlemlenebildiği yerlerden bir Beyoba Köyü kuzeyindedir (Şekil B.1).

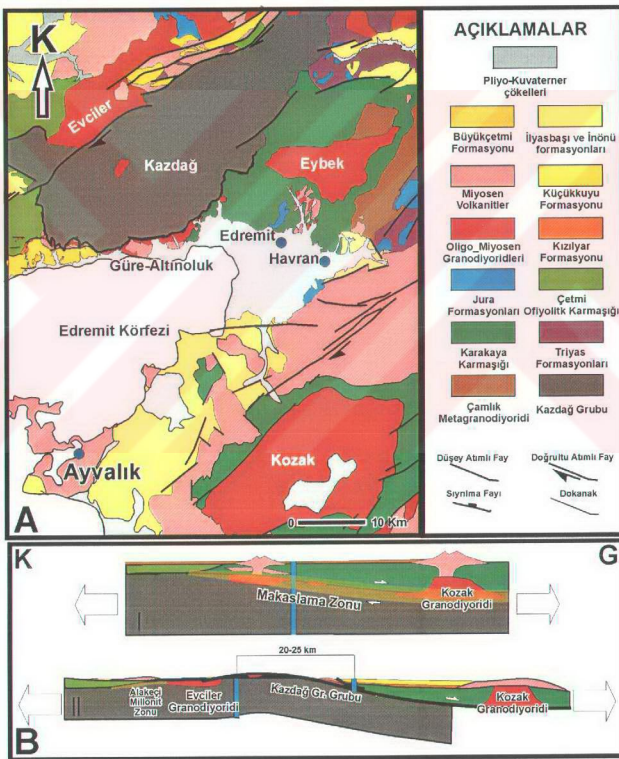


Şekil 3.16 A: KGSF'nin Kazdağ doğusunda Bazlamaç Tepesi'nde düzlemi, B: Beyoba kuzeyinde KGSF düzlemi, C: Beyoba kuzeyinde KGSF düzlemi üzerinde kayma çizikleri, D: Altınoluk batısı KGSF, E: Mıhlı Değirmeni'nde KGSF düzlemi, F: Mıhlı Deresi'nde KGSF nin tavan bloğunda gözlenen KGSF ye bağlı gelişen sıynılma ile oluşmuş budinaj yapıları, G: Adatepebaşı güneyinde KGSF düzlemi, H: Adatepebaşı doğusunda bulunan kanyonda KGSF düzlemi, oklar hareket yönünü göstermektedir.

Dar bir patikada Kazdağ Grubu ile Beyoba Granodiyoridi arasında izlenir (Şekil 3.16B). Fay düzlemi 71/30GD, kayma çizikleri ise K-G/21G konumundadır (Şekil 3.16C). KGSF batıya doğru Kavurmacılar Köyü'nden başlayarak eğimi artar ve daha genç faylar tarafından kesilir (Şekil B.1). Tahtaköy kuzeyinde (Şekil 2.8) KGSF, 71/30 GD doğrultulu fay çizikleri K-G/21G dir. KGSF'nin daha genç faylarla kesildiği Avcılar Köyü batısındaki vadilerin taban kesimlerinde KGSF tekrar gözlenmektedir (Şekil B.1 ve 2.8). Altınoluk batısında Pirenli Fayı'nın biçtiği KGSF düzlemi (Şekil 3.16D) üzerinde, bölgede haritalanamayacak kadar küçük Karakaya Karmaşığı parçası yer alır. Bu lokalitede KGSF düzleminin doğrultulu ve eğimi, 78/40GD, fay çiziklerinin yönlem ve dalımı 2/37GB dır. KGSF Süsbütarla mevkiinden başlayarak (Şekil 2.8) dönmeye başlar. Doyran-Narlı kuzeyinde KGSF, orman yolları boyunca izlenir. Bu kesimlerde taban bloğunu oluşturan birimler kataklastik deformasyon geçirmiştir. Ballica Sırtı kuzeyinde (Şekil 2.8) KGSF düzleminin doğrultulu ve eğimi, 111/18GB, fay çiziklerinin yönlem ve dalımı 177/11GD dur. Mıhlı Çayı KGSF'nin iyi gözlendiği diğer bir lokalitedir. Değirmen mevkiinde Mıhlı Çayı'nı sınırlayan sırtların kenarında tavan bloğunda KGSF ile ilişkili gelişmiş budinaj ve uzma yapıları, fay düzlemi üzerinde kataklastik granodiyoridler gözlenirler (Şekil 3.16E ve F). Mıhlı Çayı batısında Adatepebaşı Köyüne doğru dönen fay düzleminin doğrultu ve eğimi 121/15GB kayma çizikleri ise 178/11GD yönlem ve dalımındadır.

Kazdağ Grubu içinde gözlenen mikro yapılar ve makro yapılar yanında Kazdağ Sıyrılma Fayı'nda tektonik verjans aynı yönü gösterir. Hareket kuzeyden güneye doğrudur. Kazdağ Grubu üstünde bulunan Karakaya Karmaşığı'nın sıyrılmasıyla yüzeylenmiştir. Bu sıyrılma, KGSF üzerinden gerçekleşmiştir. Okay ve Satır (2000) tarafından tanımlanan, 7-14 km derinliğindeki makaslama zonunda, 19-22 my öncesinde gerçekleşen, yüksek sıcaklık metamorfizmasının (~24 my) yanında makaslama deformasyonun etkileri Kazdağ Grubu 'nde yapısal olarak ta izlenebilmektedir. KGSF güney cephesini kuşatan taban bloğunda bulunan granodiyoridler ve volkanitler, makaslama zonu üzerinde masifin anateksisi ile gelişmiş, sıyrılma ile tavan ve taban bloğunda ikiye ayrılmışlardır (Şekil 3.17). Çalışma sahası biraz dışında kalan bir alanda Kazdağ gnayslarının migmatitik kesimlerinin granitize olduğu gözlemlenmiştir. Bu lokalite Kazdağ zirvesinin orta batısında batısında bulunur (Ayrıntı J17 b4 paftası orta batısı). Kazdağ kuzey

cephesinde bulunan Evciler Granodiyoridi'nin de Kazdağ Grubu ile ilişkisi geçişlidir (Bingöl, 1969; Genç, 1998). Kazdağ Grubu'nun güneyinde yer alan Eybek ve Kozak granodiyoridleri, sıyrılmanın yaşı ile aynı yaşıtlardır. Evciler Granodiyoridi ile KGSF güney cephesi granodiyoridleri arasında yaklaşık 20-25 km arası değişen mesafeler vardır (Şekil 3.17 A ve B). Bu, Kazdağ Çekirdek Kompleksi'ni yüzeyleyen anateksi sonrası yatay gerilmenin yaklaşık miktarını verir. Kazdağ Grubu kuzeyinde Evciler batısında Kazdağ Grubu kayaları ile Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı arasındaki Alakeçi Millonit Zonu (Okay vd., 1991) Kazdağ makaslama zonunu temsil edebilecek özellikler sunar (Okay ve Satır, 2000).

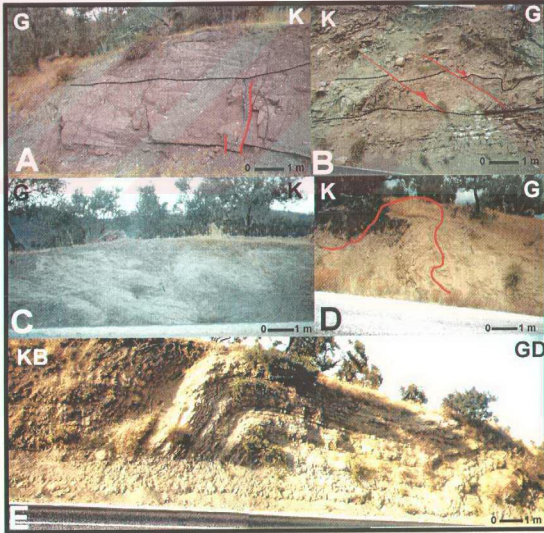


Şekil 3.17 A: Edremit Körfezi ve çevresinin jeoloji haritası (Çalışma sahası dışındaki harita alanı Okay vd. 1991; Karacık, 1995, Altunkaynak, 1996; Genç, 1998, Aster, uydu görüntüleri ile denetlenerek yeniden çizilmiştir). B: Kazdağ Sıyrılma Fayı'nın çalışma modeli.

3.3.2. Kazdağ Güney Sıyırılma Fayı üzeri yapıları

Sıyırılma fayları gelişimi esnasında sıyrılan tavan bloğunun yükselmesi esnasında taban bloğunun üzerinde ana faya koştur olarak düşük açılı faylarla havzalar gelişir. Bu havzalara “sıyırılma üzeri havzası” (supradetachment basin) adı verilir (Friedmann ve Burbank, 1995). Çalışma alanında KGŞF üzerinde bulunan Kızılkıran, Kızılyar ve Küçükkuşu formasyonlarının çökmesi ile ilgili süreçler, çökelişi kontrol eden faylar ve sedimanter yapılar Kazdağ Çekirdek Kompleksi’nin yükselmesi ile ilgili bilgi verebilmektedir.

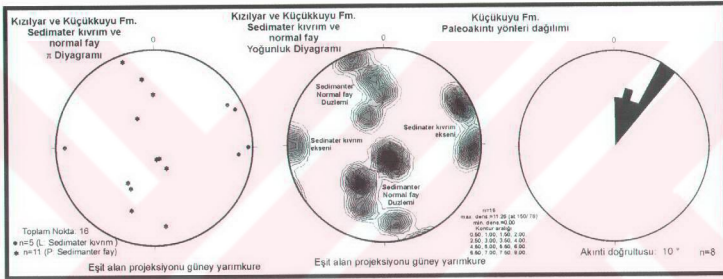
Çalışma sahasında KGŞF üzerinde yer alan Alt Miyosen yaşlı formasyonlar, anateksiden kaynaklanan granitizasyonun yüzeye yansıması olan volkanizmanın ürünü Kızılkıran Formasyonu ile başlar (Şekil 3.17B). Kızılkıran Formasyonu, Kazdağ Grubu’nun etrafında hakimdir ve batıya doğru Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı üzerinde Kızılyar Formasyonu ile yatay ve düşey geçişlidir. Kızılyar Formasyonu içinde gelişimini denetleyen normal faylar Çakalini yolunda kolaylıkla gözlenir (Şekil 3.18A). Küçükkuşu Formasyonu da bu birimlere uyumlu gelişmiştir.



Şekil 3.18 A, B: Kızılyar ve Küçükkuşu formasyonları içinde sedimantasyona yaşlı normal faylar, C, D: Kızılyar ve Küçükkuşu formasyonları içinde slump yapıları, E: Ayvacık-Küçükkuşu yolu üzerinde Küçükkuşu Formasyonu içinde sedimanter bir monoklinal.

Alüvyal yelpaze çökelleri ile başlayan Kızılyar Formasyonu'nda üste doğru slump yapılarında artış olur (Şekil 3.18C). Aynı şekilde Küçükkuyu Formasyonu içinde de sin-sedimanter faylar, slump yapıları gelişmiştir (Şekil 3.18B ve D). Bu iki formasyondaki slumpların tümünün ana hareket yönü kuzeyden güneye doğrudur (Şekil 3.18C ve D). Havza içinde gerçekleşen çökmenin eksenine, paralel doğrultulu sedimanter monoklinaller gözlenmektedir (Şekil 3.18E).

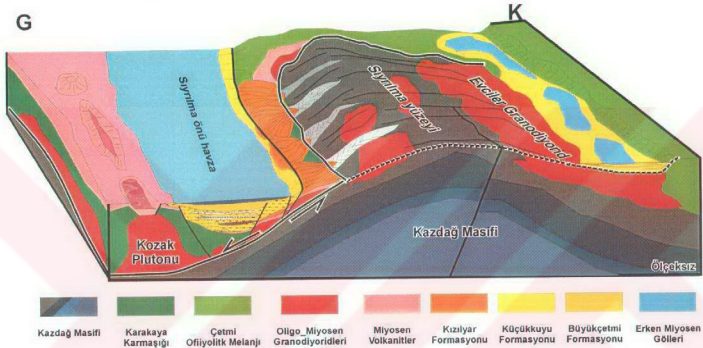
Sahada gözlenen sedimanter normal fayların doğrultusu ve sedimanter kıvrımların eksenini aynı doğrultudadır (Şekil 3.19). Sedimanter fay ve slumpların yanında türbiditlerde ölçülen paleo-akıntılarının kaynak yönünü kuzeyde olduğunu belirtmektedir (Şekil 3.19).



Şekil 3.19 Kızılyar ve Küçükkuyu formasyonlarında ölçülen sedimanter normal fay, slump ve paleoakıntı yönleri.

Küçükkuyu Formasyonu'nun çalışma sahasında KGSF ye çevreleyen güneye eğimli tabakaları değişen eğimlerden dolayı ondülasyonlu bir yapı gösterir. D-B olan ondülasyonlu kıvrım eksenini, çalışma sahasında daha sonraki tektonik evreler tarafından bozulmakla birlikte Küçükkuyu Formasyonu içinde bulunan üyelerin kalınlığının orta kesimlerde artması sıyrılmaya koşut olarak orta kesimlerde çökmeyi işaret eder. Diğer önemli bir veri KGSF evrimi ile Küçükkuyu Formasyonu arasındaki evrimsel ilişkidir. Küçükkuyu Formasyonu tabanı, Narlı kuzeyinde 400 metrelerde Kızılkıran riyolitleriyle geçişlidir. Aynı zamanda Kazdağ Grubu'nun tavan bloğundaki granodiyoridlerin erken Miyosen'de açığa çıkması esnasında tamamen granit bloklarından oluşan moloz akıntılarıyla oluşmuş Narlı konglomera üyesi, Kazdağ Çekirdek Kompleksi'nin yükselmesi ile Küçükkuyu Formasyonu arasındaki ilişkiyi destekler.

Deniz alanlarında derin sismik kesitlerde Alt-Orta Miyosen Sismik Stratigrafik Birimi, sıyrılma fayı üzerinde bir oluşmuş bir tekne içinde çökelmiş olarak izlenir (Şekil 2.81). Sismik kesitlerin bazılarında (Şekil 2.82) AOMSSB'nin sıyrılma fayına paralel geliştiği, düşük eğimli fayların önünde kalınlaştığı görülür. Bu kesimler Kazdağ Grubu'nun kıyıya en yakın olduğu kesimlerdir. Pliyo-Kuvaterner tektoniği bu sistemi kesmektedir ve KGSF ye bağlı gelişen faylar yer yer yeniden aktive olmuş görülmektedir. Kızılkıran, Kızılyar ve Küçükkuşu formasyonları Kazdağ Sıyrılma Fayı ile Kazdağ Çekirdek Kompleksi'nin yükselmesine bağlı gelişen "sıyrılma üzeri havza" çökeltileridir (Şekil 3.20).



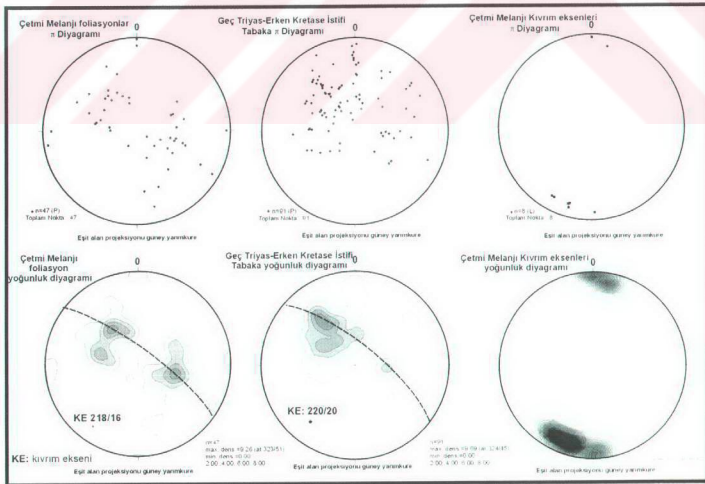
Şekil 3.20 Kazdağ Sıyrılma Fayı, Edremit Sıyrılma Üzeri Havzası, Kazdağ Çekirdek Kompleksi arasındaki ilişkileri gösterir blok diyagram. Blok diyagramda kullanılan renkler Şekil 3.17 deki harita renkleridir.

Edremit Sıyrılma Fayı Üzeri Havzası, KGSF ve Kazdağ Çekirdek Kompleksi'nin derinde gerçekleşen deformasyonun ilerleyen aşamasında taban bloğu üzerinde oluşan çökme sonucu gelişmiştir. Yükselmeye eş yaşlı sedimanter kıvrım ve faylar tipiktir. Ege bölgesinde bu tip havzaların gelişimi üzerinde bir anlaşma olmasa bile Menderes Masifi çevresinde gelişen sıyrılma faylarının önünde de varlıkları bilinmektedir (Hetzl vd., 1995; Koçyiğit vd., 1999; Yılmaz vd., 2000; Sözbilir, 2001; 2002; Seyitoğlu vd., 2002; Bozkurt, 2002). Kazdağ Sıyrılma Fayı'nın özelliği Menderes Masifi çevresindeki sıyrılma fayı üzerinde gelişen karasal havzalardan farklı olarak kalın gölsel türbiditler bulunması, bu birimlerin üzerindeki uyumsuz birimlerle yapısal ilişkilerinin sahada ayıklanabilmesi, Ege'de gerilme rejiminin yaşı ve sürekliliği ile ilgili net veriler sunmasıdır. Edremit sıyrılma fayı üzeri havzası geç Oligosen'de başlayan sıyrılmayı izleyen erken Miyosen gerilme

rejiminde gelişmiş orta Miyosen’de gelişimini tamamlamıştır. Bu havzanın gelişiminin orta Miyosen’de sona ermesi, Büyükçetmi ve İnönü formasyonları’nın havza kenarlarında aşmalı ve uyumsuz örtmesiyle belirlenir (Bkz. Şekil 2.81 ve 2.82.) Sahada Büyükçetmi ve İnönü formasyonlarında sıyrılma üzeri havzanın gelişiminde gözlemlediğimiz sedinatasyona eş yaşlı kıvrım ve faylar gözlemlenmemiştir.

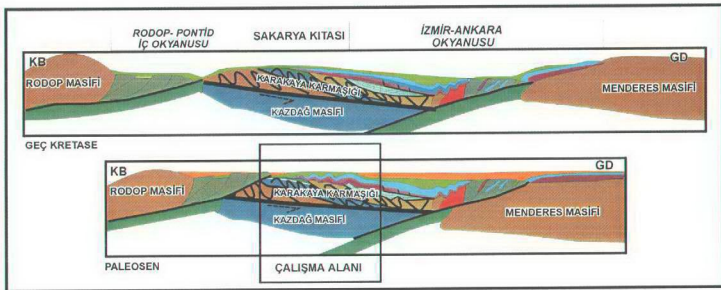
3.4 Geç Jura-Geç Kretase Yapıları

Çalışma sahasında geç Jura ve geç Kretase dönemi deformasyonu işaret edecek veriler sınırlı alanlarda bulunur. Bu veriler çalışma sahasının batısında, Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı içinde gözlenen yapılar, doğu kesiminde ise geç Triyas-erken Kretase dönemi formasyonlarda ölçülen tabaka doğrultu ve eğimleriyle saptanan kıvrım eksenleridir (Şekil 3.21). Çalışma sahasında aralarında Kazdağ Çekirdek Kompleksi’nin yer aldığı söz konusu iki birimin sıkışmalı deformasyonu geç Kretase-Paleosen döneminde bölgedeki okyanus yitimi ve çarpışmaya bağlı değerlendirilmiştir. Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı’nda gözlenen foliasyonlardan elde edilen kıvrım eksenini 218/16 doğrultusundadır (Şekil 3.21). Bu eksen Kazdağ



Şekil 3.21 Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı ve Üst Triyas-Alt Kretase istifinde tabaka foliasyon ve kıvrım eksenli diyagramları.

Grubu'ndan elde edilen ana kıvrım eksenine uyumludur (Şekil 3.14D). Çetmibaşı batısında mor renkli fillatlar ve şistlerde ölçülen kıvrımlar da benzer bir doğrultudadır. Kıvrım eksen düzlemleri iki yöne de bakmaktadır. Bunlar ufak ölçekteki kıvrımlar kapalı kıvrımlardır. Sıkışma KB-GD doğrultuludur. Çalışma sahasının en doğusunda bu eksene uygun gelişen sıkışma sonucu Çamlık Formasyonu, Kalabak Birimi'ne bindirmiş olarak gözlenir (Şekil B.1). Geç Triyas-erken Kretase istifi de geç Kretase sonrasında benzer doğrultuda kıvrımlanmıştır (Şekil 3.21). Kıvrım kanat açısı 114° olan dayanımlı kayalardan oluşan geç Triyas-erken Kretase istifinin üzerindeki 140° kanat açısına sahip olan geç Miyosen kıvrımlanmasından çok etkilenmediği düşünülebilir. Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı Kazdağ Grubu'nun batı cephesinde yer alır ve kuzeye doğru uzanır. Rodop-Pontid İç Okyanusu'nun kuzeye dalması esnasında oluşan (Okay vd., 1991) Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı'nın daralma yönü ile Rodop-Pontid iç Okyanusu'nun doğu kenarında, Sakarya Kıtası üzerinde uyumsuz yer alan geç Triyas-Erken Kretase istifinin daralma yönü ile aynıdır. Bilecik Formasyonu'nun (Alt Kretase) kireçtaşlarında görülen derin denizelden sığ denizele dönüşüm, kireçtaşları içinde oluşmuş neptünyen daykları, sedimanter breş ara katkıları, bölgenin bu dönemde yükselmeye başladığını kanıtlar. Bölge erken Kretase-Paleosen'de kapanan iki okyanusun (Şekil 3.22) arasında kalan Sakarya kıtası KB-GD doğrultusunda daralarak yükselmiştir.



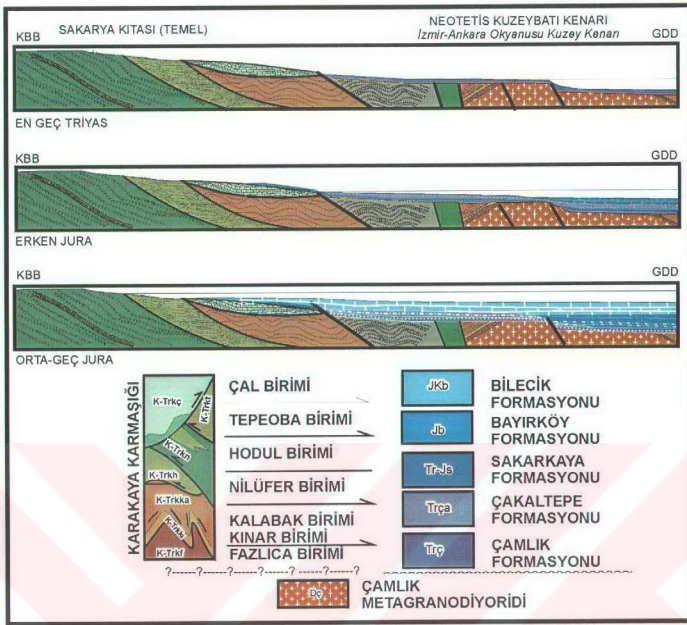
Şekil 3.22 Çalışma sahasının geç Kretase ve Paleosen'de evrimi ve tektonik konumu. Bölgenin evrimi erken Kretase'de başlayan sıkışma geç Kretase'de yükselme ve Paleosen'de kıvrımlanma ile temsil edilmiştir.

3.5. Geç Triyas-Erken Jura Yapıları

Bölgede geç Triyas-Erken Jura deformasyonunu yansıtabilecek yapılar, bu dönemde çökelmiş birimlerin içinde gözlenen sedimantasyona eş yaşlı faylar ve sedimanter kıvrımlar ve sedimanter istifin karakterinde gözlenen değişimdir.

Çalışma sahasında Karakaya Karmaşığı üzerinde uyumsuz olarak bulunan Çamlık, Çakaltepe, Sakarkaya ve Bilecik formasyonları içinde gözlenen yapılar çok sınırlıdır. Çamlık Formasyonu üst seviyelerinde üç sedimanter fay gözlenmiştir. Bu faylar 32/48GD, 17/ 55GD ve 46/33GD düzlemlere sahiptir. Bu kesimde Çamlık Formasyonu içinde bulunan kumtaşlarının tabaka altındaki sürüklenme yapıları malzemenin KB dan geldiğini göstermektedir. Çakaltepe Formasyonu içinde gözlenen kayma (slump= yapısının verjansı GD ya doğrudur (Şekil 2.42B). Çakaltepe Formasyonu içinde gözlenen normal faylar K-G/75D ve 15/71KB doğrultusundadır. Bu birimin devamında Sakarkaya Formasyonu'nda görülen büyük ölçekli slump ta kuzey batıdan güneydoğuya doğru hareket etmiştir (Şekil 2.44A ve B). Bu birimin, Bilecik Formasyonu ile dokanağının yerçekimi etkisi ile yer yer hareketlendiği görülür.

Çalışma sahasının en batısında bulunan istif, erken Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu ile başlarken, güneydoğuya doğru istifin tabanında daha yaşlı formasyonlar bulunur. Bu birimler gelişirken erken Jura'da aşınma alanları zaman ile çökerek Jura'da deniz etkisine girmiştir. Geç Triyas-Jura istifinin transgresif karakteri, havzanın gelişim şeklini temsil eder. Bu istif içindeki gelişen sedimanter fay ve kayma yapılarına göre bu bir gerilme rejimidir. Çalışma sahasında bu rejim muhtemelen KB-GD yönlü bir gerilme tektoniğinin etkisiyle gerçekleşmiştir (Şekil 3.23). Bölgede Triyas'ta gelişen bir sıkışma sonucu oluşan kıtasal bir temelin kenarında en geç Triyas-Jura döneminde egemen olan normal fay denetiminde bir gerilme rejimidir. Bölgede çalışan Altın vd., (1991) İzmir-Ankara Okyanusu'nun başlangıç safhasını geç Triyas sonuna getirmekte ve gelişimini bir horst-graben sistemi (riftleşme) içinde düşündürmektedir. Çalışma sahasının doğu kesimi Sakarya Kıtası güneydoğu kenarındaki İzmir-Ankara Okyanusu'nun pasif kısmını temsil ettiği düşünülmektedir (Şekil 3.23).



Şekil 3.23 Çalışma sahasında en geç Triyas-Jura dönemlerinde çökelen formasyonlar ve bölgenin yapısal gelişimi.

3.6. Triyas Yapıları

Çalışma sahasında Triyas yapıları Karakaya Karmaşığı deformasyonu ile temsil edilir. Karakaya Karmaşığı dilimli bir tektonik yapıya sahiptir. Farklı farklı kaya birimlerinin Permien-erken Triyas'ta bir dalma batma zonunda bir araya gelmesi ve geç Triyas başında bir bütün oluşturmasıyla meydana gelmiştir. Yeşil şist fasiyesindeki birimleri birbirinden ayıran bindirme fayları geç Kretase deformasyonu ile bir ölçüde dikleşmiş ve kıvrımlanmıştır.

3.6.1. Karakaya Karmaşığı yapısal özellikleri

Karakaya Karmaşığı içinde temel yapısal unsurlar kıvrımlar ve bindirme faylarıdır. Bindirme düzlemleri foliye olmuş ve kıvrımlı birimler arasında ancak ezik zonlar ile haritalanabilmektedir. Tepeoba-Kalabak gibi alanlarda ve Çal Birimi

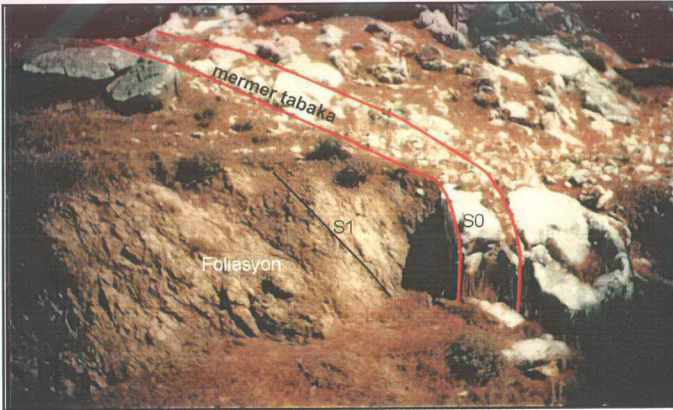
taban dokanağında bindirmeler gözlenebilmektedir. Bu bölümde çalışma sahasında Faylar, foliasyonlar ve kıvrımlar doğudan batıya doğru değerlendirilecektir.

Çalışma sahasında büyük ölçekte farklı Karakaya birimlerini sınırlayan bindirme faylarının hakim verjansları batıya doğrudur. En doğuda yaklaşık KKD-GGD doğrultulu olan Kıran Bindirme Fayı, Çamlık Metagranodiyoridi ile Kıran Birimi arasında yer alır (Şekil 2.21). Bu bindirme dike yakın bir düzleme sahip olup doğuya eğimlidir. Batısında Kalabak birimi ile Nilüfer birimi arasında, Kıran Bindirme Fayı'na paralel Kalabak Bindirme Fayı bulunur. Bu fayda dike yakın bir dokanağa sahip ve doğuya hafif eğimlidir. Bu fayların tipik özelliği fay doğrultusuna paralel doğrultuda foliasyon gelişmiş olmasıdır. Bu iki bindirmenin batısında Nilüfer Birimi ile Tepeoba Birimi arasında Tepeoba Bindirme Fayı bulunur. Tepeoba doğusunda bulunan yol üzerinde gözlenen bu fay bir ezik zonu halindedir ve doğusunda ana faya paralel bindirme fayları gözlenir. Tepeoba Birimi batıda Yaylaönü Köyü batısında Göktepe'de, Göktepe Bindirme Fayı ile Kalabak Birimi'ne bindirmiş olarak bulunur. Edremit Körfezi kuzeybatısında Paşadağ yapısını oluşturan Çal Birimi, Kalabak Birimi üzerine bindirmiş olarak bulunur. Çal Birimi bu kesimde bir klip olarak gözlenir. Paşadağ batısında Kalabak Birimi Hodul birimi üzerine itilmiş kuzeyde ise Nilüfer Birimi Kalabak Birimi üzerine itilmiş olarak gözlenir.

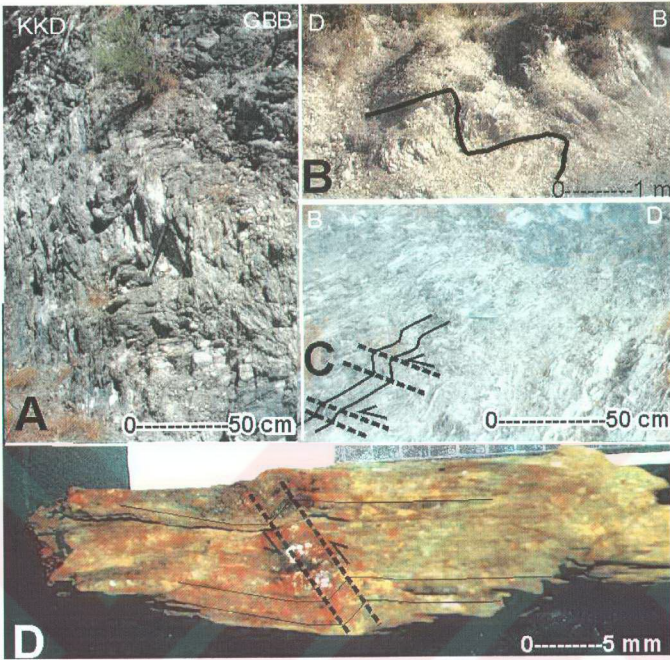
Söz konusu bindirmelerin yaşı sahada üzerlerinde uyumsuz bulunan en yaşlı birime göre yorumlanabilir. Bölgede bu tür bir veri Edremit kuzeybatısında yer alan Paşadağ klibini ve Kalabak Birimi'ni örten Liyas yaşlı Bayırköy Formasyonu'na göre verilebilmektedir. Edremit kuzeybatısında Kuzgun tepe güneyinde batıya eğimli kireçtaşları tepenin doğu yamacında gözlenmezler (Şekil 2.21 ve Ek 1). Tabaka eğim yönü ve litolojik farklılık Kuzguntepe'nin morfolojisini oluşturduğundan bu dokanağın fay olduğu düşünülebilir. Bu dokanak boyunca yüründüğünde batıya eğimli tabakaların vadilerin içine doğru "V" dokanaklar yaptığı görülür. Bu vadilerin içinde kireçtaşlarının tabanında Bayırköy Formasyonu izlenir. Edremit Mezarlığı batısında Kalabak Birimi vadinin tabanını oluşturur. Bilecik Formasyonu ile dokanağı çok açık görülmemekle birlikte morfolojik en üstte Bilecik Formasyonu, altında Bayırköy Formasyonu ve vadiye Kalabak Birimi yer alır. Bu durumda bu ilişkinin faylı olabilmesi sadece Bayırköy

Formasyonu'nun bir klip olması ile mümkündür. Bu lokalitede açılan bir yol yarmasında Bayırköy Formasyonu ile Kalabak Birimi arasında uyumsuzluk birkaç metrelik bir alanda gözlenebilmektedir. Yukarıda sözü edilen bindirmelerin yaşı, tektonik ünitelerde ölçülen kıvrım eksenleri (ilerde söz konusu edilecek) ve ana fay doğrultusuna paralel foliasyonlardan eş yaşı olabilecekleri varsayımı ve Bayırköy Formasyonu'nun Çal ve Kalabak Birimlerini uyumsuz örtmesinden dolayı Jura öncesi olarak yorumlanmıştır.

Çalışma sahasında birimlerde gözlenen foliasyonlar ve kıvrımlar bölgenin yapısını yansıtır. Çalışma sahası doğusunda Fazlıca ve Kınar birimleri sahada en belirgin özelliği seyrek çakıllı ve foliye olmalarıdır. Foliasyon zayıf bir tabakalanmaya bağlı gelişmiştir. S_0 ve S_1 düzlemleri arasındaki ilişki Kalabak Birimi içindeki dayanımlı metakumtaşları, mermer mercekleri ile onları kuşatan fillat ve şistler arasında görülmektedir (Şekil 3.24). Dayanımlı tabakalar batıya 70-88 derece arası eğimliken fillat ve şistlerde foliasyon doğuya doğru 70-85 derece arasında eğimlidir. S_0 ve S_1 düzlem doğrultuları paralel, düzlemleri arasında açı 30-45 derece arası değişmektedir. Kalabak Birimi fillat ve şistlerinde iki tür kıvrım gözlenir. Bunlar kapalı kıvrımlar ve ters kink kıvrımlardır (Şekil 3.25). Kink kıvrımlarla birlikte yer yer küçük ölçekli kutu kıvrımlarda gözlenmektedir. Kıvrımlarda gözlenen kanat açıları 45-65 derece arasında değişmektedir.

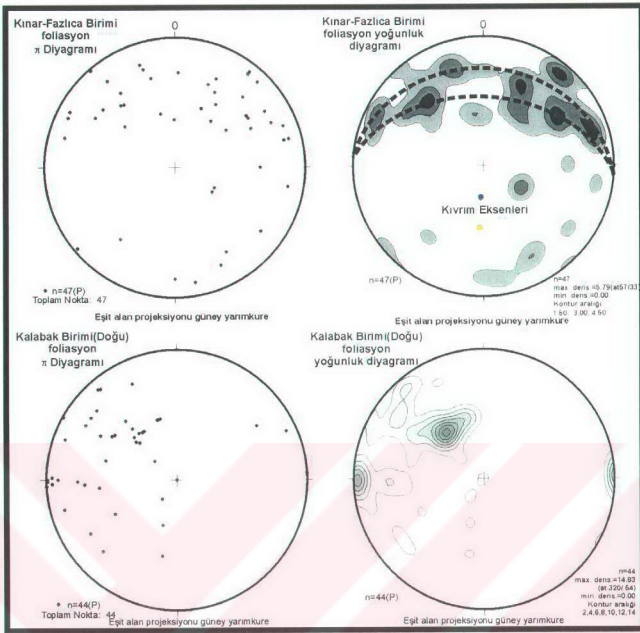


Şekil 3.24 Kalabak Birimi içinde mermer merceğinin dik tabakaları ile onu kuşatan fillatların foliasyon düzlemlerinin arasındaki ilişki.



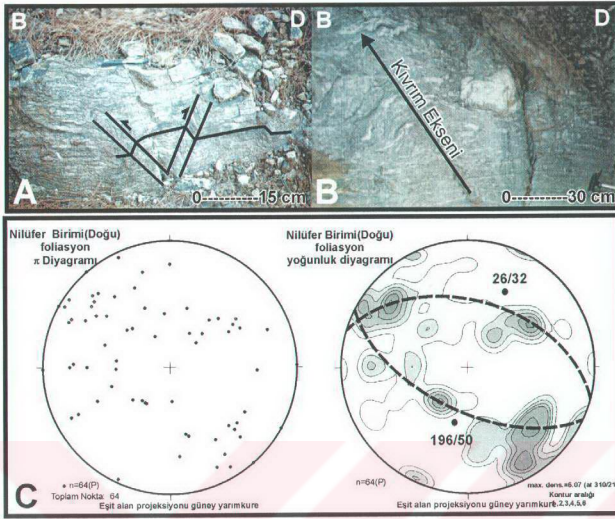
Şekil 3.25 Kalabak Köyü'nden kuzeye giden yolda Kalabak Birimi içinde görülen kapalı kıvrımlar (A,B) ve ters kink kıvrımlar (C,D) noktali gösterilen çizgiler S_1 düzlemlerini kesen S_2 makaslama düzlemlerini göstermektedir.

Çalışma sahası doğusunda Fazlıca ve Kınar birimlerinden ölçülen foliasyonlardan elde edilen hakim ana kıvrım eksenleri, 182/45, 185/55 yönlem ve dalımdadır (Şekil 3.26). Kalabak Birimi, batıya eğimli yaklaşık K-G doğrultusu veren genel bir foliasyon gösterir (Şekil 3.26). Bu haliyle Fazlıca ve Kınar birimlerinin oluşturduğu kıvrımlı yapının ana eksenine paraleldir. Ölçülen kıvrım eksen düzlemleri genelde doğuya eğimlidir. Kalabak Birimi'nin batıda Nilüfer Birimi ile dokanağı bindirme fayı ile sınırlıdır (Şekil 2.21 ve Ek 1). Bindirme fayı Kalabak köyü kuzeyinde yer alan sırtın batı kesiminde yer alan vadi yamacında izlenir. Sınır boyunca spilitler içinde yer alan beyaz mermer blokları fillat ve şistlerin üzerine doğuya doğru itilmiş bulunurlar. Bu bindirmeler daha önceki dönem tektonizmasından dolayı dikleşmişlerdir. Fazlıca, Kınar ve Kalabak birimlerinin genel kıvrım eksenleri Kalabak batısında yer alan bindirmelere paralel doğrultudadır.



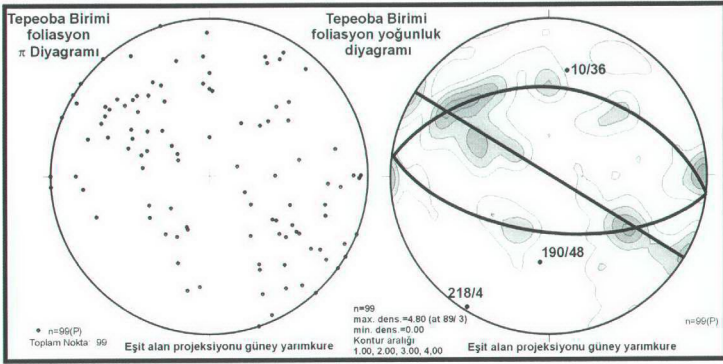
Şekil 3.26 Fazlıca, Kınar ve Kalabak birimlerinden ölçülen foliasyon ve dayanımlı tabakalardan elde edilen ölçümlerin II ve yoğunluk diyagramları.

Çalışma sahasının doğusunda Nilüfer Birimi, Kalabak Birimi ile Tepeoba Birimi arasında tektonik bir dilim olarak bulunur (Şekil 2.21). İçinde çeşitli boyda dilimler halinde mermer blokları bulunan Nilüfer Birimi'nin batı kesimi, Kalabak Bindirme Fayı'na paralel Tepeoba Bindirme Fayı ile Tepeoba Birimi tarafından sınırlanır (Şekil 2.21). Bu tektonik dilimin içinde mermerler ara katkı olarak bulunurlar. Nilüfer Birimi içinde bulunan metatüflerde kutu kıvrımlar ve asimetrik kıvrımlar gözlenir (Şekil 3.27A, B). Bu yörede yapılan foliasyon ölçümleri 26/32, 196/50 yönlem ve dahlmda genel kıvrım eksenleri verir (Şekil 3.27C). Bu eksen daha doğudaki foliasyonlardan elde edilen yaklaşık eksene (Şekil 3.26) nazaran saat yönünde 15-25 derecelik bir farklılık gösterir. Nilüfer Birimi'ni sınırlayan fay düzlemleri üzerinde, birimlerin yumuşak olmasından dolayı fay çizikleri net olarak gözlenememiştir. Açık farklılığı blokların rotasyonel bir hareket ile ilişkili olabilir. Bu da, bölgede Nilüfer biriminin sınırlayan bindirme faylarının oblik bileşenlerinden kaynaklanabilir.



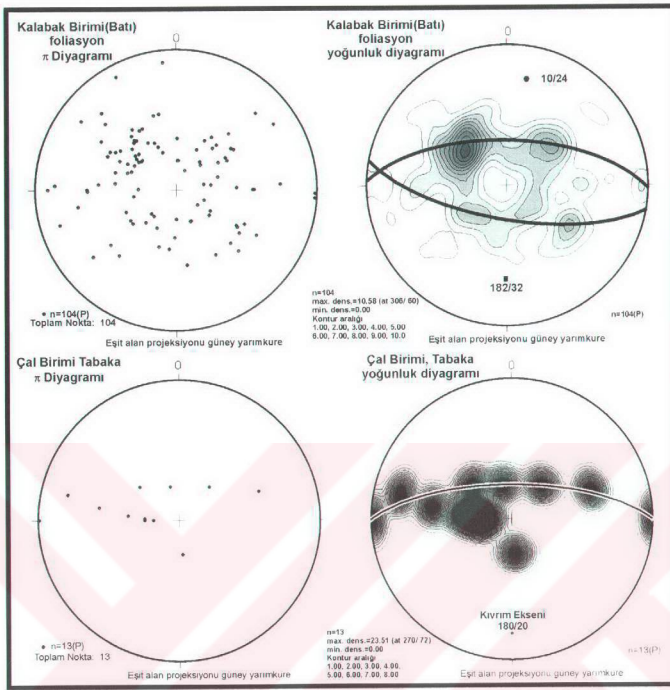
Şekil 3.27 Çalışma sahası doğusunda Kalabak ve Tepeoba birimleri arasında bulunan Nilüfer birimi metatüflerinde kutu kıvrım (A) ve asimetrik kıvrım (B). Nilüfer Biriminin doğu yüzleğinde ölçülen foliasyonların Π ve yoğunluk diyagramları, genel kıvrım eksenleri (C) .

Havran kuzeyinde yer alan Tepeoba Birimi, Nilüfer ve Kalabak birimleri üzerinde bir dilim olarak bulunur (Şekil 2.21). İçinde bulunan kıvrım tipleri doğusunda yer alan Kalabak ve Nilüfer birimleri içinde gözlenen kıvrımlarla aynıdır. Felsik metatüflerde çok sayıda küçük ölçekli kink kıvrım ve kutu kıvrım gözlenir. Felsik fillatlarda asimetrik kıvrımlar da gözlenmektedir (Şekil 2.34). Gözlenen kıvrımların kıvrım eksen düzlemleri bölgedeki genel kıvrım verjansının doğuya ve batıya bakışlı olduğunu göstermektedir. Tepeoba Birimi'nde ölçülen genel foliasyondan elde edilen kıvrım eksenleri doğu kesimindeki kıvrım eksenlerine uyumlu olarak 10/36, 190/48 ve 218/4 yönlem ve dalımını vermektedir (Şekil 3.28). Genel kıvrım ekseninde saat yönünde 10-24 derece arasında bir dönme görülmektedir. Bu dönme bölgede geç Kretase döneminde gerçekleşen sıkışma yönüne uyumlu diğer bir kıvrım eksenı vermektedir. Bu nedenle çok fazlı ve birbirine dar açılı olan kıvrımlanma görülmektedir. 218/4 yönlem ve dalımında açık kıvrım karakterindeki kıvrımlanma, Tepeoba Birimi'nde geç Kretase sıkışmasına uyumlu bir imzadır. Tepeoba Birimi'nin sıkışma yönü D-B doğrultusuna yakındır.



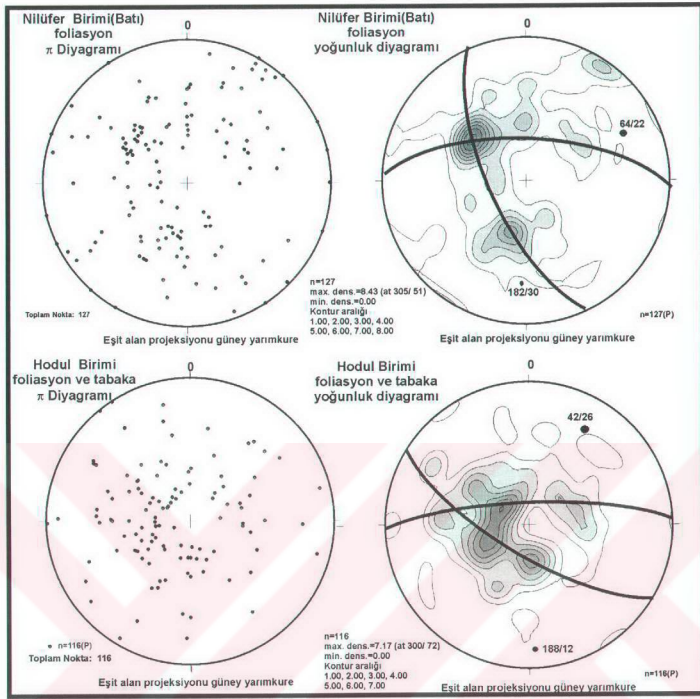
Şekil 3.28 Tepeoba Birimi'nde ölçülen foliasyonların II ve yoğunluk diyagramları, genel kıvrım eksenleri.

Kalabak Birimi, Edremit Körfezi kuzeyinde batıda Kadıköy'den kuzeye uzanan bir bindirme ile Hodul Birimi üzerine, doğuda ise Tepeoba Birimi, Kalabak Birimi üzerine batıya doğru itilmiş olarak bulunmaktadır. Paşadağ kuzeyinde ise Nilüfer Birimi, Kalabak Birimi üzerine bindirmiş olarak bulunmaktadır. Bu bölgede Kalabak Birimi içinde gözlenen kıvrımlar, fillat ve şistlerde kapalı kıvrımlardır. Bu kıvrımların kanat açıları 50°-70° arası değişir. Kalabak Formasyonu içinde ölçülen foliasyonlardan elde edilen kıvrım eksenleri 10/24 ve 182/32 yönlem ve dalımı vermektedir (Şekil 3.29). Kalabak Formasyonu üzerinde klip olarak bulunan Çal Birimi içinde ölçülen tabakalardan elde edilen kıvrım eksenleri, altında bulunan Kalabak Birimi ile aynı yöndedir (Şekil 3.29). Bu da beraber kıvrımlandıklarını gösterir. Çal Birimi'nin tabanında bulunan sürüklenme kıvrımları Çal Birimi'nin doğudan batıya doğru itildiğini göstermektedir. Paşadağ batısında Kalabak Birimi, Hodul Birimi üzerinde yer almaktadır. Bu yörede yer alan kıvrımların eksen düzlemleri hakim olarak doğuya eğilimlidir. Çal Birimi üzerinde bulunan Jura istifinin kıvrım eksenleri çakışmaktadır. Jura birimlerinin kıvrım kanat açısı 114 derece, Çal biriminde bulunan açı ise yaklaşık 95-100 derece arasındadır. Bu durumda geç Kretase kıvrımlanması öncesinde Çal Birimi geç Triyas'ta çok hafif bir deformasyon geçirmiş geniş kıvrımlar halinde kıvrımlanmıştır. Kıvrım kanat açısından bulunan değerlere göre Çal Birimi yaklaşık olarak geç Kretase ve sonrasında % 10 kadar, geç Triyas ve sonrasında % 25 daralmıştır.



Şekil 3.29 Kalabak Birimi ve üzerinde klip olarak bulunan Çal Birimi'nde ölçülen foliasyon ve tabakalardan elde edilen Π ve yoğunluk diyagramları, genel kıvrım eksenleri

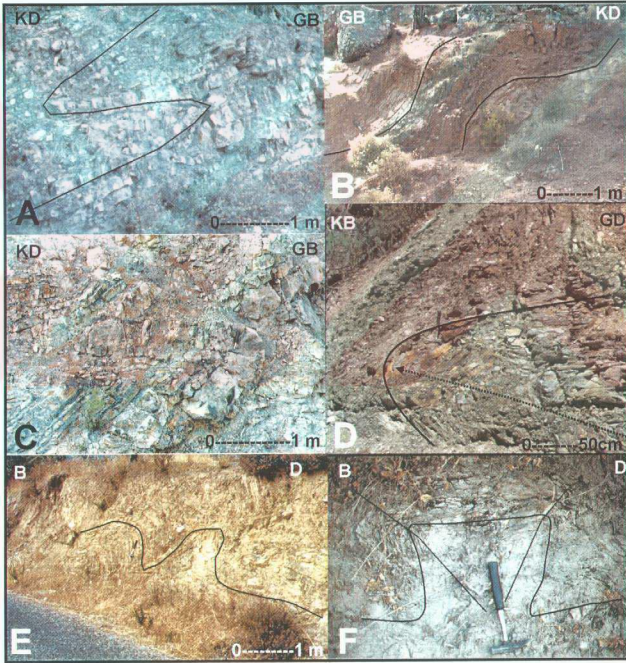
Karakaya Karmaşığı birimleri en batıda Hodul Birimi ve onunla geçişli olan Nilüfer Birimi'nden oluşur. Hodul Birimi Ortaoba köyü batısında Nilüfer Birimi'ne bindirmiş olarak bulunur. Bu bindirme Zeytinli çayında bulunan mermer bloğun kuzeyinde izlenir. Bindirme bu lokaliteden devamla doğudaki Kakalık Tepe güneyinden Karakaya Tepe'ye doğru uzanır. Bu kesim dışında Hodul Birimi mercecek şeklinde Nilüfer Birimi içinde yer alır. Bu yörede ölçülen foliasyon ve tabaka eğimleri birbiriyle uyumlu bir sıkışma eksenini vermektedir (Şekil 3.30). Hodul ve Nilüfer birimlerinden ölçülen foliasyonlardan elde edilen ortalama kıvrım eksenleri iki farklı doğrultu verir. Bunlardan bir grup KD-GB (42/26, 64/22), diğer bir grup ise yaklaşık K-G (182/30, 188/12) doğrultusundadır (Şekil 3.30). KD-GB yönlü eksen, Kazdağ Grubu'nun doğusunda KD-GB doğrultusunda bulunan Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı'na yakın kesimde ve faya paraleldir. Diğer eksen ise



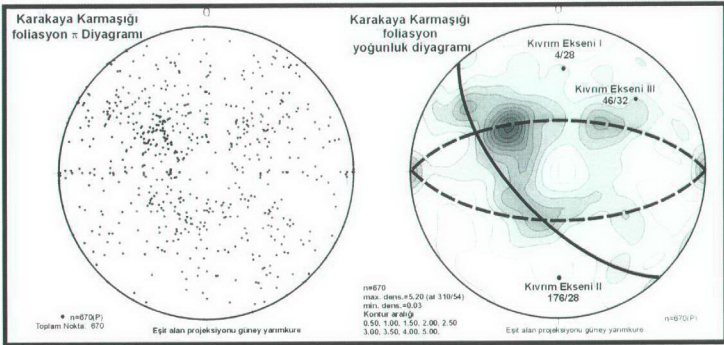
Şekil 3.30 Nilüfer ve Hodul birimlerinde ölçülen foliasyon ve tabakalardan elde edilen II ve yoğunluk diyagramları, genel kıvrım eksenleri.

Karakaya Karmaşığı için yapılan diğer diyagramlardaki bulunan eksenlerle uyumludur. Bu bölgede ortaya çıkan iki farklı eksen Kazdağ Güney Sıyrılma Fayı'nın tavan bloğunda meydana gelen deformasyon ve kıvrımlanma ile Karakaya Karmaşığı'nın sıkışma ekseninin çakışmasında oluşan süperimpoze kıvrımlanmadan kaynaklanır. Hodul Birimi, kalın tabakalı kıvrımlı arkozlar ve onlarla arakatlı filatlardan oluşur. Nilüfer birimi ise hakim olarak kalın splitler ve metatüflerden meydana gelir. Bu nedenle litoloji, kıvrım boyutları ve tiplerinde etkilidir, çevron tipi kapalı kıvrımlar, silindirik kıvrımlar, benzer kıvrımlar, kutu kıvrımlar en çok rastlanan kıvrım türleridir (Şekil 3.31). Diğer birimlerdeki kıvrımlara göre daha büyük ölçekte olan bu kıvrımlar, Hodul Birimi orta tabakalı arkozik kumtaşlarında ve Nilüfer Birimi ile arakatlı çörtlerde gelişmişlerdir. Kıvrım eksen düzlemleri yer yer yataya yakındır. Kıvrım eksenleri yaklaşık K-G eksenini karşılamaktadır.

Karakaya Karmaşığı'nın tamamında yapılan foliasyon ve tabaka ölçümlerinden ortaya çıkarılan ortak yoğunluk diyagramında 670 noktadan yapılan değerlendirmede, sahada her bir tektonik dilimde yapılan ölçümlerden elde edilen yaklaşık K-G eksenli ana kıvrım eksenini belirgin olarak görülmektedir (Şekil 3.32). İkinci bir eksen, Kazdağ Grubu genel foliasyon kıvrım eksenine (Şekil 3.14). paralel KD-GB yönlüdür. Bu eksen Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı ve geç Triyas-erken Kretase birimlerini kıvrımlandıran, geç Kretase ve sonrası kıvrımlanma eksenini ile paraleldir (Şekil 3.21). Bu iki kıvrım eksenini içinde K-G olanı geç Triyas öncesi D-B yönünde bir sıkışma ile oluşmuştur. KB-GD yönlü eksen geç Kretase sonrası sıkışmanın eseridir ve geç Triyas öncesi kıvrım eksenini ile süperimpoze olmuştur.

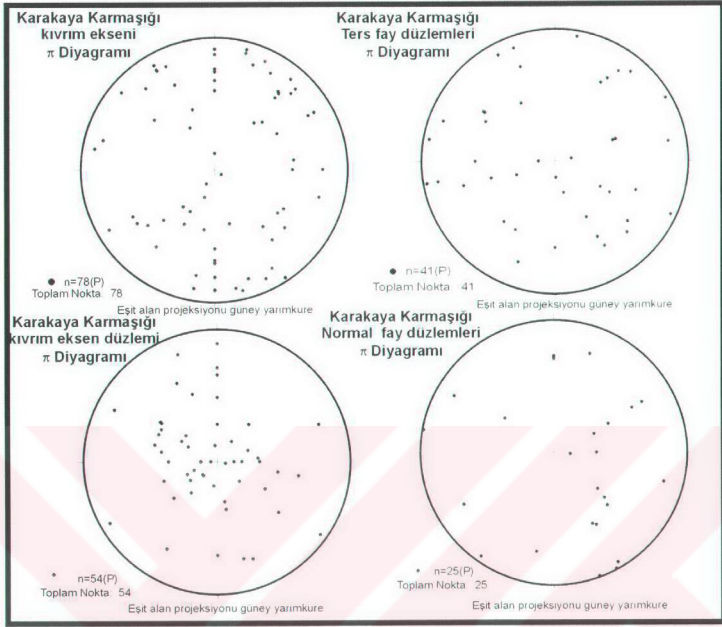


Şekil 3.31 A: Hodul Birimi arkozlarında yatık bir kapalı kıvrım. B: Nilüfer Birimi içinde splitlerin üzerinde bulunan çört tabakalarında silindirik kıvrım. C: Hodul Birimi, Arkoz-çört ardalanmasında yatık kıvrım. D: Hodul Birimi arkoz-fillat ardalanmasında yatık dalımlı kapalı bir kıvrım. E: Hodul Birimi'nde asimetrik dalımlı kıvrımlanma. F: Nilüfer metatüflerinde bir kutu kıvrım.



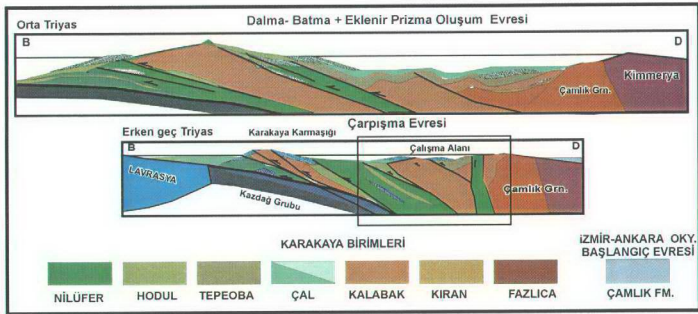
Şekil 3.32 Karakaya Karmaşığı ünitelerinde ölçülen foliasyonlardan elde edilen II ve yoğunluk diyagramları, genel kıvrım eksenleri.

Sözü edilen iki ana sıkışma eksen, sahada yapılan ölçümlerden elde edilen kıvrım eksenleri, ters fay düzlemleri, kıvrım eksen düzlemlerinin verjansı ve normal fayların dağılımında da görülmektedir (Şekil 3.33). Sahada ölçülen çeşitli kıvrım eksenlerinin % 57 si K-G eksenı üzerinde ± 15 derecelik bir eksen sapma açısı içinde yoğunlaşmaktadır. % 35'i KD-GB eksenı üzerinde ± 20 derecelik bir eksen sapma açısı içinde yoğunlaşmaktadır. % 8'i ise söz konusu edilen alanın dışında kalmaktadır. Elde edilen iki eksen yoğunlaşması sahada ana kıvrım eksenlerine uyumludur. Kıvrım eksen düzlemlerinin % 35 doğudan batıya %32' si ise batıdan doğuya doğru eğimlidir. Bu D-B yönlü sıkışmaya uyumlu çift yönlü bir sıkışma görülmektedir. Sahada görülen kutu kıvrımlar bu tür bir sıkışmayı göstermektedir. Ters fay düzlemlerinin dağılımı ise bölgede D-B daralama ile oluşabilecek K-G doğrultulu ters faylar ve buna 45° açılı çapraz ters fayları temsil eden bir dağılım gösterir. Bunların bir kısmı da KB-GD yönlü daralmanın yönüne de uygundur. Normal faylar ise daha çok Hodul birimi içinde ölçülmüş bir çoğu sedimantasyona eş yaşıdır. Kıvrımlanmadan dolayı doğrultu ve eğim yönleri bozulmuştur. Sahada ölçülen foliasyon düzlemleri, kıvrım eksenleri, fay düzlemleri gibi temel unsurlar bölgede birbirinden ayrılabilen iki sıkışma rejimini göstermektedir. Bunun KB-GD yönlü olanı, Karakaya Karmaşığı'nı örten geç Triyas-Erken Kretase serisini kıvrımlandıran sıkışma ile oluşmuştur. geç Triyas-erken Kretase serisinden daha yaşlı olan diğer sıkışma eksenı ise D-B yöndedir. Bu sıkışma yönü ve ana bindirme fayları dikkate alındığında Karakaya Karmaşığı doğudan batıya doğru



Şekil 3.33 Karakaya Karmaşığı içinde gözlenen kıvrım, kıvrım eksen düzlemi, ters ve normal fayların II ve yoğunluk diyagramları.

itilmiş dilimli bir yapı olarak görülmektedir. Karakaya Karmaşığı üniteleri çalışma sahası ve çevresinde adayayı, yayardı havza, denizaltı dağı, rift birimleri olarak tanımlanmakta ve bir eklenir prizma tarafından bir araya getirildiği bilinmektedir (Bingöl vd., 1973; Tekeli, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1984b; Okay, 1985; Okay vd., 1990; 1991; 1996; Pickett ve Robertson, 1996). Diğer araştırmacılar tarafından da tanımlanan ünitelerde, Karakaya Karmaşığı'nın yığılmasına neden olan dalma batma, batıdan doğuya doğru (Bugünkü yön) gelişmiştir (Şekil 3.34). Çal Birimi bu sıkışma evresinde sığ alanlarda depolanan kireçtaşları ve temelden derlenen yoğunluk akıntılarıyla çarpışma evresinin ürünüdür. Çalışma sahasında erken-orta Triyas'ta yitmekte olan okyanus ve bunun üzerinde yer alan yığılma karmaşığı geç Triyas'ta çarpışma ile yapısal evrimini tamamlamıştır (Şekil 3.34).

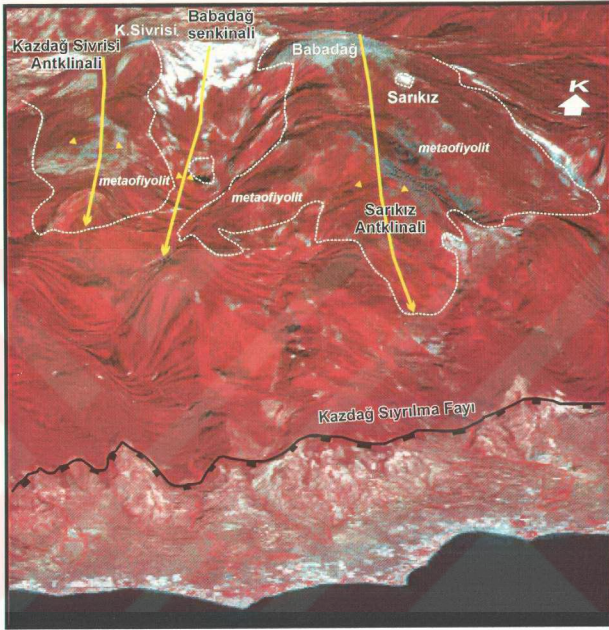


Şekil 3.34 Karakaya Karmaşığı'nın orta-geç Triyas yapısal evrim modeli.

3.6.2. Kazdağ metamorfik çekirdeğinin yapısal özellikleri

Kazdağ Grubu'nun Kazdağ Sıyrılma Fayı'na bağlı gelişen yapıları, masifin en dış kesimlerde yer alır (Bkz. sf 150-157). Kazdağ Grubu'nun çekirdek kesimlerinde özellikle metaofiyolitlerde gözlenen kıvrım tipleri Karakaya Karmaşığı içindekilere benzerdir (Şekil 3.35). Bunlar kapalı kıvrımlar ve kutu kıvrımlardır. Bu kıvrımlar en iyi Babadağ, Sarıkız arasında metaofiyolitlerde gözlenir. Kazdağ zirvesinde bulunan metaofiyolitlerin mermerle yaptığı dokanak, Kazdağ Grubu'nun kıvrımlı yapısını anlamak için anahtar bir seviyedir. Kazdağ zirvelerinden güneye bakıldığında Babadağ ve Kazdağ Sivrisi arasında mermerler ve üzerindeki amfibolitler, metaofiyolitlerin üzerinde tektonik olarak itilmiş durduğu gözlemine neden olacak morfolojik bir yanılsama sunarlar. Bu yanılsamadan dolayı Sülzer (1990) ofiyolitleri naplar olarak yorumlamıştır. Oysa arazide yapılan gözlemler, bölgenin sayısal topoğrafya haritası, uydu görüntüsünde birleştirildiğinde "V" yasasına uygun olarak Babadağ ve Kazdağ Sivrisi arasında kalan ve Edremit Körfezi'ne uzanan vadinin bir senklinal olduğu ve Kazdağ Sivrisi antiklinali ve Sarıkız antiklinali arasında kaldığı görülmektedir (Şekil 3.35). Kazdağ Sivrisi ve Babadağ arasında kalan alanda mermerler, güneye doğru gittikçe mermerlerden daha yukarıda kıvrımlı amfibolitler görülmektedir. Bu, büyük ölçekli kıvrımların eksenini Karakaya Karmaşığı birimlerindeki ana kıvrım eksenine, millonitik lineasyona paralel ve kuzey-güney doğrultudadır (Şekil 3.3. ve 3.32). Bu kıvrımlar Kazdağ Çekirdek Kompleksi'nin yükselmesi esnasında oluşamayacak kadar kanat açıları dar ve büyük ölçeklidir. Bu kesimde doğrultu eğim ölçümü

sınırlı olduğundan dolayı ana yoğunluk diyagramında (Şekil 3.32) KB-GD kıvrım eksenini gölgelenmektedir. Şekil 2.8’de Kazdağ Grubu metaofiyolit çekirdeği çevresinde mermer dokanağına göre “V” yasasına dayanarak bulunan doğrultu ve eğimler ana kıvrımlı yapıyı göstermektedir (Şekil 3.35).

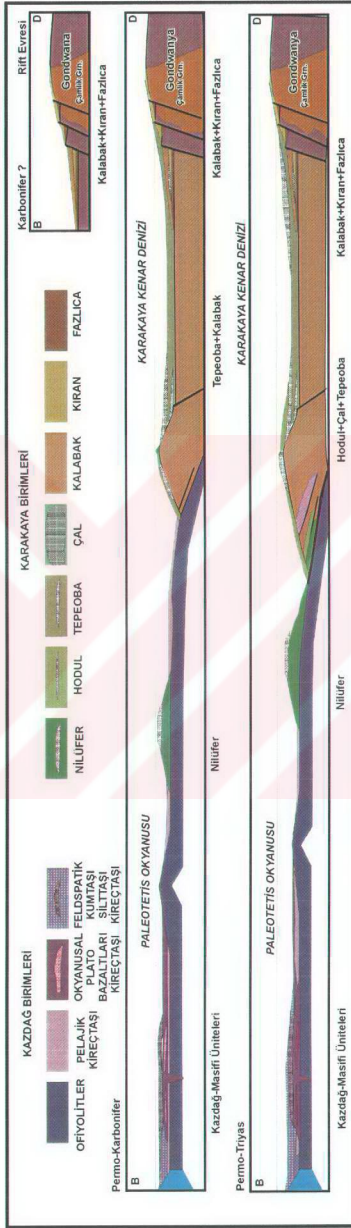


Şekil 3.35 Kazdağ zirvesinin Aster uydu görüntüsüne bindirilmiş sayısal arazi modeli, metaofiyolit-mermer sınırının izi ve gösterdiği kıvrımlı yapı.

Kazdağ Grubu’nun geçirdiği yapısal deformasyondan dolayı üç ana kıvrım eksenini bulunur. Bunların içinde en genç olanı D-B doğrultulu gerilmeden oluşan dom yapısıdır. Bu yapının tavanı Kazdağ Sıyırılma Fayı’dır (sahada güney parçası gözlenir). Günümüzde genç tektonik dönem yükselmesi dolayısıyla derin kanyonlarla parçalanmıştır. Bu domun sınırları Kazdağ Sıyırılma Fayı ile belirlenir. Bu yapının altında ikinci kıvrım eksenini ise geç Kretase-erken Paleosen döneminde Rodop-Pontid İç Okyanusu’nun kapanmasının sonucu ortaya çıkan KD-GB doğrultuludur. Kazdağ merkezi kesimlerinde ortaya çıkan en yaşlı yapı K-G doğrultusundaki kıvrımlardır.

3.7. Triyas Öncesi Yapıları

Çalışma sahasında Permo-Karbonifer dönemine ait yapılar neredeyse tamamen tahrip olmuştur. Bu nedenle sadece Kazdağ Grubu ve Karakaya Karmaşığı tektono-stratigrafik özellikleri ve Karakaya Karmaşığı içinde bulunan birimlerde gözlenen çökelmeyle eş yaşlı ender yapılar sadece spekülatif bir model yapmaya elverişlidir. Karakaya Karmaşığı içindeki bu yapılar, normal faylar ve kumtaşları içinde plastik deformasyona ile uzamış kireçtaşı çakıllarıdır. Karakaya Karmaşığı içinde bulunan ünitelerin (Bkz sf. 73) ortamsal konumları ve yanall ilişkileri denizaltıdağı, eklenir prizma, kenar havzası olmak üzere belirlenmektedir. Bu çalışmada Hodul Birimi içinde ölçülebilen sedimantasyona eş yaşlı çok az sayıdaki normal fay (Şekil 3.33) yaklaşık BKB-DGD yönlü bir gerilme rejimini işaret eder. Ayrıca Hodul birimi içinde bulunan bir kumtaşı seviyesinde bulunan intra-formasyonel kireçtaşı çakılları da doğu-batı yönünde uzamış olarak bulunurlar (Şekil 2.31A). Kazdağ Grubu amfibolit fasiyesinde metamorfizması sayesinde sedimanter geçmişine ait yapılar neredeyse tamamen silmiştir. Sadece Babadağ Formasyonu (Metaofiyolit), Sarıkız Formasyonu (mermer zarf) ilişkisi, amfibolitler içinde tabaka sınırı belirgin birbirine uyumlu mermer mercekler, felsik gnayslar arasında mermer arakatıklar ve deforme çörtlü seviyelerden kurulu, mafiklerden başlayan ve kuvarso-feldspatik birimlere giden üç fazlı kıvrımlanmış bir kaya serisi söz konusudur. Kazdağ Grubu ile Karakaya Karmaşığı'nın Triyas yapısal deformasyonundaki ortak nokta bunların aynı yapısal evrimin parçası olduğunu göstermektedir. Karakaya Karmaşığı yapısal ve sedimanter verjansları, bugün ki konumuyla doğu kıtasının (Gondwana) kenarında riftten başlayan dalma-batmaya bağlı gelişen ortamlara kadar evrimleşen birimleri içermektedir (Şekil 3.36). Kazdağ Grubu ise yiten bir okyanus kabuğu ve üzerinde bulunan denizaltı dağları ve bunlara bağlı gelişen ortamları ürünü olabilecek bir istif sunmaktadır. Kazdağ Grubu'nu oluşturan kayalar, doğuya dalan levhanın üzerinde yer almaktadır (Şekil 3.36). Bu durumda orta-geç Triyas'ta gerçekleşen çarpışmada Kazdağ Grubu batı kıtasının (Lavrasya) doğusundaki yer alan okyanus temelini ve üzerinde gelişen birimleri temsil etmektedir. Bu durumda Karakaya Karmaşığı bu okyanusun yitim zonunda, Kazdağ Grubu ise bu okyanusun içinde yer almaktadır.



Şekil 3.36 Kazdağ Grubu ve Karakaya Karmaşığı'nın ortamları ve palinspastik yapısal evrim modeli: Karbonifer'de çalışma sahasında Gondwana temeli üzerinde, gerilme rejimi altında klasik ağırlıklı rift ortamı ürünleri sayılabilecek Kalabak, Kıran ve Fazlıca birimlerini oluşturan formasyonlar çökelmiştir. Permo-Karbonifer'de Paleotetis Okyanusu kuzeyden güneye dalmaya başlamış, güney pasif kenar üzerinde gelişen dalma-batma zonunda Karakaya Karmaşığı'nı oluşturan birimler, eklemler bir prizmada bir araya gelmeye başlamışlardır. Permo-Triyas'ta Paleotetis okyanusal kabuğu dalmasına devam etmiş, kıta kenarından beslenen Hodul Birimi ile okyanus kabuğu üzerinden kürenen NİLÜFER Birimi dalma-batma zonunda bir araya gelmeye başlamıştır. Bu esnada hendek içinde eklemler prizma üzerindeki platformlardan gelen sığ denizel kırıntılarıyla bir araya gelmiştir (Çal Birimi). Daha sonra Paleotetis Okyanusu'nun Lavrasya pasif kenarı ile okyanus ortası sırt arasında kalan okyanusal levha geç Triyas'ta Karakaya Karmaşığı'nın altına yerleşmiş olacaktır (Bkz Şekil 34).

4. EDREMİT KÖRFEZİ VE ÇEVRESİNİN JEOFİZİK ÖZELLİKLERİ

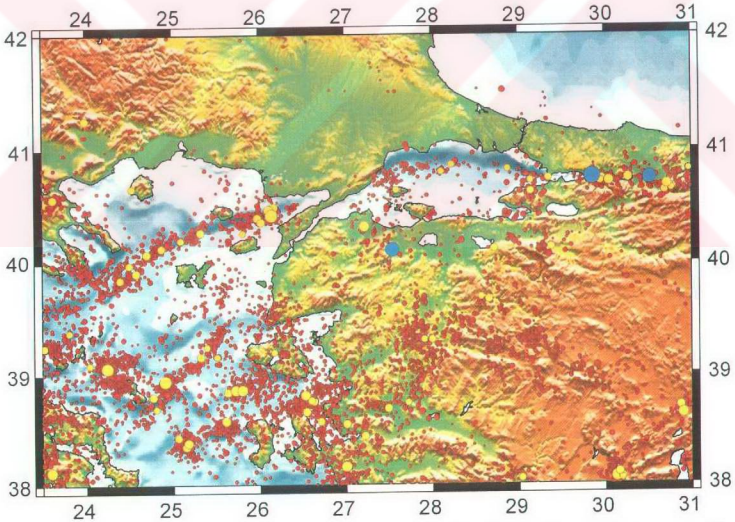
Çalışma sahasının ve çevresinin jeolojik sorunlarının bir kısmı jeofizik veriler ışığında anlamlı cevaplar bulabilmektedir. Örneğin, bölgedeki fayların kinematiklerini anlamak için küresel konumlanma sistemine (KKS), aktivitelerini anlayabilmek için sismolojiye, günümüz coğrafi yönlerine göre ölçümlendiğimiz deformasyon yönlerinin, yapıların ve tektonik hatların eski konumlarını bulabilmek için paleomanyetik verilere gereksinim vardır. Bölgede gravite ve manyetik haritaları ile tektonik hatlar arasındaki ilişki, yerel blokların sınırlarını çizmede yardımcı unsurlardır. Çalışma sahası ve çevresi bu veriler açısından zengin bir bölgedir.

Ege Bölgesi'nde farklı konuları genel olarak ele alan bir çok jeofizik çalışma bulunur. Bunlar gravite, manyetik, sismotektonik üzerine yoğunlaşır. Ege'de kabuk kalınlığını saptamak için airy isostazik dengelenim, gravite anomali verilerine göre haritalar üretmiştir (Allen ve Morelli, 1971; Meissner vd., 1987; Akdoğan, 2000). Bu çalışmalardan yola çıkan araştırmalara göre Doğu Ege'de kabuk kalınlığının karada 40 km civarında denize doğru 30 km'ye kadar düştüğü, Ege Denizi içindeki çöküntü alanlarında, 28 km ye kadar inceldiği bilinmektedir (Yılmaz vd., 2000). Kabuğun ince olduğu kesimler ile Ege derin deniz çukurlarının çakışması bölgede kabuk kalınlığı ile aktif tektonik arasındaki ilişkiyi ortaya koymaktadır. Akdoğan (2000) tarafından yayınlanan gravite haritaları, aktif tektonik hatlarla kabuk kalınlığı arasında bir ilişki olduğunu açıkça göstermektedir. Yine Akdoğan (2000) tarafından yayınlanan magnetik anomali haritası gravite haritasında olduğu gibi bölgesel yapı ile uyumlu bir düzen verir. Fay kontrollü grabenler, magnetik anomali haritasında da anomali olarak izlenebilmektedir. Bölgede aktif tektoniğin en önemli etkilerinden biri de yüksek ısı akısıdır. Tezcan ve Turgay (1991), Biga yarımadasında yapılan çok sayıda sondajdan elde ettikleri kuyu verilerine göre ısı akısını 100-120 mW/m² civarında bir değer olarak saptamıştır. Çalışma sahası içinde ve çevresinde Tuzla, Küçükuyu, Güre ve Edremit'te bulunan sıcak su kaynakları aktif faylara bağlı gelişen kaynaklardır. Ege Denizi sismik aktivitenin çok yoğun olduğu bir bölge olarak bilinmektedir. Ege Hendeği, Ege Graben

sistemi, bu sistemle etkileşimli Kuzey Anadolu Fay Sistemi ana fayları üzerinde $M > 6$ dan büyük depremler ile bölgede deformasyonun geliştiği, daha küçük depremler ile bloklar arası yamulmanın karşılandığı araştırmacılar tarafından belirtilmektedir (Jackson ve McKenzie, 1988, Taymaz vd., 1991). Kuzey Ege'de deprem odak derinlikleri, kırılmaların 5 ile 10 km arasında çok azının 10-12 km'nin altında oluştuğunu göstermiştir (King vd., 1985; Hatzfeld vd., 1987; Lyon-Caen vd., 1988; Taymaz vd., 1991). Bu 10-12 km'den daha derinde kabuğun sünek davrandığını sismojenik katmanın sığ olduğunu göstermektedir.

4.1. Edremit Körfezi ve Çevresinin Sismotektoniği

Kuzey Ege'de ve çevre alanlarında sismik aktivite çok yoğundur. Bu yoğunluk deniz ve kara alanlarında aynı zamanda ana tektonik hatları da belirler, Edremit Körfezi batısında Midilli çevresini kuşatan bir aktivite oldukça belirgindir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1 Kuzey Ege ve Kuzeybatı Anadolu'nun sismik aktivitesi. Deprem ve G-topo datası USGS, deniz batimetri datası, Smith ve Swewell, (1997)'den alınmıştır. Kırmızı işaretler $M=3-5$, Sarı $M=5-7$ ve maviler $M > 7$ büyüklüğünde depremlerdir. Data 1973-2003 arasını kapsamaktadır. 1954 Yenice-Gönen depremi haricen eklenmiştir (Hazırlayan O. Tan).

4.1.1. Çalışma alanı, çevresi tarihsel ve güncel depremleri

Çalışma alanı ve çevresinde tarihsel olarak çok sayıda depremden söz edilir. Midilli adası ve çevresinde tarihsel dönemde M-6-7 civarında MÖ 231, MS 1383, 1639, 1672, 1755, 1845, 1857, 1865 1867 1874 1887, 1889, 1890, 1891 yıllarında, depremler olduğu bilinmektedir (Ergin vd., 1967; Ambraseys ve Finkel, 1995).

Aletsel dönemde yine Midilli adası ve çevresinde 1912, 1914, 1916, 1917, 1920, 1930 depremleri ardından Küçükkuşu civarında 6 Ekim 1944'te Ms 6.8 büyüklüğünde yıkıcı bir deprem olmuştur. 19.3.1953, 17.5.1954 depremleri Dikili ve Çanakkale'de hissedilmiş, 4.11.1954 Ayvalık ve Ezine'de hissedilmiş diğer Midilli depremleridir. 2. 5.1953 Karaburun depremi öncesi 1-2.5.1953 te Midilli de üç deprem olmuştur. 19.11.1959 depremi Midilli ve Edremit'te hissedilen körfez içi bir depremdir. Çalışma alanına uzanan faylarla ilgili diğer bir deprem de 18.3. 1953 (Ms 7.2) Yenice-Gönen depremidir.

Çalışma sahasında bilinen en önemli deprem ise 6 Ekim 1944 yılında 07.28.16 saatinde Edremit Körfezi kuzeyinde olan depremdir. Bu deprem, Edremit Körfezi kuzeyinde yüzey kırığı hakkında bilgi bulunan bir depremdir. Basın haberlerine göre deprem Akhisar, Manisa, Gönen ve Tekirdağ'da duyulmuş hasar oluşturmamıştır. Hasar merkezi olarak Edremit Körfezi çevresinde Ayvalık, Burhaniye, Havran, Kozak'ta düzlükteki yerleşim ve kıyı şeridinde sivilaşmaya bağlı hasarlar oluşmuştur. Ambraseys (1988) deprem bölgesinde çalışan araştırmacıların raporlarına göre Edremit Körfezi kuzeyinde Altınoluk-Ahmetçe iskelesi arasında kalan sahil ve bu kesime yakın köylerde orta ve ağır hasardan söz etmektedir. Esas olarak Küçükkuşu'dan doğuya uzanan sahil şeridinin bir kaç yüz metre içinde 10-30 cm arasında bir yarıkm gözlenmiştir. Batıda Ahmetçe iskelesi deltasında da yıkım bulunmaktadır.

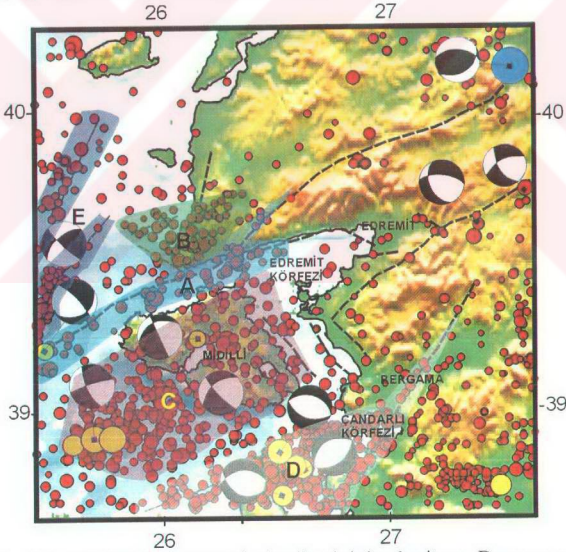
Saha çalışması esnasında Çakalini, Çetmibaşıyörükleri, Adatepe, Narlı, Doyran ve Altınoluk köylerinde yapılan sözlü görüşmelere göre (1999 yılında halen hayatta olan 73-75 yaşlarındaki tanıkların tarifleri ve anlatımlarına göre) kırık, kara içinde, derin açılan yarıklarla temsil olan, güney bloğu düşmüş normal bir faydır. Yüzey kırığının izlenebilen başlangıç noktası Altınoluk, Pirenli tepe güneybatısıdır. Kırılma, Doyran, Narlı ve Küçükkuşu köyleri arasında bulunan

Küçükkuyu-Altınoluk Fayı üzerinde gerçekleşmiştir (Şekil 3.2). Tarif edilen yerlerde yaşları 100'ün üzerinde olan zeytin ağaçlarından oluşan bahçelerde yaklaşık 1-1.5 m civarında bir düşey atıma denk gelen bir yumuşak şevin varlığı saptanmıştır. Bu hattın üzerinde bulunan köy yollarında zamanla düzeltilmesine rağmen halen belirgin olarak yolda ani artan eğimle temsil olan kesimlerin uzantılarında şevler bulunmaktadır. Mıhlı Çayı üzerinde bulunan sebze bahçelerinin depremden bir iki yıl sonra kurduğundan söz edilmektedir. Küçükkuyu doğusunda fayın geçtiği yerde bulunan bir fabrikanın hasar gördüğü ve yanından geçen derenin çöktüğü anlatılmaktadır. Bu yörede Ambraseys (1988), gözlemcilerin 10 cm lik bir düşey atımdan söz ettiklerini yazmaktadır. Bu kesim dışında Adatepe kuzeyinde Çakalini Köyü'nün içinden geçen bir fayın üzerinde bulunan bir evin yıkıldığı, Çetmibaşıyörükleri mevkiinde yer yarıldığından söz edilmekteyse de bu kesimlerde yapılan çalışmalar esnasında bariz bir fay şevi gözlenememiştir. Sismik kesitlerde devamlılığı açıkça görülen Küçükkuyu-Altınoluk Fayı, yaklaşık 35 km uzunluğundadır (Şekil 3.7). Bu fay üzerinde gözlemlediğimiz maksimum atım 1 m civarında olduğu dikkate alınarak yapılan hesaplamada (Scholz vd., 1986) Mw 6.7'lik bir büyüklük elde edilmiştir. Bu da ISS tarafından ölçülen büyüklüğe (Ms 6.8) çok yakındır (Eyidoğan vd., 1991).

4.1.2. Çalışma alanının Ege sismotektonik mekanizmasındaki yeri

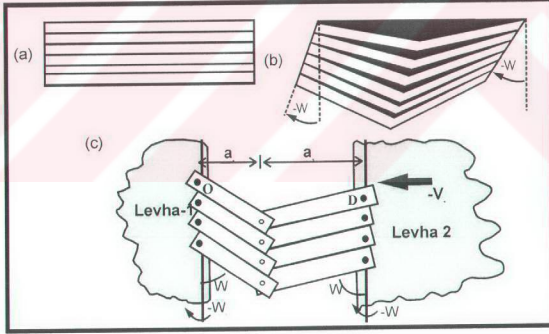
Bu çalışmada bölgenin sismik aktivitesini değerlendirmek için 1973-2003 arasında USGS tarafından toplanan veriden $M > 3$ büyüklüğü üzerinde depremler seçilmiş ve fay düzlem çözümleri haritaya aktarılmıştır. Biga yarımadası, Edremit Körfezi ve Midilli adası çevresinde gelişen depremler belirgin olarak ana tektonik hatları izlemektedir. Edremit Körfezi ve çevresinde mikrosismik aktivitenin yoğun olduğu levhacıklar ve çevrelerini sınırlayan fayların aktivitesi açık bir şekilde doğrultu atımlı fayları egemenliğinde bir aktivite göstermektedir (Şekil 4.2). Edremit Körfezi batısında denize uzanan fayların devamlarında sismik aktivitenin devam etmesi bu fayların denize devam ettiğini göstermektedir. Şekil 4.2 de "A bölgesi" böyle bir zondur. Kara kesiminde sismik aktivite çok azdır. 1953 Depremi bu fay zonun en doğu kesimde meydana gelmiş sağ yanal bindirme bileşeni hakimiyetinde bir çözüm gösterir (Taymaz vd., 1991). Dikkat çekici bir mikro deprem aktivitesi "B bölgesi" olarak haritada gösterilen kesimdedir. Bu yöre,

KKD-GGB doğrultulu, Biga Yarımadası batısında bulunan bir fay sistemi ile Behramkale'den Ege'ye uzanan iki sistemin arasında bir kesişim noktasıdır ve sahada bir çok normal fay bulunmaktadır (Karacık, 1995). Sismik aktivitenin diğer yoğun olduğu bir kesim ise Midilli adası ve batısında kalan alanda yayılan aktivitedir. Bu alanda tarihsel olarak ta çok sayıda deprem kaydı vardır. Edremit Körfezi ve kara alanlara göre daha yoğun bir aktivite bulunur. Hakim deformasyonun KD-GB doğrultulu, sağ yanal doğrultu atımlı faylar egemenliğinde olduğu görülmektedir (Şekil 4.2). Bu haliyle yayılan aktivite Midilli bloğunun içsel deformasyonudur. Midilli bloğunun güneyini sınırlayan aktivite "D bölgesi" olarak tanımladığımız Kozak Dağı güneyinden Bergama'dan ve Çandarlı körfezine kadar uzanan fay zonunun içinde kalmaktadır (Şekil 4.2). Bu kesimlerde oluşan mikro depremler K-G bir gerilme rejimi işaret etmektedir (Şekil 4.2). Biga yarımadası batı şelfinde "E bölgesi olarak adlandırdığımız zon üzerinde KKD-GGB doğrultulu diğer bir grup depremcik içinde sağ yanal fay çözümleri bulunmaktadır (Şekil 4.2).



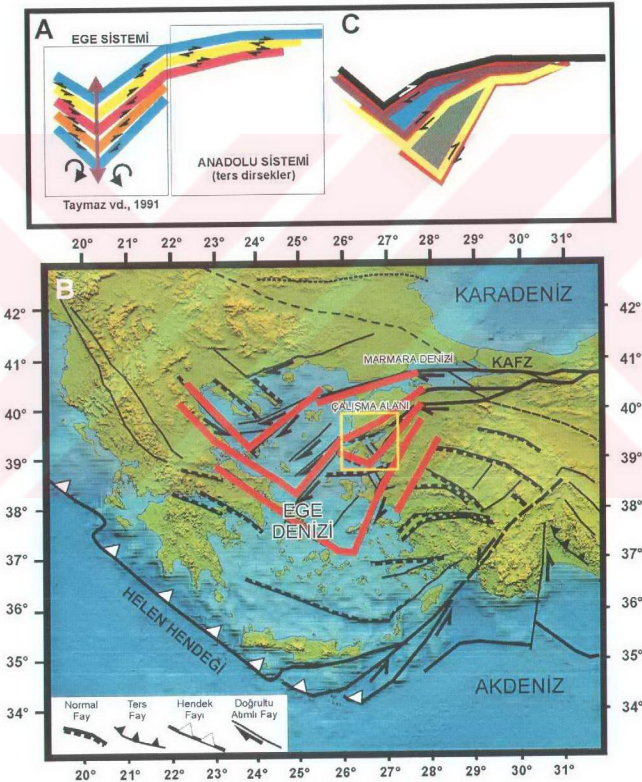
Şekil 4.2 Edremit Körfezi çevresi sismik aktivite haritası. Deprem ve G-topo verileri USGS, deniz batimetri verileri Smith ve Sandwell (1997)'den alınmıştır. Kırmızı işaretler M=3-5, Sarı M=5-7 ve maviler M>7 büyüklüğünde depremlerdir. Data 1973-2003 arası kapsamaktadır. Fay çözümleri Cornell Üniversitesi etkileşimli yerbilimleri veritabanından çizdirilmiş, Taymaz vd. (1991), Kalafat, (1995) ve Örgülü, (2001) yerel çözümleri haritaya eklenmiştir.

McKenzie (1972;1978) Ege Gerilme Sistemi için yaptığı çalışmalarda depremlerden elde ettiği fay çözümleriyle K-G gerilme rejiminden söz etmiş, bunu Anadolu'nun batıya kaçışı ile oluşan açılmaya ve aynı yönde Ege Hendeği'nin yarattığı gerilme rejimine bağlamıştır. Bu modelde doğu-batı grabenler oluşmaktadır. Bu sistemin içinde zamanla yapılan yeni fay çözümleri doğrultu atımlı faylanmanın Ege Denizi ve çevresinde önemli bir yeri olduğunu göstermiştir. Ortaya konan kinematik analizlerin içinde çalışma sahasında yapılan yapısal analizlere en uyumlu model Taymaz vd., (1991) tarafından ortaya konmuştur. Taymaz vd., (1991) Ege sistemi ile Kuzey Anadolu Fay Sistemi (KAFS) arasındaki ilişkiyi paralel dirsekler (parallel broken slat) adını verdikleri modelle açıklar (Şekil 4.3). Ege Sistemi ve KAFS arasındaki ilişkiyi açıklayan modele kaynaklık eden fay düzlemi çözümlerine göre doğu kesiminde paralel dirsekler düzgün parçalar olarak düşünülmüştür (Taymaz vd., 1991). Ege Sistemi içindeki faylarla, paralel dirsekler modeli bu anlamda bazı farklılıklar içerir. Ege sistemine katılan doğrultu atımlı faylar, Anadolu bloğu üzerinde Taymaz vd., (1991) modelinden farklı olarak paralel ters dirsekler de yapmaktadır (Şekil 4.4A). Bu iki sistem birbiriyle asimetrik bir



Şekil 4.3 Paralel kırık düzlemler modeli (Taymaz vd., 1991). Bu modele göre birbirine paralel düzlemler(a)oluşturulur, ikinci aşamada doğu kesimi batıya göre daha fazla rotasyona uğradığından dolayı dirsekler oluşur, böylece birbirinden ayrılan dirsekler arasında paralel yönde doğrultu atımlı harekete bağlı oblik gerilme oluşmaktadır (b). Bu modelin pratik uygulaması olarak Taymaz vd., (1991) birbirine paralel olan ağaç parçalarını orta kesimde birbirine vidalamış ve bunları iki tarafından aynı bloğun üzerine yine hareket edecek şekilde monte etmiştir (c). Böylece sola doğru itilen levha dirsekleri hareket ettirmekte ve iki levha arası daraldıkça ağaç parçalar birbirine göre doğrultu atımlı hareket etmekte ve kuzey-güney gerilme oluşmaktadır.

paralel dirsek modeli oluşturmaktadır. Ege fay pateni ile KAFS arasında geçişin olduğu kesimlerde batıya doğru yön değişimine bağlı sıkışma ve gerilme alanlarına uyumlu bir patern ortaya çıkar (Şekil 4.4A ve B). Çalışma alanı, paralel dirsek modelinde Ege'ye uzanan KD-GB faylara bağlantılı gelişen oblik açılma ve KB-GD uzanan normal fayların gelişimine bağlı olarak deforme olmaktadır. Edremit Körfezi'nde gerçekleşen rotasyonel açılmanın ana etkeni olan doğrultu atımlı faylar, asimetrik dirsekler sisteminin parçası olarak çalışmaktadır. Doğu kesimde ana tektonik hatların arasında sağ yanal doğrultu atımlı faylara bağlı gelişen normal

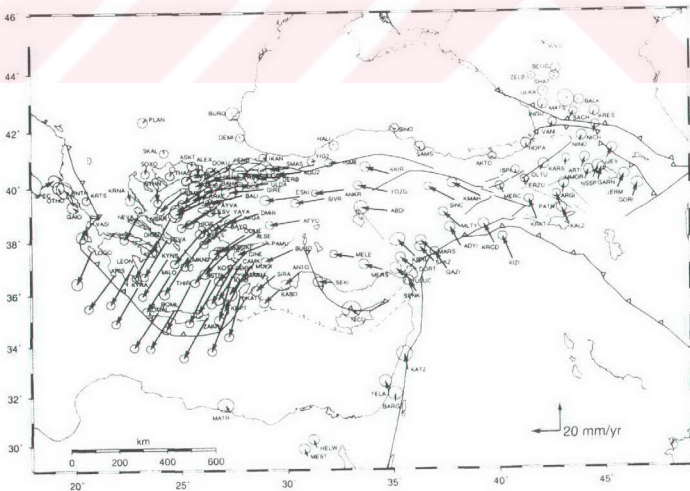


Şekil 4.4 A: Paralel dirsek modeli (Taymaz vd.,1991) ve paralel ters dirsekler arasındaki kinematik ilişki, B: Ege Fay pateni ve paralel dirsekleri oluşturan ana tektonik hatlar, sarı renkli kare çalışma alanı ve çevresinin sistemdeki yerini göstermektedir C: Ege-Anadolu asimetrik dirsekler modeli (taban haritası <http://atlas.geo.cornell.edu/ima.html> sayfasından hazırlanmıştır.).

fayların doğrultusu D-B olduğundan dolayı çok sayıda K-G gerilmeyi işaret eden deprem olabilmektedir. Ege Gerilme Sistemi, Ege Hendeği ile doğu kesimde yer alan Kuzey Anadolu Fay Sistemi, Anadolu'nun batıya hareketi ile uyumlu bir transfer zonu olarak çalışmaktadır. Kuzey Ege'de bu nedenle doğrultu atımlı fayları işaret eden depremlerin temsil ettiği ana hatlar ile aralarında kalan alanlarda normal fay depremleri olabilmektedir. Midilli ve Edremit bu anlamda Kuzey Anadolu Fay Sistemi orta ve güney kollarının oluşturduğu dirseklerin arasında kalan bir blok olarak davranmaktadır. Bu blok içinde olan deformasyon, sağ yanal makaslama ve asimetrik dirseklerin hız ve doğrultu farklarından kaynaklanan rotasyonun ürünüdür.

4.2. Edremit Körfezi ve Çevresinin Küresel Konumlanma Sistemine Göre Hareketi.

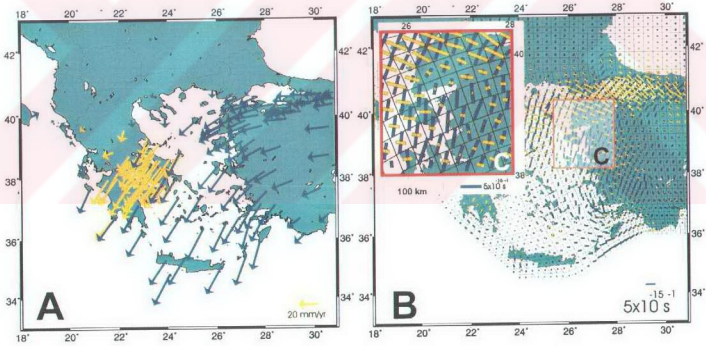
Arap Bloğunun Doğu Anadolu'yu sıkıştırması sonucu Kuzey Anadolu Fay Sistemi ve Doğu Anadolu Fay Sistemi arasında bulunan Anadolu Bloğu'nun batıya kaçış şekli son yıllarda Küresel Konumlanma Sistemi (KKS) çalışmalarının yayınlanmasıyla ile matematik bir ifade kazanmıştır (Şekil 4.5) (Kahle vd., 1998; Relinger vd., 1997; McClusky vd., 2000).



Şekil 4.5 KKS yatay hızları dağılımı (McClusky vd., 2000'den alınmıştır.).

Bu çalışmalar, Anadolu Bloğu'nun batıya kaçarken aynı zamanda saatin ters yönünde döndüğünü de göstermiştir. McClusky vd., (2000) KAFS üzerinde yılda 24 ± 1 mm/yıllık bir hareket hızı bulmuştur. Ege sistemine doğru yaklaşık D-B yönlü vektörler güney batıya yönelmekte ve hızları 30 ± 1 mm/yıl a çıkmaktadır. Bu artış Ege Çukuru'nun çekme etkisinden kaynaklanmaktadır.

Ege sistemi ve gerilme sistemi için KKS deformasyonu ile ilgili diğer bir çalışmada ise Özeren (2002), Avrasya'yı referans kabul eden KKS vektörlerini bir sayısal modelle minimum toplam genleme oranı (strain rate) alanına uydurmaya çalışmıştır (Şekil 4.6). Bu çalışmada Özeren (2002) M.I.T. KKS ağına ait gözlemler kullanılmış, (McClusky vd., 2002) ve her nokta için hızın iki bileşeni için tanımlanan standart hatalar, izotropik bir algoritma içinde hesaba katmıştır. Çalışma sonucunda Ege Bölgesi'ndeki KKD-GGB gerilmelerin yaklaşık 39 derece enlemi civarında, Marmara Bölgesine hakim olan sağ yanal makaslama rejimi ile Biga Yarımadası'nın güneyinde bulunan oblik gerilmeli sağ yanal makaslama rejimi arasında bir geçiş zonuna karşılık geldiği tespit edilmiştir (Şekil 4.6).

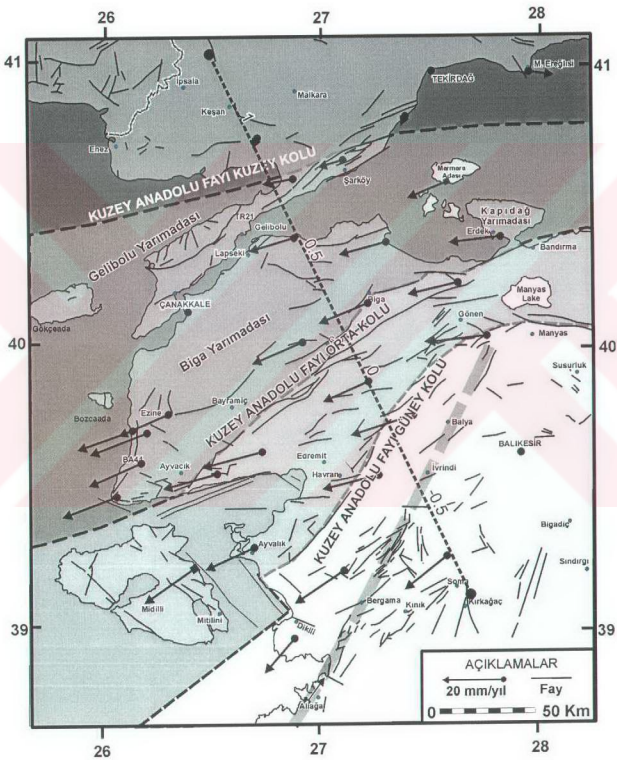


Şekil 4.6 A: Ege'de KKS vektörlerinin dağılımı (McClusky vd, 2002 verisinden Özeren (2002) tarafından hazırlanmıştır) B: KKS vektörlerinde hesaplanan genlenme yönleri ve miktarları (Özeren, 2002'den alınmıştır) C: Çalışma alanı ve yakın çevresinde sıkışma ve gerilme yönleri, lacivert yönler gerilme, sarılar ise sıkışma bileşenlerinin büyüklüklerini göstermektedir.

Çalışma alanı ve çevresinde fay analizleri ve bölgenin kinematik modeli (Şekil 3.9) ile Özeren (2002)'nin (Şekil 4.6C) hesapları arasında çarpıcı bir uyum bulunmaktadır. Özeren (2002), çalışmasında sadece Kuzey Anadolu Fay Sistemi

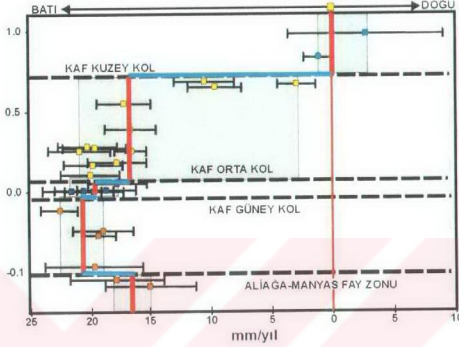
ana kollarını dikkate almasına rağmen Edremit Körfezi çevresinde rotasyon ve oblik gerilme rejimi saha verileriyle örtüşmektedir. Bu da çalışma sahasında bulunan ana fayların (sf 146-147 Şekil 3.9), körfezi açan açılı fayların rejimlerini denetlediğinin destekler.

Çalışma alanımızı içine alan KKS hızları ile yapılan ayrıntılı diğer bir analiz , Marmara Denizi ve çevresinde Straub ve Kahle (1994), Straub vd., (1997) tarafından yayınlanan çalışmalarda bulunmaktadır (Şekil 4.7). Straub vd., (1997)



Şekil 4.7 Trakya ve Biga yarımadalarında KKS hızlarının dağılımı (İstanbul sabit) (Straub ve Kahle, 1994; Straub vd. 1997) ve bölgenin aktif fayları (Midilli: Bornovas Rondogianni-Tsiambau (1983); Biga Yarımadası: Siyako vd., (1987), Dikili, Kozak ve doğusu Yılmaz vd. (2000), Gelibolu Yarımadası ve Ganos Fayı: Yaltırak (1996), Trakya: Sakınc vd. (1999), Manyas ve güneyi, Yaltırak, (2002)'den birleştirilmiştir.) Noktalı çizgi Şekil 4.8'deki düşey eksenini göstermektedir.

Trakya, Marmara Denizi çevresi ve Biga Yarımadası'nı içine alan çalışmalarında Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin kollarının sınırladığı bloklarda hız vektörlerini belirlerken İstanbul bloğunun sabit kabul etmişlerdir. KAFS'nin kollarına göre vektörleri gruplara ayıran Straub vd. (1997)'nin kullandığı tektonik hatlar Biga Yarımadası üzerinde bu araştırma için derlenen haritayla farklılıklar gösterir. Bu



Şekil 4.8 Trakya ve Biga'da KKS hızlarının bloklara göre dağılımı ve Şekil 4.7 de gösterilen hat ve bloklara göre gruplama (Straub vd. 1997'den alınarak düzenlenmiştir). Gri alanlar bloklarda gözlenen hızların aralığını, kırmızı çizgi blok içinde faylar arasında kalan alandaki hızı, mavi çizgi bloklar arasındaki hız farkını göstermektedir.

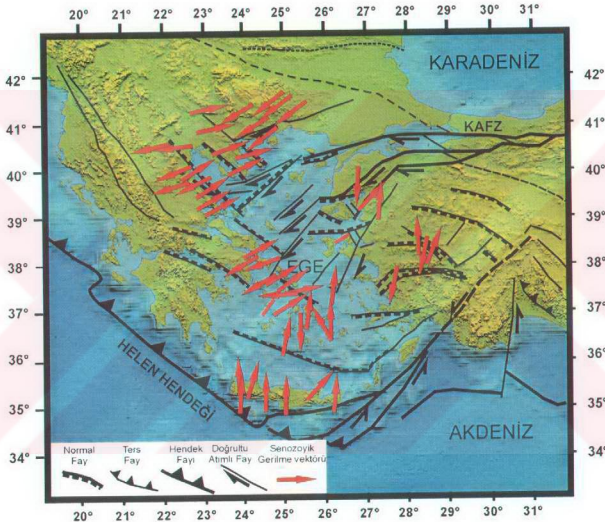
nedenle fay olmayan alanlarda yapılan gruplamalardan dolayı bazı kesimler hareketsiz görünmektedir. Bu çalışmada kullanılan fay düzeni ile yapılan gruplamalarda tektonik zonlara göre dört blok ve bunlar arasında belirgin olarak doğrultularda ve hızlarda farklılıklar bulunmaktadır (Şekil 4.8). Çalışma alanını ilgilendiren kesimde KKS hızlarının gösterdiği iki önemli değişim vardır. Bunlardan ilki vektörler KD-GB hatlara yaklaşık 15°'lik açı yapmaktadır. Bu nedenle bu kesimlerde fayların üzerine binen yük doğrultu atım yanında bindirme bileşenlidir. İkincisi, Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin güney ve orta kolları doğrultularında olan değişim KKS vektörlerinde de kuzeyden güneye doğru bir yön ve büyüklük değişimi olarak gözlenmektedir (Şekil 4.7). Bloklar arası hız farkları KAFS'nin orta kolunda 2 mm/yıl güney kolunda ise 1.5 mm/yıl civarındadır. Bu hızlar Gemlik Körfezi'nde KAFS orta kolunda 2 mm/yıl güney kolunda ise 3 mm/yıl civarındadır (Straub vd., 1997). Güney kolda bölgede açık bir yavaşlama görülmektedir. Bu Manyas-Edremit Fay Zonu'nun (Yaltırak, 2002) bulunduğu dirsekte oluşan yön değiştirmenin neden olduğu bir sıkışma ile açıklanabilir. KAFS

orta ve güney kolları arsasında süresiz bir çok fayın bu hareketi üzerine alması bölgede gözlenen düşük sismik aktiviteyi açıklamaktadır. Edremit Körfezi çevresinde vektörler dikkate alındığında KAFS orta kolu güneyinde kalan Ayvalık (AYVA) ve Küçükuyu-Kazdağ (KCAM-HOBA) lokalitelerinde KKS hızları aynı, Ayvalık ile Küçükuyu-Kazdağ vektörleri arasında 7° saat yönü tersi açı farkı vardır. Bu blok içinde oblik bir gerilme olarak karşlanır. KAFS Orta Kolu kuzeyinde kalan Bababurnu (AMAN) ile güneyinde kalan Ayvalık (AYVA) arasında 1.5 mm/yıl bir hız farkı, 3° saat tersi yönü sapma vardır. Yapılan vektör hesabına (KKS mm/yıl x 3.5 my) göre geç Pliyosen'den sonra kuzey-güney yönde en fazla 1.5 km kadar açılma, en fazla 5.5 km civarında sağ yanall atım olmalıdır. Bugünkü durum körfezin kara ve deniz alanı arasında güncel olarak rotasyona bağlı bir oblik gerilmeyi işaret eder. Bu gerilme, Taymaz vd., (1991) tarafından ortaya konan paralel dirsek modelinin tadil edilmiş hali olarak öne sürülen asimetrik paralel dirsek modeli ile uygun bir davranıştır (Bkz. Sf. 184).

Yaltırak (2002) Marmara Denizi ve çevresinde KKS vektörlerinin ve fayların sınırladığı bloklara göre yaptığı palinspastik haritalarda, rotasyon ve blokların hareketleri hakkında bir model önermiştir. Öne sürülen modelde KAFS kollarına dağılan hareketlere göre bloklar zaman aşmalı olarak geriye makaslanarak çekilmiştir. Bu geri çekmede İstanbul bloğu sabit kabul edilmiş, mevcut faylar arasında sismojenik olanlar dikkate alınmıştır. Böylece fay paternine göre KKS vektörüne paralel faylarda doğrultu atımlı, vektörün fayın üzerine gittiği yerlerde oblik ters atımlı, faydan uzaklaştığı kesimlerde normal faylara göre geri hareket üretilmiştir. Bu aynı zamanda bölgede olan deprem aktivitesi ile karşılaştırılmıştır. Bu sayede yapı ve sismik aktivite de palinspastik haritaların oluşturulmasında KKS yanında dikkate alınmıştır. Bu yaklaşımı anlaşılır kılmak için kıyı çizgileri sanal sınırlar olarak günümüzle karşılaştırma için blokların üzerinde bırakılmıştır. Bu çalışmada, Yaltırak (2002)'in model yaklaşımı Edremit Körfezi'ni içine alarak hesaplanan atım ve gerilme miktarları ile son 3.5 milyon yıl için palinspastik haritalarla geliştirilmiştir (Şekil 4.9). Bu haritalarda Midilli Adası'nın Anadolu'nun uyumlu bir sahil çizgisiyle rotasyonla birbirine yaklaştığı görülmektedir. Haritalarda fayları dikkate alarak modellenen KKS vektörlerinin yansıttığı rotasyonel hareket, bölgedeki gerilme ve doğrultu atım arasında ilişkiyi onaylamaktadır.

4.3. Kuzey Ege ve Kuzeybatı Anadolu'nun Paleomanyetik Özellikleri ve Rotasyonel Hareketler

Çalışma ahasında elde edilen sonuçlar doğrultusunda ortaya çıkan yapısal verjans problemleri bulunmaktadır. Bunlar: orta-geç Triyas çarpışmasının D-B doğrultulu, geç Kretase-Paleosen KB-GD doğrultulu çarpışma rejimleridir. Diğer önemli bir problem Ege'nin batı kıyısındaki Oligo-Miyosen yaşlı gerilme rejimi ile doğu kıyısındaki aynı yaşlı gerilme rejimi arasındaki doğrultu farkıdır (Şekil 4.10).



Şekil 4.10 Ege Denizi ve çevresinde gerilme lineasyonlarına dayalı gerilme vektörleri haritası. (Walcott 1998'den uyarlanmış, taban haritası <http://atlas.geo.cornell.edu/ima.html> sayfasından hazırlanmıştır.).

Bu farklılıklar, tüm Ege'yi içeren çalışmasında Walcott (1998) tarafından, Kissel ve Laj (1988)'in paleomanyetik verilerden elde ettiği modele benzer bir modelle, 25-3 my arasındaki dönemde Yunanistan karasının saat yönünde 30°, Anadolu karasının ise 19° saat tersi yönünde dönmesi ile açıklanmıştır. Kissel ve Laj (1988) çalışmalarında Senozoyik'ten günümüze Yunanistan'ın saat yönünde 25°, Batı Anadolu'nun 30° döndüğünü ortaya koymuştur. Ege'nin iki yakasında ölçülen paleomanyetik veriler, yüzeylenen volkaniklerin eğim açısı arasında fark olduğunu

göstermekte, araştırmacılar bunu Anadolu karasının daha güneyde olduğunu gösteren veriler olarak yorumlamaktadır (Beck ve Scheremer, 1994). Beck ve Scheremer (1994), Anadolu'nun kuzeye doğru hareketinin bilinen gerilme rejimleriyle çeliştiğini, bu hareketin nedeninin tektonik bir olay olması gerektiğini vurgulamıştır. Yunanistan karasında paleomanyetizma verilerini değerlendiren Kondopoulou (2000), Miyosen ve sonrasında Yunanistan'ın saatin yönünde dönüşünü açıkça ortaya koymuştur.

4.3.1. Trakya ve Kuzeybatı Anadolu'da paleomanyetik - tektonik çalışmalar

Ege'nin doğu yakasında saatin ters yönünde dönüş ile ilgili ilk bilgiler Midilli ve Anadolu kesiminde ortaya konmuştur (Kissel ve Laj, 1988). Daha sonra Kuzeybatı Anadolu'da İşseven vd., (1995) bu çalışmayı ilerletmiş ve dönmelerin mikrobloklar kontrolünde, saatin tersi yönünde 15-40° arasında olduğunu işaret etmiş, Edremit Körfezi'ni bu dönmeler arasındaki rotasyon farkının açtığını ileri sürmüştür. Tapırdamaz ve Yaltırak (1997) ilk defa Trakya bloğunun KAFS öncesinde saatin tersi yönünde döndüğünü bulmuşlardır. Bu dönüşün KAFS öncesi bir sistem olarak tanımladıkları Trakya Fay Zonu (Perinçek, 1991) ile ilişkili olabileceğini öne sürmüşlerdir. Bu çalışmalarda toplanan verilere yeni veriler ekleyen Orbay vd., (1998) Trakya ve Biga yarımadalarının erken Miyosen'den bu yana saatin tersine 38° döndüğünü çok az dönme gösteren Eosen-Oligosen volkaniklerinin de saatin yönünde erken Miyosen öncesinde 40° dönmüş olması gerektiğini belirtmiştir. İşseven (2001), Kuzeybatı Anadolu'yu içeren paleomanyetik değerlendirmesinde, Trakya ve Biga Yarımadası'ndaki Eosen-Oligosen yaşlı volkaniklerin benzer paleomanyetik doğrultular verdiğini ve daha genç rotasyonlar çıkarıldığında erken Miyosen'e kadar saat yönünde birlikte döndüklerini saptamıştır. Saat yönündeki bu dönüş, Yaltırak (1996) tarafından Ganos Fayı çevresinde ortaya konan geç Oligosen'de süregelen sağ yanal sıkışma rejimine uygun görülmektedir. İşseven (2001) çalışmasında genç volkaniklerde bir miktar saatin tersi yönünde bir dönüş olmasına rağmen son 1.6 my'dan beri rotasyonu gösteren verilerin mevcut hata sınırları içinde kaldığı için dönme saptanamadığını bildirmektedir. Ege'deki düşük eğim açılarına da dikkat çeken İşseven (2001), yaşlara göre gruplanmalardan elde ettiği sonuçlara göre, büyük bir kısmı güneyden kuzeye bir hareketi göstermelerine rağmen aynı yaşta olan bazı lokalitelerin eğim açılarının normal görüldüğüne dikkati çekmektedir. Bunun yerin

manyetik alanından kaynaklanabileceğini ancak 20° üzeri bir eğim farkının tektonik olacağını belirtmektedir. İşseven (2001) farklı yönde gelişen benzer yaşlı rotasyonları, erken-orta Miyosen döneminde geliştiği varsayılan K-G sıkışma (Yılmaz vd., 2000) ile açıklamaya çalışmıştır.

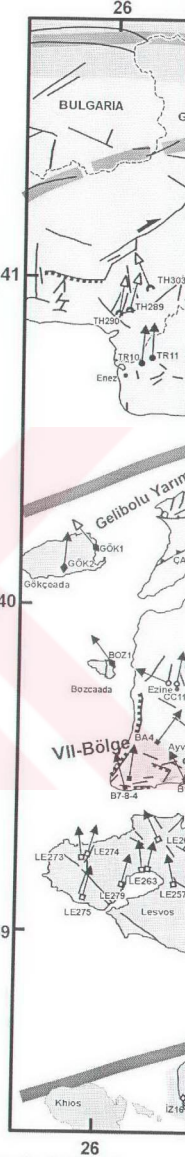
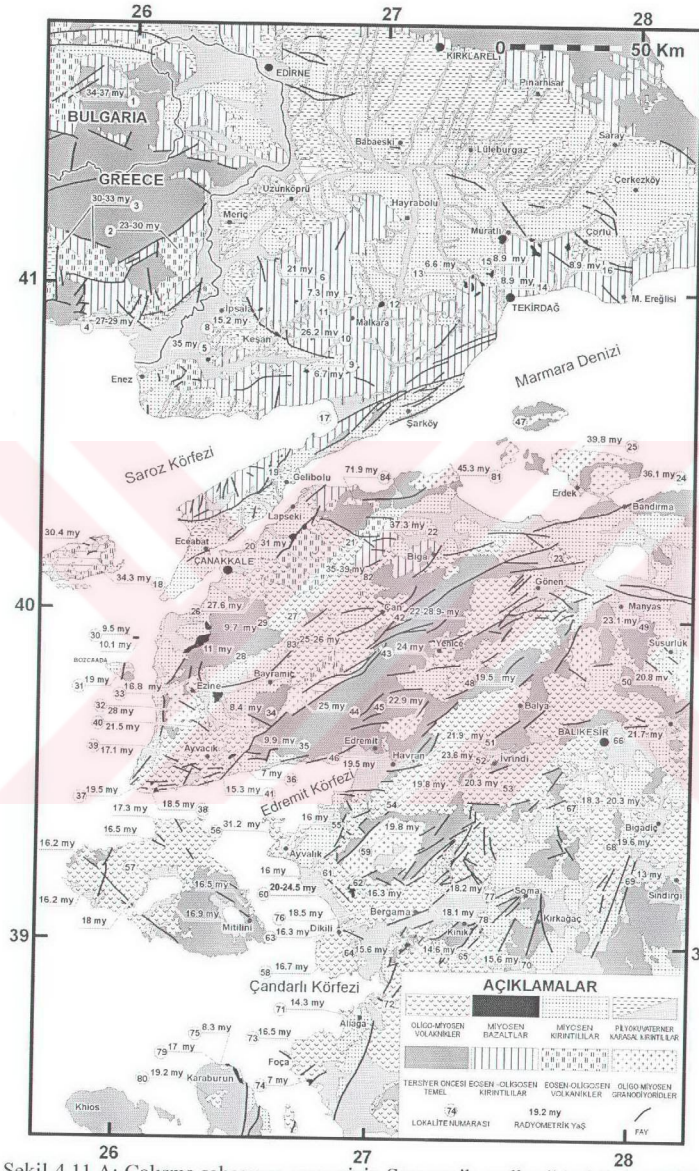
Taymaz vd. (1991) paralel dirsekler modelini açıklayan fay çözümlerinden elde ettiği gerilme ve kayma vektörlerine göre Yunanistan karasının bir milyon yılda 7.2°, Anadolu karasının 3.6° dönmesi gerektiğini belirtmektedir. Bu ise kuzeybatı Anadolu'da KAFS'nın etkimesine verilen 3.5 my (Sakıncı vd., 1999; Yaltırak vd., 2000a; Yaltırak, 2002) yaş ile karşılaştırıldığında Yunanistan'da 25.2° ve Anadolu'da 12.6° bir dönmeye denk gelmektedir. Bütün bu dönme miktarlarının ortak sonucu KAFS öncesinde Batı Anadolu'nun kuzeye doğru hareket ettiği ve bölgede saatin tersi yönde bir rotasyonun meydana geldiğidir. Bu hareketin yaşının alt limiti ise bölgede var olan, erken Miyosen sonuna kadar sarkan gerilme rejiminin sonudur. Bu çerçevede bölgede erken Miyosen sonundan erken Pliyosen'e kadar Anadolu karasının saatin ters yönünde dönüşünün veya bu yönde görülen paleomanyetik dönmelerin tektonik bir sebebi olmalıdır. Bu rejim paleotektonik hatları döndürdüğü gibi Anadolu'daki gerilme vektörleri ile Yunanistan karasındaki gerilme vektörleri arasında 45° varan bir doğrultu farkı yaratmıştır (Şekil 4.10).

Yaltırak (2002), Marmara bölgesini içine alan çalışmasında KKS hızları (Straub vd., 1997), bölgenin fay paterni ve bölgesel stratigrafik verileri (Sakıncı vd., 1999) kullanarak yaptığı palinspastik haritalarla KAFS tarafından biçilen Trakya Fay Zonu ile Eskişehir Fay Zonu parçalarını bir araya getirmiştir (Şekil 4.8A). Yaltırak (2002) tarafından ortaya konan modelde son 4 milyon yıl içinde KAFS Marmara kollarında saatin ters yönünde dönme hareketinin ~2° kadar olduğu görülmektedir. Anadolu Bloğu'nda KKS vektörlerine göre yapılan hesaplar (Relinger vd., 1997; McClusky vd., 2000) dikkate alındığında Sina Euler kutbu yapılarak, Euler dairesi KAFS üzerinden geçirildiğinde son 4 milyon yılda en fazla 1.97° dönme ortaya çıkmaktadır. Bu da Ege sisteminde gözlemlenen, gerilme vektörlerinde, paleomanyetik verilerde ve eski tektonik hatlarda gerçekleşen rotasyonu açıklamamaktadır.

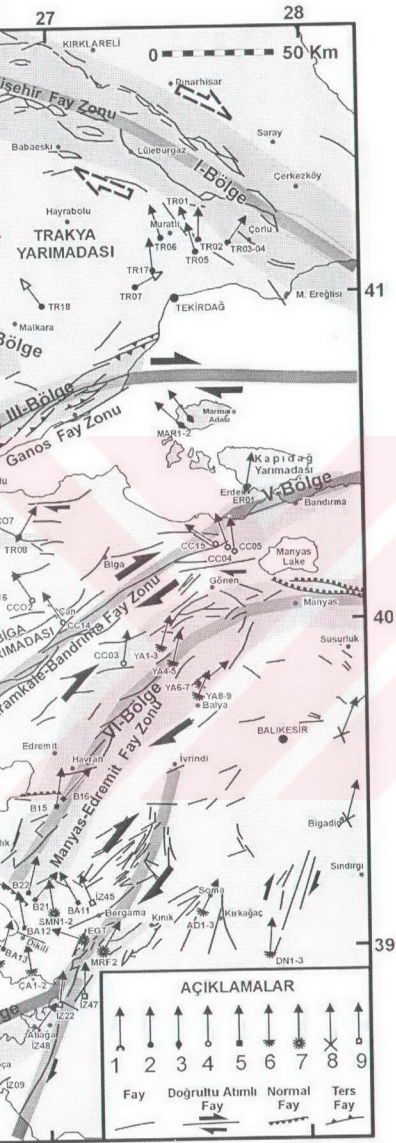
4.3.2. Trakya ve Biga Yarımadası'nda paleomanyetik verilerde saptanan dönmeler ve fay sistemlerinin ilişkisi

Çalışma alanının tektonik evriminde, dönmüş deformasyonların ilksel yönü hakkında fikir yürütebilmek için en önemli yardımcılarından bir paleomanyetik verilerdir. Bu çalışmada çok sayıda araştırmada yapılan paleomanyetik ölçümler (Kissel ve Laj, 1988; Kissel vd., 1986; 1989; Orbay vd., 1993; 1998; İşseven vd., 1995; İşseven, 1995;2001; Tapırdamaz ve Yaltırak, 1997) çalışma alanı ve çevresinde bir araya getirilmiştir. Ölçüm lokaliteleri ve yakınında yapılan radyometrik yaş tayinleri bir harita üzerine işlenerek bölgede volkanik birimlerin yaşları her bir paleomanyetik numune lokalitesinin yaşını verecek şekilde düzenlenmiştir (Şekil 4.11),(Borsi vd., 1972; Ataman, 1974; Fytikas vd., 1976; Savaşçın, 1978; Krushensky vd., 1980; Dayal, 1984; Gündoğdu, 1984; İnnocenti vd., 1984; Önal, 1984; Palshin vd., 1984; Ercan vd., 1985; 1998; Ejima vd., 1987; Sümengen vd., 1987; Kissel vd., 1989; Aksoy, 1995; Yılmaz vd., 1998; Okay ve Satır, 2000; Delaloye ve Bingöl, 2000) Bu çalışmada 83 lokalitede yapılan yaş tayinleri ile yakın bölgesindeki 96 lokalitedeki ölçümler bir araya getirilerek tektonik olarak bloklara göre gruplanmıştır (Şekil 4.11, Tablo A.1).

Kuzeybatı Anadolu'da görülen dönmeleri bir arada oluşturabilecek kinematik bir çözüm gerekmektedir. Bu çözüm, balık kılıçığı tipi yapılarda oluşan rotasyonel hareketlerle anlaşılabilir. Piper vd. (2001) KAFS üzerinde yapılan paleomanyetik çalışmalarında blokların içinde kalan kesimlerde saat tersi yönünde, makaslama zonları ve fay ile sınırlı havzaların içinde kalan kesimlerde saatin yönünde dönmeler saptamıştır. Sağ yanal balık kılıçığı tipi sistemlerde ana faydan ayrılan doğrultu atımlı faylarda saatin tersi yönünde dönmeler beklenmektedir (Bozkurt ve Koçyiğit, 1998). Ganos Fayı Zonu'nun Trakya-Eskişehir Fayı'ndan Kuzey Ege'ye uzanan bir balık kılıçığı türü fay zonu olduğu ve bu bölgedeki yapının oluşumunda önemli bir rolü olduğu bilinmektedir (Yaltırak ve Alpar, 2002a). Marmara ve çevresinde KAFS öncesinde Trakya-Eskişehir Fayı ve ondan batıya uzanan Ganos Fayı, Bandırma-Bahramkale Fay Zonu ve Manyas-Edremit Fay Zonu erken Miyosen sonu erken Pliyosen başı arasında bir balık kılıçığı yapısı olarak tanımlanmaktadır (Şekil 4.9A) (Yaltırak, 2002).

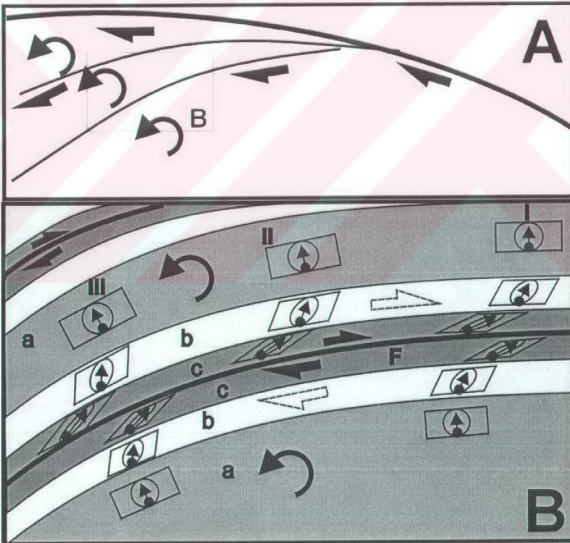


Şekil 4.11 A: Çalışma sahasının çevresinin Senozoyik volkanikleri ile kırıntılılarının jeoloji haritası ve n haritası Bornovas ve Rondogianni-Tsiambau, 1983; Siyako vd.,(1989); Karacık, (1995); Altı Yaltrak, (1997; 2002) ve MTA 1/500000 lik jeoloji haritasından uyarlanmıştır. Paleomanyetik (Kişisel görüşme), 5-İşseven, (1995), 6-Orbay vd. (1993), 7-Orbay vd., (1996), 8-İşseven (2000)



yaşları B: Çalışma alanında ölçülen paleomanyetik yönler ve makaslama zonları. Jeoloji (1996); Ercan vd., (1998), Sakıncı vd., (1999), Yılmaz vd., (2000); Yalıtırak vd., (2000); Kışisel vd. (1986), 2-Tapırdamaz ve Yalıtırak (1997), 3-Orbay vd. (1998), 4-C.Tapırdamaz vd. (1988); Jeoloji haritasında bulunan yaş referansları Tablo A1'de bulunmaktadır.

Balık kılıcı türü sistemlerde dönmeler üç yönde görülmektedir (Şekil 4.12A). **A:** Eğer bir paleomanyetik numune lokalitesi bir blok üzerindeyse ve bu blok bir yay boyunca sınırlı bir doğrultu atımla dönüyorsa, lokalitede blokla birlikte saatin tersi yönünde döner (Şekil 4.12B). **B:** Bir paleomanyetik veri doğrultu atımlı faylarla ilişkili, ikincil faylarla oluşan bir makaslama zonu üzerinde bulunabilir. Bu durumda blok rotasyonunun saatin ters yönünde dönüş etkisi ile yerel fayların saatin yönünde dönüş etkisi bir araya gelebilir. Böylece makaslama etkisi kadar bir dönmenin saatin ters yönünde etkiyi geri almasıyla lokalite, az miktarda saatin yönünde veya tersi yönünde dönme gösterdiği gibi hiç dönme de göstermeyebilir (Şekil 4.12B). **C:** Eğer bir paleomanyetik numune lokalitesi doğrultu atımlı faylarla denetlenen bir havzada, ana fayı oluşturan makaslama zonunda veya doğrudan doğrultu atımlı fayın üzerinde bir lokaliteden alınıyorsa beklenmesi gereken saatin yönünde bir rotasyondur (Şekil 4.12B).



Şekil 4.12 A: Sağ yanal basitleştirilmiş balık kılıcı modeli (Bozkurt ve Koçyiğit, 1996) B: Rotasyonlar ve faylar arasındaki ilişki. “A” zonunda blok olarak hareket eden dilim saatin ters yönünde döner. “B” zonunda makaslama ve dönme etkisi bir aradadır ve dönme görülmeyebilir. “C” zonunda ise ana faya yakın kesimlerde tamamen sağ yanal makaslama ile lokalite saat yönünde döner. “F” anafayı, I, II, III lokalitenin hareketine bağlı konumunu göstermektedir.

Çalışma sahasında yukarıdaki modele uygun olarak yapılan gruplandırmalarda “b” ve “c” zonlarına karşılık gelen yedi bölge bulunmaktadır (Şekil 4.11 ve 12). Birinci bölgede sadece Çorlu-Karatepe bazaltında alınan TR03-04 numunelerinde saat yönünde dönme görülmektedir (Şekil 4.11). Bu lokalite Trakya-Eskişehir Fay Zonu içinde fay üzerinde çıkmış bir bazalttır. Çıkış sonrasında sağ yanal makaslama ile dönmüş olmalıdır. 8 km kadar batıda olan TR02 de her ne kadar dönme hiç yok gibi görölse de fay zonu içindedir (Şekil 4.11) ve saatin tersine ve saat yönünde dönüşten birlikte etkilenmiştir. TR07 lokalitesi bir yarık erepsiyonudur. Bu lokalitede bazalt sütunlarında burulmalar ve gül yapısı görülmektedir. Arazide belirgin bir fay morfolojisi görülmediğinden bu lokalitedeki saatin yönünde dönme lavların soğuması esnasında olma olasılığı yüksektir. Bazı numuneler bu lokalitede sonuç vermemiştir (Tapırdamaz ve Yaltırak, 1997). Trakya’da ki saat yönünde en büyük dönme olmasına rağmen sadece tek bir lokalite olduğundan dikkate alınmamalıdır. İkinci bölge Trakya’da Neojen birimlerini kesen Keşan Bindirme Fayı (Tapırdamaz ve Yaltırak, 1997; Sakıncı vd., 1999) çevresindedir (Şekil 4.11). Bu kesimde Tapırdamaz ve Yaltırak (1997) yaptıkları arazi gözlemlerinde bindirmenin bölgedeki Orta Miyosen çökellerini kestğini dikkate alarak bu bölgenin blok içi deformasyonun etkisiyle saat yönünde dönebileceğini belirtmektedir. Bölgedeki bazaltların genç olanlarında dönme neredeyse yokken daha yaşlı olan şoşonitik bazaltlarda saat yönünde dönme bulunmaktadır (Şekil 4.11). Bunun nedeni Trakya “Blok” olarak saatin ters yönüne dönerken blok içinde oluşan çapraz kırıklardan çıkan lavlar saatin yönünde dönmüştür. Trakya Bloğu bir bütün olarak ele alındığında 7 lokalitede (TR01, TR02, TR05, TR06, TR17, TR12, TR18) saatin tersi yönünde dönüş gözlenmektedir (Şekil 4.11). Eosen ve Oligosen yaşlı birimlerde ise dönme çok az görülmesine rağmen aslında bu lokalitelerin (TH289, TH290, TH303, TR10, TR11, TR19) (Şekil 4.11) Yunanistan’daki eşlenikleri (Kondopoulou, 2000) saat yönünde dönmüş oldukları ve daha sonra saat yönü tersi blok rotasyonu ile tekrar geri döndükleri bilinmektedir (Tapırdamaz ve Yaltırak, 1997; Orbay vd., 1998). Trakya Bloğu, volkaniklerin yaşı göz önüne alındığında 21-5.6 my arasında aşmalı olarak saatin tersine dönmüştür (Şekil 4.11). Üçüncü bölge Oligosen yaşlı volkaniklerden oluşan Saroz adalarıdır. Bu adalar Ganos Fayı’na sadece bir iki kilometre uzaktadır ve bu lokalitedeki volkaniklerin saat yönünde dönmeler (SAR1) Oligosen + erken

Miyosen - erken Pliyosen + Ganos Fayı'nın makaslama etkisinin eklemesiyle açıklanır. Dördüncü bölge, Çanakkale Boğazı doğusunda bulunur (Şekil 4.11). Lapseki ve civarında bulunan faylara yakın olan bu noktalarda Eosen ve erken Miyosen yaşlı lavlarda yapılan ölçümler saatin yönünde dönme vermektedir (Şekil 4.11). Bu bölgede erken Miyosen sonundan başlayarak etkin olan Ganos Fay Sistemi'ne paralel faylar bulunmaktadır (Yaltırak, 1996; Yaltırak vd., 1998; 2000b). Bu dönmeler (CC08, LAP1, TR08) Oligosen+erken Miyosen-erken Pliyosen+geç Pliyosen dönmelerinin toplamı olarak değerlendirilmelidir. Bu nedenle bu dönmeler Saroz (SAR1) ile aynıdır. Beşinci bölge Kapıdağ yarımadasında KAFS orta kolu üzerindedir (Şekil 4.11). Bu bölgedeki üç lokaliteden sadece Erdek saat yönünde 11° kadar dönmüştür. Bu fay zonunda bulunan diğer üç lokalite saatin tersi yönünde dönmeler gösterir (Şekil 4.11: CC04, CC05, CC15). Bu dönmeler fayın yön değiştirdiği kesimdedir. Bu kesimde, benzer yaşlı olan volkaniklerdeki dönmelerin arasındaki açı farkları lokaliteye ve buradaki fayların sağ yanal makaslama etkisine bağlıdır. Saatin tersine dönüşü en az olan volkanikler iki fay arasında kalan blok üzerindedir (Şekil 4.11). Altıncı bölge Bandırma-Behramkale Fay Zonu'nun en batı ucunda yer alır (Şekil 4.11). Bu kesimde bulunan lokalitelerde (B2, B11, BA4, CC12) saatin yönünde dönmeler görülmektedir. Bu kesim bir çok küçük normal ve doğrultu atımlı fayla parçalanmış bir bölgedir. Bandırma-Behramkale Fay Zonu bu yörede Ege Denizi'ne girmekte ve yön değiştirmektedir. Bu kesimdeki saatin tersine dönme ile saat yönünde gerçekleşmiş dönmeler küçük ölçekli faylar arasında saçılmış olarak görülür. Ganos Fay Zonu ile Bandırma Behramkale Fay Zonu arasında kalan blokta görülen dönmeler (GÖK1, GÖK2, BOZ1, CC11,BA06, BA05, MA1-3, CC02, CC06, CC14, BA17,BA16, TR21, B7-8-4) saatin tersi yönünde ~40° civarındadır. Bu da Trakya Bloğu ile Biga batı kesiminin aynı şekilde döndüğünü göstermektedir. Manyas-Edremit Fay Zonu üzerinde yer alan lokaliteler saat yönünde ortalama 15° (B22, B15, CC03, YA13, YA4-5, YA8-9) ve 45° (YA6-7, B21, B16) derecelik iki grup dönme gösterir (Şekil 4.11). Bu kesimde etkin olan rotasyon "b" ve "c" (Şekil 4.12B) alanlarında karşılık gelmektedir. Edremit Körfezi ve Midilli'yi içine alan blokta iki yönde de dönmeler görülmektedir saat tersi yönünde dönmeler 6-24°, saat yönünde dönmeler ~10° civarındadır (Şekil 4.12). Sadece Ayvalık'taki A-1 lokalitesi saat yönünde 30° kadar dönmüştür. Midilli'de saat yönünde dönüşler ile ters yönde kilerle

karşılaştırıldığında yaklaşık 40° Midilli'nin saatin tersi yönündeki dönmesi Biga Yarımadası'nın dönmesine benzerdir. Bu dönme yaklaşık 40° kadardır. Yedinci bölge İzmir Körfezi kuzeyi, Dikili, Bergama ve İvrindi'ye uzanan hattın güneyinde yer alır (Şekil 4.12). Bu hatta Dikili'den kuzeydoğuya doğru bulunan lokalitelerin tamamı 4-28° arası saat yönünde dönme gösterirler. Karaburun Yarımadası ve Foça'da dönmeler saat yönündedir. Bu dönmelerin tamamı Alt-Orta Miyosen volkaniklerindedir (Şekil 4.11). Foça'da İZ09 lokalitesi Üst Miyosen yaşlı bazaltlarda saatin tersine 57° dönme vermektedir. Bu lokalite İzmir Körfezi'nden Dikili'ye uzanan bir fayın üzerinden çıkan bir bazalt mostrasıdır. Foça Yarımadası üzerinde benzer yönde bir çok küçük ölçekli fay bulunmaktadır (Yaltırak, 1997). Bu durumda İzmir Körfezi doğu ve batı kıyısında görülen anomaliler körfezin açılması ile ilgilidir. Karaburun ve Foça bloğu güneyinden geçen sağ yanal fay ile saatin yönünde rotasyona uğrayabilmektedir. İşseven (2001), Karaburun üzerindeki Üst Miyosen yaşlı bazaltlarda saat yönünde dönmelerden söz etmektedir. Bu durumda körfezin önce güney kesiminde saat yönüne gerçekleşen bir rotasyon olmalı ardından kuzey kesiminde bu rotasyona karşı ikinci daha genç bir rotasyon olmalıdır. Bu da körfezin açılmasını açıklayabilecek bir mekanizmadır. Manyas Edremit Fay zone ile Bergama arasında kalan kesimde saatin tersine dönüş 70-10° arasındadır. Bunların içinde dört lokalitede (DT1-3, ÇA12, SMN1-2, BA12) dönme 10° civarındadır. Diğer lokaliteler (EGT-1, BA14, İZ45, BA11) ise saatin yönünde dönüşleri Biga yarımadasındaki saatin ters yönündeki 40° dönmeye uyumludur.

4.3.3. Trakya ve Biga Yarımadası'nda rotasyon hareketi ve palinspastik evrim

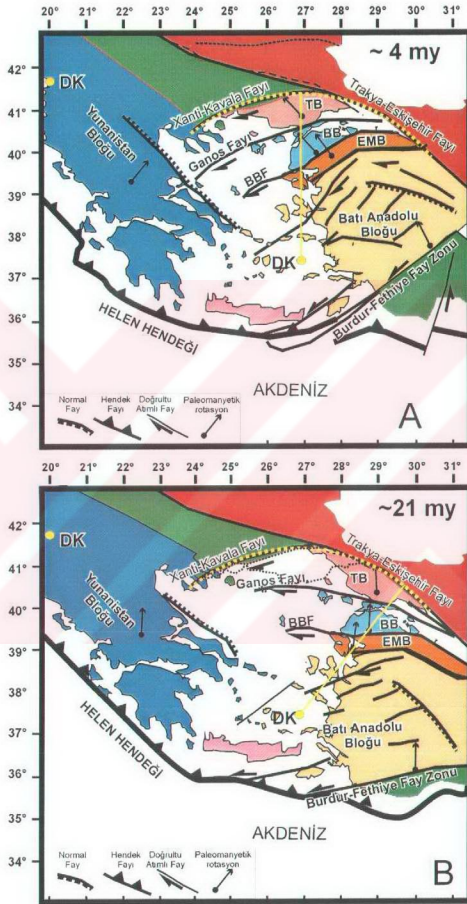
Trakya'da görülen dönmeler saatin ters yönünde ortalama 38°, Biga batısında 40° civarındadır. Bölgede saatin tersi yönünde dönmelerin belirgin olduğu volkanikler 21-5.6 milyon yıl arasındaki bir dönemde oluşmuşlardır. Saat tersi yönünde dönmeler, Trakya'da TR12 de 42° (21my), TR18 de 34° (Orta Miyosen), TR01 de 20°(8.9my) zaman aşmalı olarak artmaktadır. Bu artış KAFS Trakya Eskişehir Fayı'nı kestiği 3.5 my öncesine kadar sürmüştür. Bu lokalitelerin ortak özelliği yanık erepsiyonu şeklindeki bazalt yüzlekleri olmalarıdır. Bu aşmalı değişim bazaltların çıkışı ile rotasyon arasında bir ilişki olduğunu göstermektedir. Bu bazaltlar, Trakya-Eskişehir Fayı ile ilişkili olarak gelişen Alt Miyosen-Alt

Pliyosen çökelleriyle eş yaşıdır (Sakınc vd., 1999). Bu nedenle bazaltların oluşmaları ve dönmeleri Trakya-Eskişehir Fayı ile eş yaşıdır.

Tapırdamaz ve Yaltırak (1997), KAFS öncesinde Trakya Fay Zonu ile Yunanistan sınırları içindeki Xanti-Kavala Fayı üzerinden gerçekleşen blok saatin ters yönünde dönüşe neden olduğunu öne sürmüşlerdir. Yaltırak vd., (1998) bu dönemde gerçekleşen rotasyonun KAFS öncesinde Ganos Fay Sistemi'ni sağ yanal reaktifte ettiğini belirtmiş, Trakya Fay Zonu'nun KAFS uzantısı değil Anadolu bloğu üzerindeki Eskişehir Fayı olabileceğini öne sürmüştür. Sakınc vd., (1999) bölgede KAFS öncesi çökelmeyi denetleyen fay sistemini Trakya-Eskişehir Fayı olarak adlandırmıştır. Yaltırak (2002), Trakya- ve Biga yarımadasında KAFS öncesi Trakya-Eskişehir Fayı ve kolları hakkında Marmara bölgesinde KAFS'ın Trakya- Eskişehir Fay sistemi üzerine süperimpoze olduğunu belirtmiştir. Tüm bu çalışmalar, KAFS öncesi bölgede var olan diğer bir doğrultu atımlı sistemi ve kollarının varlığının etkinliğinde birleşmektedir.

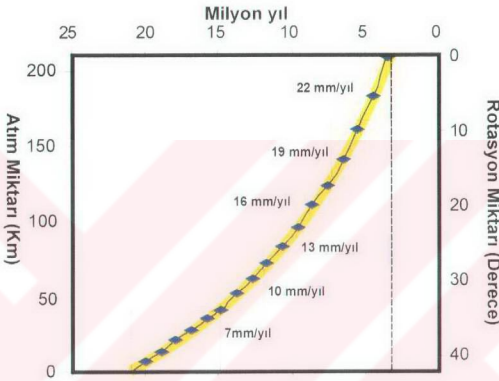
Trakya ve Biga bloklarının KAFS öncesi durumu Yaltırak (2002) tarafından balık kılıçığı modeli ile açıklanmaktadır. Yaltırak (2002) yaptığı palinspastik modelde KAFS öncesi blokların konumu belirlenmiş durumdadır (Şekil 4.9A). Yapılan model çalışmasında Kuzeybatı Anadolu 65 km daha doğuda yer almaktadır. Marmara bölgesinde KAFS tarafından üç ayrı lokalitede kesilen Trakya-Eskişehir Fayı parçaları Anadolu'nun palinspastik modelde doğruya çekilmesiyle bir araya gelmekte KB-GD doğrultusunda birleşmektedir (Şekil 4.9A). Bu yaklaşımı tüm batı Anadolu'ya uyguladığımızda Trakya-Eskişehir Fayı ile Xanti-Kavala Fayı üzerinden geçen bir Euler dairesi üzerinden blok rotasyonu yapılabilmektedir (Şekil 4.13A). Bu daire üzerinde 21-4 my arasında geçen 17 milyon yılda Trakya ve Kuzeybatı Anadolu saat yönünde $\sim 40^\circ$ derece geri döndürüldüğünde ortalama paleomanyetik yönelimler K-G doğrultusuna gelmektedir (Şekil 4.13B). Bu rotasyonla Trakya-Eskişehir Fayı'nda toplam atım 200-220 km, arasında gerçekleşmiş olmaktadır. Yunanistan karası ise Kondopoulou (2000) önerdiği 15-20 derece arasındaki saat yönündeki dönme geri alındığında Ege'de Yunanistan ve Girit 36 paralelden 37 ye geri çekilmektedir (Şekil 4.13B). Anadolu karasında, erken Miyosen'de olduğu bilinen bugün KD-GB duran oblik faylarla sınırlı grabenler (Şengör vd., 1985; Seyitoğlu vd., 1994:

Seyitoğlu ve Scott, 1996; Yılmaz vd., 2000), yaklaşık doğu-batı doğrultusuna gelmektedir (Şekil 4.13B). Bu durumda Erken Miyosen yaşlı Çekirdek Komplekslerini oluşturan bugün D-B doğrultuda olan yapılarda KB-GD doğrultusuna dönmektedir ve bu doğrultuda Helen Hendeği'ne paraleldir.



Şekil 4.13 A: Erken Pliyosen'de Ege bölgesinde KAF öncesi palinspastik paleocoğrafya haritası ve tektonik bloklar. B: Anadolu ve Yunanistan karalarının paleomanyetik veriler ışığında erken Miyosen'de palinspastik konumları. Sarı noktalı çizgi Trakya-Eskişehir Fayı ve Xanti-Kavala fayı üzerinde geçen Euler büyük dairesini, DK dönme kutbunu göstermektedir. BBF: Bandırma-Behramkale Fayı, TB: Trakya Bloğu, BB: Biga Bloğu, EMB: Edremit-Manyas Bloğu.

Trakya'da yaşları bilinen bazaltlarda ölçülen dönmelerin açıs al değışimi, fay boyunca Euler büyük dairesi üzerinde geri rotasyondan elde edilen atım ve aradan geçen zaman dikkate alınarak, fayın üzerinde 21-4 my arasındaki dönemde yırtılmaya bağı değışen hareket hızları hesaplanmıştır (Şekil 4.14). Buna göre Trakya Eskişehir Fayı'nın güney bloğunun ilk 5.8 milyon yılda 7 mm/yıl olan hareket hızı son 2 milyon yılda 22 mm/yıl'a ulaşmıştır. Son 2 milyon yılda ulaştığı hız neredeyse KAFS üzerinde günümüzde saptanan KKS hızları ile aynıdır. Bu dönem toplam atımın % 20'si gerçekleşmiştir. Bu rotasyonun nedeni güneyde



Şekil 4.14 Trakya-Eskişehir Fayı üzerinden Batı Anadolu Bloğu'nun saatin ters yönünde rotasyonu, atım ve hız-zaman grafiğı.

Isparta Dirseğı'nin Anadolu içine doğru büküldüğü 21-4 my arasındaki kabuk kalınlaşması ve kuzeyden güneye gelişen volkanizma (Savaşçın vd., 1995) ile temsil edilen sıkışma tektoniğidir. Bunun doğal sonucu olarak batı Anadolu'da gerçekleşen rotasyonel kaçma hareketi Trakya-Eskişehir Fayı üzerinden gerçekleşmiştir. Isparta Dirseğı'nin batısında saptanan saatin tersi 30°, doğusunda saptanan 40° dönmeler (Kissel ve Possion, 1986; 1987; Kissel vd., 1993; Piper vd. 2002), kuzeye doğru gelişen bu bindirme cepheli (Boray vd., 1985) dirseğinin oluşumu ile Batı Anadolu Bloğu'nun rotasyonu arasındaki ilişkiyi göstermektedir. Şekil 4.13A ve B'de görüldüğü gibi Burdur-Fethiye Fay Zonu'nun dönüşü, saatin tersine 30°'lik dönmeye eşittir. Bu durumda 21-4 my arasında Isparta Dirseğı'nin oluşumu, Trakya-Eskişehir Fayı ile Burdur-Fethiye Fay Zonu'nun arasında kalan bloktaki saatin tersine rotasyon ve kuzeybatıya kaçış, erken neotektonik dönemde bölgedeki tektonik aktivitelerin imzasıdır.

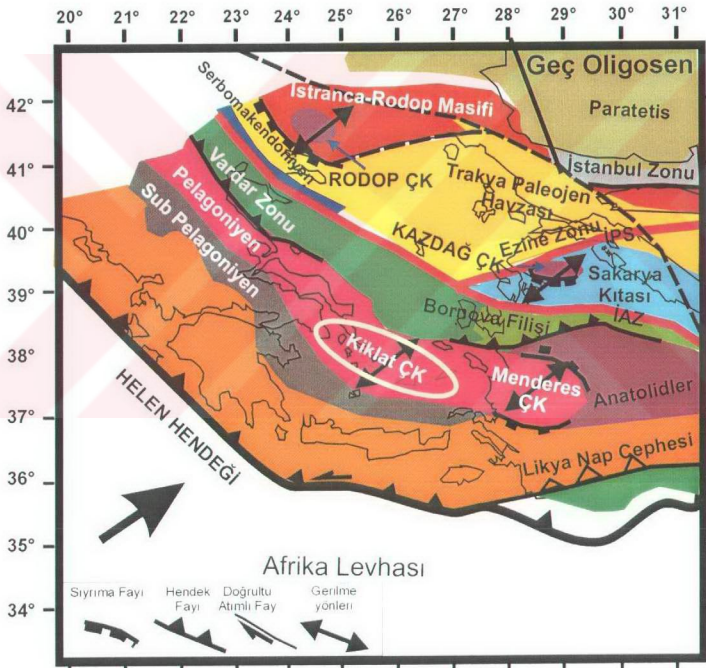
4.3.4. Paleomanyetik veriler ışığında Batı Anadolu ve Ege'deki paleotektonik hatların ve çekirdek komplekslerinin erken Miyosen palinspastik konumu

Bu çalışmada Trakya-Eskişehir Fayı'nın ve ondan uzanan kolların üzerindeki paleomanyetik rotasyonlar dikkate alınarak yapılan yeniden yerleştirilmiş bloklarda bulunan tüm tektonik hatlar yön ve yer değiştirmiş bulunmaktadır. Böylece Yunanistan karasında KB-GD uzanan tektonik zonlar ile batı Anadolu'da KD-GB uzanan tektonik zonlar arasında korelasyon yapabilme imkanı ortaya çıkmış olmaktadır.

Paleomanyetik veriyle oluşturulan palinspastik modelde çalışma alanında düzeltilmiş verjanslar özetle şöyledir; Karakaya Karmaşığı ve Kazdağ Masifi'nin sıkışma yönü doğu batı, Paleo-Tetis'in çalışma sahasında yitimi batıdan doğuya doğru bulunmuştur. Sahadaki bindirmeler Triyas yaşlı yorumlanarak verjansları düzeltildiğinde dalma batmanın KB dan GD'ya doğru gerçekleştiği söylenebilir. İzmir-Ankara Okyanusu'nun kuzey kenarında geç Triyas'taki başlayan normal faylanmanın yaklaşık D-B, geç Kretase'deki çarpışmanın yaklaşık K-G doğrultulu olduğu anlaşılmaktadır. İntra-Pontid Okyanusu da benzer doğrultuda bulunmaktadır (Şekil 4.15). Bu iki okyanus parçası Vardar Okyanusu'na bağlanmaktadır (Şekil 4.15). Bütün bu konumlar erken Miyosen'e kadar kurgulanan palinspastik konumlardır. Palinspastik yerleştirmeye göre İzmir-Ankara Kenedi, Pontid Kenedi güncel konumlarından BKB-DGD ve DKD-BGB konumuna gelmiştir. Aynı şekilde Yunanistan'daki saat yönünde dönme ile Vardar Zonu, Pelagoniyen Zonu gibi tektonik unsurlar da Anadolu'daki hatlara uyumlu doğrultuya gelmiştir (Şekil 4.15).

Kazdağ Masifi, Menderes Masifi, Kiklat Masifi ve Rodop Masifi'nde (Lister vd., 1984; Dinter ve Royden, 1993; Bozkurt vd., 1994; Gautier vd., 1993; Gautier ve Brun, J.P., 1994; Hetzel vd., 1995; Okay ve Satır, 2000) geç Oligosen-erken Miyosen'de ortaya çıkan gerilmeli çekirdek kompleksleri günümüzde farklı yönlerde olsa da Trakya-Eskişehir Fayı'nın gerçekleştirdiği blok rotasyonu ile erken Miyosen'de tek bir gerilme doğrultusu göstermektedirler (Şekil 4.15). Bu doğrultu Ege bölgesinde Oligosen sonu erken Miyosen'de gelişen gerilmenin KD-GB yönde olduğunu göstermektedir. Ege bölgesinde Afrika'nın Ege Levhası altına dalarken ortaya çıkan bu gerilme rejimi ile yay ardı alanda çekirdek kompleksler ortaya çıkmıştır (Şekil 4.15). Trakya-Eskişehir Fayı'nın zaman içindeki hızlanması

(Şekil 4.14) ile orta Miyosen’de Batı Anadolu Bloğu’nun dönerek Ege gerilme bölgesi üzerine hızla ilerlemesi hendeğin gerileme hızını yakaladığı için bölgede nötr bir geçiş dönemi oluşmuştur. Geç Miyosen’de Trakya-Eskişehir Fayı’nın hızının artmasıyla doğrultu atımlı faylardan bazaltlar çıkmaya başlamış ve bölgede saatin tersi yönünde dönüşü sürmüş ve asimetrik dirsek yapısı ile Ege’de Pliyosen’de K-G gerilme gelişmesi başlamıştır. Batı Anadolu’da Yunanistan’a nazaran rastlanan paleomanyetik düşük eğim açıları (Beck ve Schermer, 1994; Kondopoulou, 2000, İşseven, 2001) erken Miyosen sonrasında Batı Anadolu’nun KD ya doğru göç etmiş olmasından kaynaklanmaktadır (Şekil 4.13 ve 4.15).



Şekil 4.15 Ege Sistemi’nde paleotektonik unsurların paleomanyetik veriler ışığında yapılmış erken Miyosen palinspastik rekonstrüksiyonu. Yunanistan ve Ege’deki hatlar Aubouin (1959) ve Walcott (1998)’den Türkiye’deki hatlar Okay ve Satır, (2000)’den derlenmiş, tüm hataların, Trakya Eskişehir Fayı’nın, Isparta Dirseği batı cephesinin konumu ile Batı Anadolu bloğunun konumu bu çalışmada belirlenmiştir. ÇK: Çekirdek Kompleksi, İPS: İntra Pontid Süturu, İAZ: İzmir-Ankara Zonu.

1990) Karakaya Karmaşığı ile iki ayrı dünya gibi görölmelerine rağmen aynı evrimin parçasıdır. Süturun yönü günümüzde K-G görölmekle birlikte çalışma sahası ve çevresinde toplanan paleomanyetik verilerle yapılan düzeltmeye göre KD-GB doğrultusundadır. Bu nedenle Dalma-Batma'da kuzeybatıdan güneydoğuya bir verjansa sahiptir.

Kazdağ Masifi'ni temsil eden Kazdağ üzerinde en yüksek noktalarda metaofiyolitler bulunur. Bu ofiyolitlerin klip olduğu iddiasında olan bir çalışma bulunmaktadır (Sülzer, 1990). Bu yaklaşımı sınamak için yapılan sayısal arazi modeli, uydu görüntüsü kombinasyonu ile travers kesitlere göre Kazdağ zirvelerin arasında, Babadağ güneyinde kalan vadide yüzeyleyen mermerler, Sarıkız Formasyonu'nun aynı zamanda senklinal ekseni içinde kalan kısmıdır. Bu durumda ofiyolitler dağın zirvesinde bir klip değil, tam aksine antiklinal çekirdeğinde yüzeyleyen birimleri oluşturmaktadır. Metaofiyolit çekirdekte gözlenen kıvrımlar ile Kazdağ Masifi diğer kesimlerini kapsayan mega kıvrım ekseni Karakaya üniteleri içinde analiz edilen kıvrım ekseni benzeridir. Kazdağ Grubu, dalan levha üzerinde olduğundan Kazdağ kuzeybatı cephesinde ofiyolitlerin güneybatıya dalmaları esnasında KB ya geri bindirmeler oluşması, üst birimlerin kendi içinde yatay hareket etmiş olması ve dilimli bir yapı göstermesi muhtemeldir. Bu tür gözlemler yapılsa bile Kazdağ temelindeki metaofiyolitlerin mermer veya gnayslar üzerinde görölmeleri metaofiyolitlerin Paleotetis okyanus kabuğu olduğu düşüncesini geçersiz kılmayacaktır. Aksine Kazdağ Grubu kayaları bu durumda eklenir prizmanın derin kesimleri olarak yorumlanabilecektir.

Karakaya Karmaşığı'nı oluşturan ünitelerin bir eklenir prizma olduğu konusunda bir çok araştırmacı hem fikirdir (Şengör, 1979a; 1984b; Tekeli, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay vd., 1990; 1996; Koçyiğit, 1987; Tüysüz, 1990; Okay vd., 1991; Ustaömer ve Robertson, 1993; 1994; Genç ve Yılmaz, 1995; Pickett ve Robertson, 1996; Okay ve Tüysüz, 1999; Stampfli ve Borel, 2002). Türkiye'de Karakaya Karmaşığı'nda içerdiği bloklara göre erken Karbonifer-geç Permiyen'e arası yaşlar bulunmaktadır (Kaya ve Möstler, 1992; Leven ve Okay, 1996). Karakaya Karmaşığı'nın içerdiği yaşlar doğal olarak Paleotetis'in süregeldiği zamanı içerir. Çalışma sahasında bu konuda veriler sadece bloklardan elde edilen yaşlardır (Okay vd., 1990; 1991; Kaya ve Möstler, 1992). Karakaya

Karmaşığı'nın çalışma sahasındaki Kimmerid kesimini, amlık Metagranodiyoridi ve yerleştiği temel (Gondvanya) oluşturur. Okay vd. (1996) amlık Metagranodiyoridini Lavrasya'nın parçası saymakta, bu fikrini Menderes-Toros Bloğu'nda Paleozoyik yaşlı granit olmadığına dayandırmaktadır. Bu Paleozoyik granodiyoridlerinin sokulduğu dönemde nereye yerleştikleri ile ilgili bir sorundur. Stampfli ve Borel (2002), göre Erken Devoniyen'de Rheic Okyanusu'nun doğu kesiminde, Prototetis okyanusu güneye dalmakta ve Gondvanya kuzey kenarında yay ardında gelişen gerilme ile Paleotetis riftleşmektedir. Zamanla Gondvanya'dan ayrılan ve Istranca'ları da içine alan bir dilim (Avrupa Hunik lkesi), arasında Paleotetis gelişirken, erken Karbonifer'de Prototetis'in kapanmasıyla bu dilim Lavrasya'ya eklenmiş olmaktadır (Stampfli ve Borel, 2002). Eğer Prototetis'in yitimi esnasında oluşan granitlerden bir kısmı Paleotetis riftinin güneyinde kaldıysa, Menderes-Toros Bloğu'nun kuzeyinde kalan alanda amlık Metagranodiyoridi'nin olması anormal bir durum teşkil etmez. Bu nedenle amlık Metagranodiyoridi'nin üzerinde geliştiği yer Lavrasya değil Gondvanya kuzey cephesindeki Devoniyen aktif kıta kenarı olarak yorumlanabilir. Bu erevede Istranca Zonu'ndaki Paleozoyik granitleri (Chatalov, 1988) kökensel olarak Gondvanya kenarına ait düşünülebilir. Sakarya Zonu zerindeki Paleozoyik granodiyoridlerinin ve amlık Metagranodiyoridi'nin Istranca'daki Paleozoyik granitlere benzer yaşta olması sorunu tamamen Paleotetis açılması esnasındaki süreçlerle ilgilidir. Bu süreçlerde birbirinden okyanuslarla ayrılan blokların biraraya gelmesi ve tekrar ayrılması söz konusudur. Bu süreçler kısaca şöyle özetlenebilir; **A:** Devoniyen'de Protetis'in güneye dalması esnasında Gondvanya kenarında yaya bağlı grantizasyon olur. **B:** Dalma-batma etkisiyle yay ardında oluşan gerilme ile Gondvanya kenarından bir parça (Istranca Masifi-Avrupa Hunik lkesi) kopar ve Gondvanya ile kopan parçanın arasında Paleotetis açılmaya başlar. **C:** Erken Karbonifer'de Prototetis'in kapanmasıyla Istranca Masifi (Avrupa Hunik lkesi) Lavrasya'ya eklenir. **D:** Erken Permiyen'de Paleotetis'in güneye dalmaya başlamasıyla Gondvanya kenarında kalan Paleozoyik granodiyoridlerinde üzerinde bulunduğu kesim bir parça (Kimmerya) olarak ayrılmaya başlar. Bu parçanın üzerinde oluşan gerilmeyle geç Permiyen'de Karakaya Havzası gelişir. **E:** Orta-geç Triyas'ta Kimmerya ve Karakaya havzası güneyinde Neotetis kolu İzmir-Ankara Okyanusu açılmaya başlar. Menderes-Toros Bloğu Kimmerya'dan ayrılır. **F:** Triyas sonunda Paleotetis

tamamen kapanır ve Kimmerya ve Karakaya karmaşığında oluşan Sakarya Kıta'sı Lavrasya'ya eklenir. **G:** Kretase'de Rodop-Pontid Okyanusu açılmaya başlar. Sakarya Kıtası Lavrasya'dan kopar. **H:** Tersiyer'de Rodop-Pontid ve İzmir-Ankara okyanusları kapanır. Lavrasya, Karakaya ve Menderes-Torid Bloğu bir araya gelirler. Günümüzde de Gondvanya ana karası Afrika ile Anadolu birleşik ülkesi ise yaklaşmaya devam etmektedir. Bu hipotez serisine göre Istranca Masifi Gondvana'dan kopan ve Lavrasya'ya eklenen ilk parçadır. Bu nedenle çalışma sahasının güney doğusunda kalan alandaki temel Gondvanya kökenlidir.

Karakaya Karmaşığı üst yaşı için, çalışma sahasında Okay vd. (1990; 1991) tarafından geç Triyas önerilmektedir. Bunun çalışma sahasında nedeni, Fazlıca, Kıran, Kalabak birimi ve Çamlık Metagranodiyoridi'ni uyumsuz olarak örten arkozların üzerinde dereceli geçişle Üst Triyas fosilleri içeren Çakaltepe ve Sakarkaya formasyonlarının bulunmasıdır. Okay vd., (1990) bu arkozları Karakaya içinde Gönen civarında tanımladığı fillat ve Arkoz ardalanmasından oluşan Hodul birimine benzetmiştir. Bu çalışmada söz konusu arkozlar, geç Triyas-erken Kretase arasındaki sürekli bir istifin tabanını oluştururlar ve Karakaya'ya dahil edilemezler. Karakaya içinde bulunan arkoz-fillat serisi (Hodul Birimi), Edremit kuzeyinde spilitlerle ardalanmalı yer yer türbiditik karakterli ve yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Hodul Birimi arkozlarında mermer, fillat, granit vb gibi kayaç parçaları bulunmaz kendisi düşük dereceli metamorfik bir kayadır. Çalışma sahasında arkozlara arakatlı kalın grovaklar içinde yer uzamış intraformasyonel kireçtaşı çakıllarına göre de olası Permien ve daha genç yaşlı bir birimdir. Çalışma sahasının doğusunda bulunan arkozları oluşturan Çamlık Formasyonu ise tabanındaki metamorfik birimlerden malzeme almış yuvarlak çakıllı, yer yer konglomeratik bir birimdir. Deltaik ve karasal bataklık koşulları gösteren, pro-delta karakterli, gerilme tektoniği ile çöken bir havzada gelişen, Üst Triyas yaş veren Hallobia'lı siyah şeyllerden oluşan Çakaltepe Formasyonu ve türbiditlerden oluşan Sakarkaya Formasyonu ile dereceli geçişlidir. Biga Yarımadası üzerinde Okay vd., (1990; 1991) bir çok lokalitede arkozlar üzerinde bulunan şeyilli formasyonlarda, çeşitli boylarda Karbonifer ve Permien yaşlı kireçtaşı blokları bulmaktadır. Okay vd., (1990) bu kesimlerdeki arkozları Hodul Birimi'ni ilk olarak tanımladığı yerdeki yüzleklere atfen (Okay, 1988) aynı adla tanımlayarak Karakaya Karmaşığı'na dahil etmektedir. Çalışma sahasındaki stratigrafi, iki farklı arkoz serisi olduğunu açıkça

göstermektedir. Bu durumda bir çok lokalitede metamorfik olmayan, hemen hemen çok az deforme, bloklu rift birimleri ile temsil olan arkozlar, Hodul birimi olarak adlandırılmayabilir.

5.1.2. Neotetis kollarının çalışma sahasında başlangıç ve kapanma yaşı

Çalışma sahasında Neotetis Okyanusu'nun bir kolu olan İzmir-Ankara Okyanusu'na, kuzey cephesinde yer alan pasif kıta kenarında izlenen çökellere göre bölgesel bir başlangıç yaşı vermek mümkündür. Çalışma sahasında Çamlık Köyü doğusunda, bölgede yaygın olan Jura yaşlı birimlerin altında yerel bir geç Triyas istifı bulunur. Bu istifı oluşturan kırıntılıların beslenme kaynağı kuzeybatıdır. Bu istifin en tipik özellikleri, deltaik başlayan evrimini sedimenter kıvrımlı prodelta şeylleri ile sürdüren, daha sonra da tektonikçe daha aktif bir ortamı işaret eden intraformasyonel bloklu mega slumplar içeren bir karakter kazanmasıdır. İstifin devamı niteliğindeki Bilecik Formasyonu kireçtaşları tabanında, sedimantasyon esnasında hareketlenmeler olduğunu gösteren yumrulu kireçtaşı seviyeleri bulunur. Çamlık, Çakaltepe, Sakarkaya ve Bilecik formasyonlarından oluşan transgresif serinin bulunduğu kesimden kuzeybatıya doğru Bilecik Formasyonu tabanında Çamlık, Çakaltepe ve Karapınar formasyonları bulunmaz. Bunun yerine, kalınlığı çok değişken bir taban çakıltası ve kumtaşı-şeyl istifinden oluşan Bayırköy Formasyonu bulunur. Bu kesimler, güneydoğuda Çamlık, Çakaltepe ve Sakarkaya formasyonları çökelirken kara alanlarını temsil ederler. Paleocoğrafik olarak basamak fayların oluşumu ile transgresyonun kuzey batıya ilerlemesi, ana havzanın güney batıda olduğunu kanıtlar. Bu havza İzmir-Ankara Okyanusu'dur ve bu bölgede kuzey pasif kenarın gerilemeden etkilenme yaşı geç Triyas'a kadar iner. Neotetis'e bağlı diğer bir okyanus kolu ise Sakarya Kıtası'nın kuzeyinde kalan Rodop-Pontid İç Okyanusu'dur. Rodop-Pontid İç Okyanusu'nu çalışma sahasında Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı birimler temsil etmektedir. Kazdağ Grubu, batı cephesinde yer alan bu melanj, Kimmeridler ve Karakaya'dan oluşan Sakarya Birleşik Ülkesinin kuzey kenarında gelişir ve Rodop-Pontid İç Okyanusu'nun yitimini temsil eder. Okay vd., (1990; 1991; 1996) bu okyanusun açılma yaşı için geç Triyas sonrası, kapanması için Geç Kretase-erken Paleosen aralığını önermektedir. Beccaleto ve Stampfli (2003), Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı içinde Aniziyen (Orta Triyas) yaşlı kireçtaşı blokları tespit etmiştir. Çetmi Ofiyolitik

Karmaşığı içindeki orta Triyas yaşlı blokların varlığı, Sakarya Kıtası ile Istranca Masifi arasında Karakaya Karmaşığı üzerinde Rodop-Pontid İç Okyanusu'nun riftleşmesinden kaynaklanmaktadır. Doğal olarak orta-geç Triyas'ta neredeyse yitmiş olan Paleotetis eklenir prizmasına (Karakaya Karmaşığı) katılmış Anziyen kireçtaşları, tekrar işlenerek Rodop-Pontid içi Okyanusu'nun eklenir prizmasında da yer almıştır.

5.1.3. Ege'de gerilme tektoniği, kökeni ve yaşı

Ege'de gerilme tektoniğinin kökeni ve zamanlaması hakkında farklı modeller bulunmaktadır. Bu modeller, Ege'nin bir yay-ardı havza olarak dalma batmanın çekmesiyle açılmaya başlaması (Hsü vd., 1977; Bijou-Duval vd., 1977; Le Pichon ve Anglier, 1979; 1981; Pe-Piper ve Piper, 1989;2001; Mc Kenzie ve Yılmaz, 1991; Bozkurt ve Oberhänsli, 2001), bunun sonucu olarak sıyrılma faylarının çekirdek kompleksleri ortaya çıkarması (Verge, 1993; Bozkurt ve Park, 1994; Okay ve Satır, 2000), kabuğun gravitasyonel olarak yayılmaya başlayarak gerilmesi ve grabenlerin oluşumu (Dewey, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1991; 1992; Gautier vd., 1999, Bozkurt, 2001), Anadolu'nun KAFS'nin batıya kaçıışı ve Ege'de yön değiştirmesine bağlı gerilmesi ile doğu batı grabenlerin oluşumu (Mc Kenzie, 1972; 1978; Tapponier, 1977; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1979b; 1987; Şengör vd., 1985) ile açıklayanlar olmak üzere üç temel gruptur.

Bunlar içinde en çok üzerinde durulanlar batıya kaçıışı açıklayan kinematik modellerdir (McKenzie, 1972;1978; Şengör, 1979b; Taymaz vd., 1991; Le Pichon vd., 1995; Armijo vd., 1999). McKenzie (1972; 1978), KB Ege, Güney Ege ve Anadolu bloğu olmak üzere üç bloğun olduğunu düşünmektedir. Bu üç bloktan KB Ege ve Güney Ege blokları KAFS ile ayrılmakta ve Anadolu Bloğu ile Güney Ege Bloğu arasında K-G gerilen bir geçiş zonu bulunmaktadır. Ege Hendeği'nin çekme gerilmesi KAFS'na yardımcı olmakta ve Anadolu batıya kaçarken Ege kuzey-güney gerilmektedir. Şengör (1979b), Anadolu'nun batıya kaçıışı esnasında oluşan blok içi deformasyonu Prantdl hücresi ile açıklamakta, orta Anadolu'dan başlayarak batıya doğru kuzey güney sıkışmanın gerilmeye döndüğünü ve Ege Sistemi'nin oluştuğunu belirtmektedir. Taymaz vd., (1991) Anadolu bloğu batıya kaçarken oluşan doğu-batı daralma sonucu Anadolu'da KD-GB, Yunanistan'da KB-GD doğrultulu fayların Ege'de paralel dirsekler oluşturduğunu, bu dirsekleri sınırlayan

doğrultu atımlı faylar sayesinde Ege'nin merkez ekseninde kuzey-güney gerilme olduğunu belirtmektedir. Taymaz vd. (1991), görüşlerini destekleyen paleomanyetik veriler bulunmaktadır (Kissel vd., 1986; Kondopoulou, 2000). Le Pichon vd. (1995), Ege'de GPS/SLR verilerine göre Yunanistan'ın saat yönünde, Anadolu'nun saatin tersi yönünde dönüşü ile Ege merkezi kesiminde gerilme oluştuğunu bildirmektedir. Armijo vd. (1999), KAFS'nin üzerinden saatin ters yönünde dönen Anadolu'nun Ege'de Ege Yayı'nın çekmesi ile karma bir rejim oluşturduğunu düşünmektedir. Yunanistan'da Korinth Körfezi'ne kadar uzanan bir alanda KAFS ile ilişkili olarak KD-GB doğrultulu gerilme, Batı Anadolu'da K-G doğrultusuna dönmektedir

Ege gerilme sistemini farklı modellerle açıklayan araştırmacılar gerilmenin yaşı hakkında da ortak bir fikre sahip değildir. Ege'de gerilmenin başlangıcı ile ilgili en eski yaşlar geç Oligosen- erken Miyosen'e inmektedir (Seyitoğlu ve Scott, 1991; 1992; 1996; Bozkurt ve Park, 1994; Okay ve Satır, 2000; Pe-Piper ve Piper, 2001; Bozkurt ve Sözbilir, 2003; Bozkurt, 2003a;b). Bir kısım araştırmacı yine farklı modellerle orta Miyosen yaş önermektedir (Le Pichon ve Anglier, 1979; 1981; Meulenkamp, 1988; Gauiter vd., 1996). Orta-geç Miyosen ve geç Miyosen yaş önerileri genellikle KAFS'nin yaşına bağlı olarak yapılan değerlendirmelerdir (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1982; 1987; Şengör vd., 1985; Dewey, 1988; Kissel ve Laj, 1988; Armijo vd., 1999). Erken-orta Miyosen ve pliyosen olmak üzere iki ayrı gerilme dönemi olduğu da düşünülmektedir (Koçyiğit vd. 1999; Bozkurt, 2003) Ege'de gerilmenin başlangıç yaşını KAFS'na bağlayan çalışmalar, son yıllarda KAFS kollarının Marmara bölgesine etkisiyle önerilen geç Pliyosen ve daha genç yaşlara (Yaltırak vd., 1998; Tüysüz vd., 1998; Sakıncı vd., 1999, Okay vd., 1999; 2000; Yaltırak vd., 2000a ve b; Le Pichon vd., 2001; Yaltırak ve Alpar, 2002a ve b, Yaltırak, 2002) uymamaktadır.

Bütün bu farklılıkları gidermeye yönelik ilk deneme Walcott (1998) tarafından yapılmıştır. Walcott (1998)'e göre Ege, Oligo-Miyosen'de bir yay ardı havza olarak K-G gerilmeye başlamıştır. Erken-geç Miyosen'de bu gerilme Yunanistan ve Anadolu bloğunun yay çekmesi sonucu farklı yönde rotasyonlar ile artmış ve Yunanistan üzerinde ilksel yönünü yitirmiştir. Bu farklı rotasyonun sebebi dalan

levhanın dalış esnasındaki hareketidir. Walcott (1988), Pliyosen’de KAFS’nin devreye girmesiyle Anadolu Bloğu’nun da dönmeye katıldığını düşünmektedir.

Tüm araştırmacıların ortak doğruları bulunmakta ve bir tek olayı tarif etmektedirler. Burada olayların failleri eksik olduğundan oluşan kopukluklar, kimi zaman münferit olaylar, kimi zaman başka bir faille açıklanmaya çalışmaktadır. Gözlemlerin tümünü bir senaryo çerçevesinde mantıklı bir dizge ile açıklayan bir evrim modeli bulunabilir.

Ege’de gerilme ile ilgili en erken yaşlar Ege’de bulunan çekirdek kompleksleri ve bunlara bağlı gelişen anateksik grantizasyonun yaşlarıdır. Bu yaşlar geç Oligosen - erken Miyosen’de yığılmaktadır. Bu granitizasyon ve kalk-alkalin volkanizma daha önceleri kabuk kalınlaşması olarak yorumlanmıştır (Karacık, 1995; Altunkaynak, 1996; Dolaloye ve Bingöl, 2000; Yılmaz vd., 2001). Erken Miyosen’de granitlerin kabuktan türediği görüşü doğru olmakla birlikte nedeni sıkışma değil aksine gerilme ile sıyrılma faylarına dönüşecek makaslama zonlarındaki ergimedir. Ege’de kalk-alkali ve gençleştikçe şoşonitik nitelikli volkanizmanın yaşı Alt-Orta Miyosen’de yoğunlaşmaktadır (İnnocenti vd., 1982; Fytikas vd., 1984; Pe-Piper ve Piper, 1989; 2001; Aldanmaz vd., 2001). Ege’de geç Oligosen-erken Miyosen’de başlayan gerilme, bugün farklı yönlerde doğrultulara sahiptir. Bu çalışmada oluşturulan paleomanyetik verilere dayalı model ile Yunanistan’da K60D duran gerilme vektörleri, Anadolu’da K-G duran gerilme vektörleri aslında geç Oligosen-erken Miyosen’de tek bir doğrultuda, KD-GB’dır (Şekil 4.15) Bu farklılık, erken Miyosen-erken Pliyosen’de Isparta Dirseği’nin oluşumu (Savaşçın vd., 1995), ile Batı Anadolu bloğunun Trakya-Eskişehir ve Xanti-Kavala Fayları üzerinden saatin ters yönüne dönüşü (Tapırdamaz ve Yaltırak, 1997), Yunanistan’ın yayın çekmesi, Anadolu’nun batıya ilerlemesinin etkisiyle saatin yönüne dönüşü ile açıklanabilmektedir. Ege’de erken Miyosen’de Ege Hendeği etkisiyle devam eden yayardı gerilmesi (sıyrılma fayları ve çekirdek kompleksi sistemleri) ile sıyrılma üzeri havzalar volkanizmayla içi içe oluşmuştur. Erken Miyosen sonunda Trakya-Eskişehir Fayı’nın Batı Anadolu’yu saat tersi yönünde döndürmeye başlamasını takiben, orta Miyosen sonlarında hızının 15 mm/yılı aşmasıyla (Şekil 4.14) volkanizma neredeyse durmuştur. Bu dönem, Ege Yayı’nın çekmesi ile Batı Anadolu’nun dönmesi arasında hızların birbirini

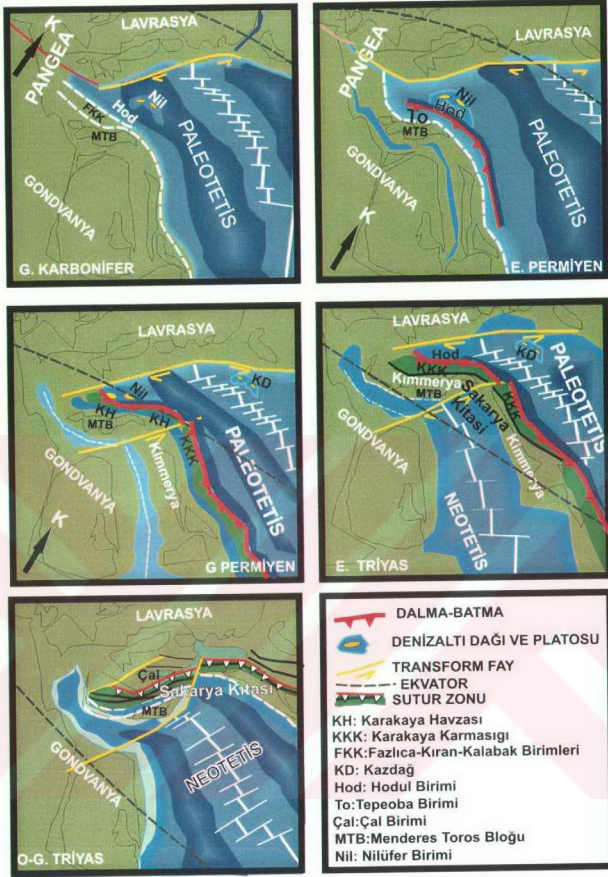
sıfırlayacak kadar birbirine yaklaştığı bir geçiş dönemi olmalıdır. Pe-Piper ve Piper, (2001) Orta Miyosen volkanizmasındaki yavaşlamayı bu nedenle KAFS'na atfetmektedir. Geç Miyosen'de Ege'de alkali bir volkanizmanın başladığı görülmektedir (Pe-Piper ve Piper, Yılmaz vd., 2001; Aldanmaz vd., 2001). Bu volkanizma çalışanlarca Ege'de gerilemenin başlangıcı olarak gösterilmektedir. Bu dönem merkezi Ege'de ilk paralel dirsekler oluşmuştur (Şekil 4.13). Ege'de alkali volkanizmanın başlamasının sebebi Taymaz vd., (1991) tarafından söz konusu edilen paralel dirseklerin üzerinde Trakya-Eskişehir Fayı üzerinde hızının 19 mm/yıl'a ulaşması sonucu oblik gerilme rejiminin başlamasıdır (Şekil 4.13). Trakya-Eskişehir Fayı'nın denetiminde çökelen birimler, Marmara bölgesinde erken Miyosen sonu-Erken Pliyosen dönemini temsil eder (Yaltırak vd., 1998; Sakıncı vd., 1999) Geç Miyosen'de kuzey Ege'de erken-orta Miyosen dönemi volkanik ve çökel birimlerinin üzerine uyumsuz olarak İnönü Formasyonu, eşleniği olan bazalt arakatlı Gürpınar, Alçıtepe formasyonları (Karacık, 1995; Yaltırak, 2000a,b) çökelmiştir. Bu birimler bir graben dolgusu olmaktan ziyade doğrultu atımlı fayların etkisiyle oluşan tektonik olukların üzerinde gelişen karasal ve denizel birimlerdir. KAFS Ege'de esas etkinliğini geç Pliyosen ve sonrasında gösterir. Bu dönem çalışma sahasında Hasanboğuldu, Gelibolu'da Conkbayırı (Yaltırak vd., 1998; 2000a,b) Biga'da Bayramiç Formasyonu (Genç, 1998) gibi birimlerle temsil edilir. KAFS, Marmara'da Trakya-Eskişehir Fayı'nı kestikten sonra Saroz Körfezi açılmasını sürdürürken (Yaltırak, 2002), Edremit Körfezi daha yeni açılmaya başlamıştır.

5.2. Paleocoğrafik ve Jeolojik Evrim

Çalışma sahası Permo-Karbonifer'de iki ayrı yörede bulunan kaya grubu ile temsil edilen bir evrim gösterir. Çalışma sahası Karbonifer'den başlayarak Paleotetis Okyanusu'nun evrimi içinde yer almaktadır. Çalışma sahasında paleocoğrafik ve tektonik olarak birbiriyle ilintili ortamlar bulunmaktadır. Bu ortamlar; Paleotetis Okyanus ortası sırtının Lavrasya Levhası'nı temsil eden kesimi okyanus kabuğu, üzerinde gelişen pelajik karbonatlar, okyanusal plato ve üzerinde gelişen denizaltı dağları, Lavrasya pasif kenarından gelen kuvarsofeldspatik kırıntılılarla Kazdağ Grubu olarak adlandırdığımız birimlerden oluşur. Paleotetis Okyanus ortası sırtının Gondvanya Levhası'nı temsil eden kesiminde denizaltı

platosu ve denizaltı dağları (Nilüfer Birimi), denizaltı dağlarını kuşatan resifler (Çal Birimi; Permien Kçt), eklenir prizma üzerinden hedeğe kadar uzanan alanda çökelen kırıntılılar (Hodul Birimi), eklenir prizmanın oluşturduğu yükselimin ardında kalan alandak ince taneli kırıntılılar ve volkanik ürünler (Tepeoba Birimi), eklenir prizmanın oluşumu öncesi kıtakerarını temsil eden kırıntılı birimlerle (Kalabak, Kıran, Fazlıca Birimleri) temsil olur.

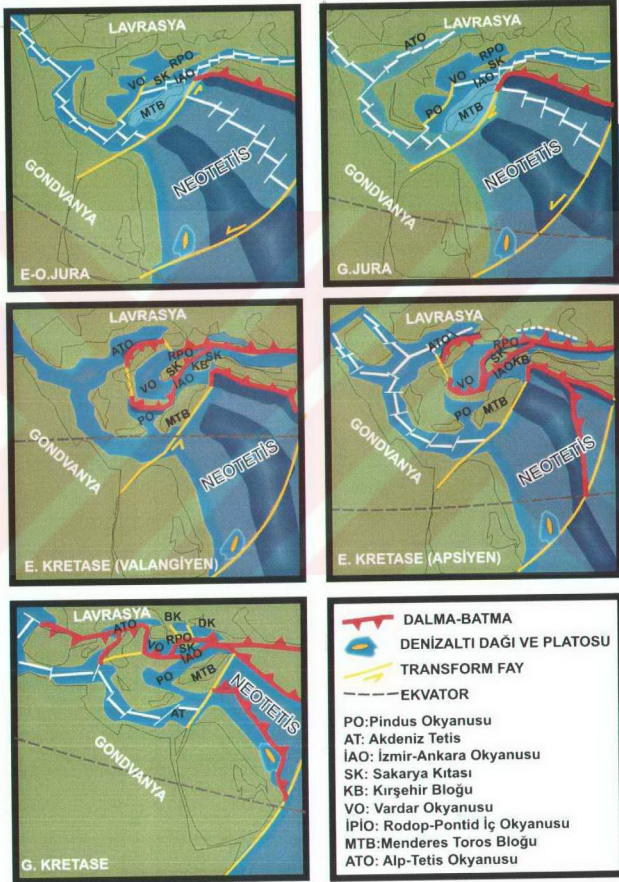
Çalışma sahası (Karakaya birimleri), geç Karbonifer'de Paleotetis Okyanusu'nun güney sahilinde Gondvanya pasif kıta kenarında yer alır (Şekil 5.1). Bu dönemde bölgede kıta kenarlarında oluşan karasal havzalar ve okyanus içinde platolar ve üzerlerindeki denizaltı dağları oluşumu bulunmaktadır (Şekil 5.1). Bu günümüzde Hindistan batısındaki Maldiv adaları ve üzerlerinde bulundukları plato alanı benzeri bir coğrafyayı temsil etmektedir. Erken Permien'de Nilüfer denizaltı dağları güneyinde oluşan yitim zonunda dalmaya başlamış ve eklenir prizma oluşmaya başlamıştır (Şekil 5.1). Dalma-batmada yiten denizaltıdağı ve üzerindeki resifal kireçtaşları (Çal Birimi, Permien kireçtaşları) yığışım karmaşığına eklenirken, yükselen eklenir prizmanın ardında, pasif kıta kenarı ile arasında kalan kesimde Karakaya Havzası gelişmeye başlamıştır (Şekil 5.1). Erken Permien'de başlayan dalma-batma ile eklenir prizma gerisinde Karakaya Havzası biçimlenirken, Gondvanya üzerinde Neotetis rifti açılmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1984b). Bu riftin okyanuslaşmasıyla Gondvanya'dan ince bir kıta (Kimmerya) ayrılır (Şekil 5.1). Geç Permien'de büyüyerek yükselen Sakarya Kıtası'nın berisinde kalan kalıt Karakaya Havzası, okyanuslaşmadan Karakaya yığışım karmaşığına dahil olur (Şekil 5.1). Karakaya üniteleri bu haliyle Kimmerya'ya eklenir. Böylece Sakarya Birleşik Ülkesi oluşur. Erken-orta Triyas'ta Paleotetis Okyanusu üzerinde yer alan Kazdağ okyanus platosu ve denizaltı dağı Karakaya altına dalarak Karakaya yığışım karmaşığının altına yerleşir. Orta Triyas'ta başlayan Sakarya Kıtası ile Lavrasya çarpışması esnasında Sakarya Kıtası güneyinde yer alan Menderes-Toros bloğu, güneyinde açılan Neotetis Okyanusu'nun etkisi ile çökmeye başlamıştır. Erken Triyas'ta iyice bir kısmı su üzerine çıkmış Sakarya Kıta'sı kenarında sığ resifler ve Karakaya birimlerinden taşınan kireçtaşı blokları ve çökellerle (Çal Birimi, Üst Triyas kireçtaşları) temsil edilen havzalar Karakaya Yığışım Karmaşığı'nın son evresini göstermektedir. Bu esnada gerçekleşen Lavrasya Sakarya Kıta'sı çarpışması



Şekil 5.1 Erken Karbonifer-geç Triyas arasında çalışma sahası ve çevresinin paleocoğrafyası (Haritalar, Stampfli ve Borel, 2002'den, çalışma sahası verileri ve Şengör ve Yılmaz, (1981), Tekeli, (1981), Şengör vd., (1984), Okay vd., (1991), Tüysüz ve Yiğitbaş, (1994), çalışmaları dikkate alınarak yeniden düzenlenmiştir.

erken Triyas sonunda oluşmaya başlayan Karakaya yükselimi üzerinden güneye doğru karasal kıvrıntılar gelmeye başlamış, deltalar ve derinleşen kesimlerde türbidit çökelişi başlamıştır. Bu dönemde Menderes-Toros Bloğu üzeri meydana gelen transgresyon ile yüksek alanlar sığ ve sıcak bir denizle kaplanmış, daha derin alanlarda derin denizel kireçtaşları çökelmiştir (Şekil 5.2). Jura'da Neotetis gelişimini sürdürürken Menderes-Toros Bloğu ile Sakarya Kıtası arasında İzmir-

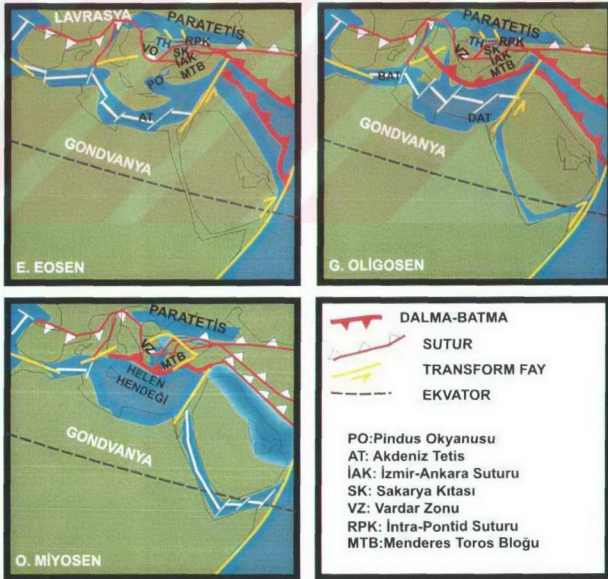
Ankara Okyanusu, Sakarya Kıtası ile Lavrasya arasında ise Rodop-Pontid İç Okyanusu açılmakta, batıda bu iki deniz kolu Vardar Okyanusu'nda birleşmektedir (Şekil 5.2). Jura'da kuzeyinde ve güneyinde iki okyanus kolu açılan Sakarya Kıta'sı, erken Kretase'den başlayarak kuzeyindeki Rodop-Pontid, güneyindeki İzmir-Ankara Okyanusu'nun yitimi ile daralmaya ve yükselmeye başlamıştır. Erken Kretase'de derin kesimlerde regresyon ile sığ denizel birimler ve resifler



Şekil-5.2 Erken Jura - geç Kretase arasında çalışma sahası ve çevresinin paleocoğrafyası (Haritalar, Stampfli ve Borel (2002)'den, çalışma sahası verileri Şengör vd. (1981), Görür vd. (1983), Şengör vd., (1984b), Altın vd. (1991), Okay vd. (1996); Görür vd. (1998) çalışmaları dikkate alınarak yeniden düzenlenmiştir.

gelişmiş, erken Kretase’de çarpışmanın hızlanmasıyla resifler parçalanmaya başlamıştır. Geç Kretase’de Sakarya Kıtası kuzeyinde İntra-Pontid İç Okyanusu neredeyse yitmiş, çalışma sahası batısında Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı gelişmiştir. Paleosen’de Rodop-Pontid İç Okyanusu evrimini tamamlamış, Rodop Masifi ile Sakarya Kıtası çarpışmış durumdadır (Okay vd., 1991)(Şekil 5.2).

Çalışma sahası ve çevresi, geç Paleosen- erken Eosen dönemlerinde aşınma alanı halinde yükselmiş durumdadır. Bunun nedeni, Rodop-Pontid ve İzmir-Ankara okyanuslarının artık kapanması, Rodop-Pontid, Sakarya Kıtası ve Menderes-Toros Bloğu birbirine kenetlenmesidir (Görür vd., 1998). İstanbul Zonu da erken Eosen’de Sakarya Kıtası ile çarpışmıştır (Okay vd., 1994). Erken Eosen’deki bu çarpışmanın ardından Rodop-Pontid Kenedi’nin kuzeyinde asimetrik kenarlı çarpışma ile Trakya Havzası açıldığı bilinmektedir (Yaltırak, 1996; Tüysüz vd., 1998) (Şekil 5.3). Bu havza, çarpışmanın süren etkisiyle geç Eosen-erken Oligosen’de kapanmaya başlamıştır (Yaltırak, 1996). Ege Hendeği’nde dalma-batma faaliyeti için verilen erken yaş geç Oligosen-erken Miyosen’dir (Pe-Piper ve



Şekil 5.3 Erken Eosen-orta Miyosen arasında çalışma sahası ve çevresinin paleocoğrafyası, Yaltırak, (1996); Tüysüz vd., (1998), Görür vd., (1998) dikkate alınarak yeniden düzenlenmiştir.

Piper, 2001). Oligosen sonrasında Ege'de Menderes-Toros Bloğu, Sakarya Kıtası, Kiklat adaları ve Rodop Masifi üzerinde yay ardında oluşan KD-GB doğrultulu gerilme ile çekirdek kompleksleri oluşmaya başlamıştır (Şekil 4.13). Kazdağ Masifi bu çekirdek komplekslerden biridir. Çekirdek komplekslerin yükselmesi esnasında aralarında sıyrılma fayı üzeri havzaları gelişmiştir.

Erken Miyosen sonunda Isparta Dirseği'nin oluşumu (Savaşın vd., 1995; Piper vd.,2002) ile Batı Anadolu Bloğu Trakya-Eskişehir Fayı üzerinden saatin ters yönünde dönmeye başlamış ve Ege Hendeği'nin yarattığı gerilmenin hızını düşürmeye başlamıştır (Şekil 4.13). Bu dönme ile Ege'nin iki yakasındaki bulunan paleotektonik hatlar arasında yaklaşık 45 derecelik açı oluşmuş (Şekil 4.13), Ege denizi üzerinde ilk asimetrik dirsek şeklindeki doğrultu atımlı faylar ile KD-GB oluşan gerilme, K-G yönüne dönmeye başlamıştır. Bu dönem Trakya-Eskişehir Fayı (Sakıncı vd., 1999; Yaltırak, 2002) ve Burdur-Fethiye Fayı (Barka ve Relinger, 1997) arasında kalan Batı Anadolu'da rotasyonel gerilmelerin başladığı erken Miyosen-erken Pliyosen aralığını temsil eden erken neotektonik dönemdir.

Geç Pliyosen'de KAFS'nin Trakya Eskişehir Fayı'nı Marmara bölgesinde biçmesiyle (Yaltırak, 2002) Anadolu'nun saatin tersine dönüşü KAFS üzerinden devam etmiştir. Ege'de geç Miyosen'de etkin olmaya başlayan asimetrik dirsek yapısını oluşturan fay sistemleri süperimpoze tektonikle evrimini sürdürmüş, geç Pliyosen ve sonrasında aktivitesini Anadolu'ya doğru etkili kılmıştır. Bu dönemde rotasyonla erken Miyosen-erken Pliyosen'de KD-GB konuma gelen sağ yanal faylar ile batıya göç eden Anadolu bloğunun hareket vektörü arasında oluşan açı farkı ile Yenice-Gönen arası gibi yerler sıkışmaya başlarken, vektörlerin birbirinden uzaklaştığı Edremit Körfezi, oluşan gerilme ile rotasyonel bir yarı graben olarak açılmaya başlamıştır (Şekil 3.9C). Batı Anadolu'da KAFS'nin geç Pliyosen'de etkisini göstermesiyle erken neotektonik dönem yapılarının bu harekete uyum gösterenleri aktive olmuş ve Kuzey Ege ve Anadolu'nun şekillenmesinde süperimpoze bir tektonik rejim hüküm sürmeye başlamıştır. KAFS etkinliğindeki gerilme ve doğrultu atımlı faylar rejimi, geç neotektonik dönemi temsil eder.

Edremit Körfezi Kuvaterner'de deniz seviyesi değişimlerinin etkisi altındadır. Körfez yaklaşık 600 bin yıl önce bir akarsu ovası iken 600-240 bin yıl arasındaki dönemde sürekli akarsu ve göl olarak karakter değiştirmiştir. 240-135 yıl arasında

göl konumundadır. 135 bin yıl önce transgresyonun başlamasıyla 24 bin yıla kadar kıyı çizgisi sürekli değişen bir körfez olarak evrimini sürdürür. 10-24 bin yıl arasında tekrar göl ortamının hakim olduğu Edremit Körfezi'nde son 10 bin yıldır denizel ortam sürmektedir.

5.3. Sonuçlar ve Öneriler

Çalışma Sahasında Kazdağ Grubu ve Karakaya Karmaşığı Paleotetis Okyanusu'nu temsil eden parçalardır. Paleotetis Okyanusu, çalışma sahasında erken Miyosen'e kadar yapılan paleomanyetik esaslı düzletme ve Karakaya Karmaşığı içinde gelişen kıvrım ve bindirme fayı verjanslarına göre Triyas'ta (Bu yaş, Edremit civarında Lias yaşlı Bayırköy Formasyonu'nun bindirmeleri örttüğü yorumuna dayanır.) kuzeybatıdan güneydoğuya dalmaktadır. Karakaya Karmaşığı, Paleotetis Okyanusu'nu eklenir prizmasıdır. Karakaya Karmaşığı'nın en yaşlı kesimi, Çamlık Metagranodiyordü'nün sokulduğu Gondvanya Kıta'sının kuzey cephesinde çökelen Kalabak, Kıran ve Fazlıca birimleridir. Karakaya Karmaşığı ve Kimmeriya Kıtası Triyas başında birbirine eklenerek Sakarya Kıtası adı verilen birleşik ülkeyi oluşturmuştur. Paleotetis, çalışma alanında geç Triyas'ta Sakarya Kıtası ile Rodop-Masifi'nin çarpışması sonucunda kapanmıştır. Çalışma sahasında dalma batmanın verjansı ve çarpışmanın kanıtları Kazdağ Masifi'nin K-G yönlü kıvrım eksenini ile Karakaya Karmaşığı içinde yer alan batıya doğru itilmiş bindirmeler ve bunların oluşumu ile koşut farklı niteliklerde kıvrımlardır. Bu kıvrımların her bir bindirme dilimindeki analizi ile Kazdağ Grubu kıvrım eksenini aynıdır. Kıvrımların eksen düzlemleri genellikle doğuya doğru eğimlidir.

Çalışma sahası, Sakarya Birleşik Ülkesi güney cephesinde yer alır. Neotetis'e paralel oluşan bir okyanus olan İzmir-Ankara Okyanusu'nu açan gerilme rejimi çalışma sahasını geç Triyas sonunda etkilemeye başlamıştır. Çalışma sahasında daha önce Hodul Birimi adıyla tanımlanan, Çamlık Formasyonu olarak adlandırdığımız arkozik kumtaşları bu açılmanın ilk ürünüdür. Bu istifin üzerine gelen Çakaltepe ve Sakarkaya formasyonları içinde görülen fosillerin geç Triyas yaşlı olmasından dolayı Karakaya Karmaşığı'na verilen geç Triyas yaş, çalışma sahasında zayıf bir müphem bir yorumdur. Tanımlandığı yerdeki doğru karakteri ile Hodul Birimi arkozları Okay vd. (1991), Çamlık Formasyonu arkozlarından

farklı özelliklerde, spilit ve fillat gibi litolojilerle ardalanmalıdır. Neotetis kolları olan İzmir-Ankara ve Rodop-Pontid İç Okyanusları çalışma sahasında Sakarya Kıtası ile birbirinden ayrılmaktadır. Çalışma Sahası İzmir-Ankara Okyanusu'nun açılmasının etkilerinin görüldüğü Sakarya Kıtası üzerinde yer alır. Kazdağ kuzey ve batı kesimlerinde Rodop-Pontid İç Okyanusu'nun kuzeye dalması esnasında kürenen ofiyolitik melanj bulunur. Bu da Rodop-Pontid İç Okyanusu'nun süturunun Kazdağ batı sınırı olduğunu gösterir. Bu bölgede geç Kretase ve sonrası çarpışmanın kanıtları Çetmi Ofiyolitik Karmaşığı ve geç Triyas-erken Kretase istifinin kıvrımlanma yönleridir. İki farklı okyanusa ait bu birimlerdeki kıvrımlar, Biga yarımadasında bilinen İzmir Ankara ve Rodop-Pontid İç Okyanusları doğrultularına uygundur (Okay vd., 1996). Günümüzde KD-GB doğrultulu bir eksen üzerinde olan yapısal unsurların, paleomanyetik düzeltme ile Oligosen'de yaklaşık D-B doğrultulu konumda olduğunu anlaşılmıştır.

Ege'de gerilme geç Oligosen-erken Miyosen'de başlar ve sebebi yay ardında oluşan geri çekmedir. Bu dönem çekirdek kompleksleri, sıyrılma fayları ve bunların denetiminde havzalarla temsil olur. Kazdağ Masifi, Ege Gerilme Sistemi içinde gelişen asimetrik bir çekirdek kompleksidir. Bu çekirdek kompleksi oluşumunda meydana gelen makaslama zonunda granitizasyon ile kalkalkalen volkanizma gelişmiştir. Kazdağ'da toplam gerilme Kazdağ Sıyrılma Fayı'nın birbirinden ayırdığı taban ve tavan bloklarında yer alan granodiyoridlere göre yaklaşık 20-25 km civarındadır. Gerilme yönü günümüzde kuzey-güney ölçülmekle birlikte, paleomanyetik düzeltme ile gerilmenin erken Miyosen'de KD-GB doğrultulu olduğu anlaşılmaktadır. Erken Miyosen'de Kazdağ, sıyrılma fayı sayesinde yükselmeye başlamış, üzerinde sıyrılma fayı üzeri havzası dolgusu olan Kızılyar ve Küçükuyu Formasyonu gelişmiştir. Küçükuyu Formasyonu erken Miyosen sonuna kadar çökelimini sürdürmüştür. Kazdağ Masifi erken Miyosen'de yükseldikçe üzerindeki Karakaya Karmaşığı ile arasında gelişen granit sokulumları aşınarak debriz akıntıları ile Küçükukuyu Formasyonu içine taşınmıştır. Küçükukuyu Formasyonu içinde gözlenen slumplar ve paleoakıntı yönleri yükselme alanının kuzey olduğunu (Erken Miyosen'de kuzeydoğu) göstermektedir. Kazdağ Grubu içinde ölçülen çok sayıda kıvrım, mineral lineasyonu, fay çizizi Kazdağ Sıyrılma Fayı ile gelişen K-G uzamayla ve fleksurel kayma ile oluşmuş yapılardır (Erken Miyosen'de KD-GB). Küçükuyu Formasyonu ile Kazdağ Masifi'nde

bulunan gerilme ile ilişkili yapılar aynı doğrultuyu vermektedir. Yapılan paleomanyetik düzeltmeye göre Kazdağ Sıyrılma Fayı ile ilişkili tüm yapılar erken Miyosen’de KD-GB gerilme ile oluşmuştur.

Çalışma sahasında olası geç Miyosen dönemi İnönü Formasyonu ile temsil edilir. İnönü ve Kuçukuyu formasyonları içinde görülen kıvrım eksenleri, normal ve ters faylar geç Miyosen de D-B doğrultulu, düşük genlikli bir sağ yanal makaslamayı gösterir. Kıvrım eksenleri çalışma sahası doğu ve batısında bulunan KD-GB doğrultulu Bandırma-Behramkale ve Manyas-Edremit Fay zonları arasında sağ yanal makaslamaya uygun açıdadır. Bölgede geç Miyosen çökelimi, Trakya Eskişehir Fayı ve kollarının Ege’de etkinliğinin arttığı dönemde başlamıştır. Isparta Dirseği ve Trakya Eskişehir Fayı etkisiyle Ege’de paralel dirsekler denetiminde ilk rotasyonel oblik havzalar, orta-geç Miyosen’de, Ege erken gerilmesi üzerine süperimpoze olmuştur. KAFS’nin Trakya-Eskişehir Fayı’nı Marmara’da parçalamasının ardından KAFS kolları haline gelen Ganos Fay Sistemi, güneye doğru Bandırma-Behramkale ve Manyas-Edremit Fay zonları (Yaltırak, 2002) asimetrik paralel dirsekler oluşturacak şekilde Ege’de erken neotektonik dönem yapılarının üzerinde süperimpoze olarak varlığını sürdürmüştür.

Edremit Körfezi, kuzeydoğu Ege’de KAFS’nin orta ve güney kolları arasında yer alan, kuzey sahili KDD-GBB, doğrultulu normal fayların denetiminde tektonik olarak aktif bir genç havzadır. Bu havzanın oluşumunu denetleyen ana unsur olan fay, sanıldığı gibi karada veya kıyıda değil kıyının 3-5 km açığında bulunur. Bu hatta paralel bir çok fay karada ana faya koşut basamak faylar olarak gelişmektedir. Söz konusu fayların hiçbiri D-B doğrultulu değildir. Çalışma alanı dahilinde Edremit Körfezi çevresi ve içinde iki ana aktif fay paterni gözlenir. Bunlar, körfezin oluşumunda en etkin olan K65D doğrultulu ve bu faylara 112° açıyla KB-GD doğrultusunda bulunan normal faylardır. Edremit Körfezi’nin oluşumu ile ilgili yapısal veriler Küçükuyu Formasyonu’nda görülen deformasyonlar ve Hasanboğuldu Formasyonu çökel kayıtlarıdır. Bu kayıtlara göre Küçükuyu Formasyonu içinde ölçülen küçük ölçekli normal faylar, K65B olan ana tektonik eksene paralel gelişmiştir. Çalışma sahasında derin ve sığ sismik kayıtlardan yapılan fay haritaları ve çökel kalınlık haritaları da ana tektonik eksenin K65B olduğunu ortaya koymaktadır. Bu eksen çalışma sahası dışında kalan KAF kollarının arasındadır ve onların sağ yanal makaslama hareketine uygun bir açılma

ekseni vermektedir. Körfez ve çevresinde hakim olan iki ana doğrultu atımlı fay, deniz alanında gözlenen fay takımları ile uyum içinde ancak bir tek koşulda çalışabilir. Bu da sağ yanal fayların arasında kalan bloğun, rotasyonel olarak, saatin ters yönünde GB göçüyle mümkündür. Bu durumda Edremit Körfezi'nin açılması sanıldığı gibi kuzey-güney bir gerilme ile oluşan bir normal fay sistemi ile değil, KD-GB doğrultu sağ yanal doğrultu atımlı fayların Edremit Körfezi bloğunu saatin ters yönünde döndürmesi ile oluşan lokal bir K-G gerilme ile sağlanmaktadır. Edremit Körfezi kuzey sahili de bu sistemin oluşturduğu kademeli K65D yönlü faylarla yükselmekte körfez orta kesimi de aynı şekilde çökmektedir.

Geç Pliyosen sonrasında Edremit Körfezi'nde açılmasında etkin olan kuzey-güney gerilme rotasyondan kaynaklanmaktadır. Bu sistemin Ege gerilme sisteminden çok KAFS'nin yön değiştirmesinden dolayı oluştuğu ve bu sistemle birlikte geliştiği, bu yön değiştirmenin bölgeni geç neotektoniğinde hakim imza olduğu kolaylıkla söylenebilir.

Ege Hendeği'nin, erken Miyosen'den bu yana Ege Denizi'nin açılmasında rolü kimi zaman diğer etkilerle gölgelenir. Erken Miyosen'den başlayarak Anadolu'nun ilk batıya kaçıışı, Trakya-Eskişehir Fayı ve Isparta Dirseği sayesinde gerçekleşirken, ilk gerilmenin tüm verjansları bu kaçışa uyumlu olarak yön değiştirir. Bölgede 15 ile 10 milyon yıl arasında volkanizmanın durduğu ve sedimantasyonun yavaş oluşan dağlararası havzalarda başladığı anlaşılmaktadır. Geç Miyosen gerilmesi ve alkali volkanizma Batı Anadolu'da rotasyonun hızlanmasından kaynaklanmaktadır. KAFS, Ege'de benzer bir sistemin üzerine süperimozedir. Erken Miyosen-erken Pliyosen'de Batı Anadolu Bloğu, geç Pliyosen sonrasında Anadolu Bloğu'nun batıya kaçıışı ile Ege Hendeği'nin çekme gerilmesi Biga yarımadası ve güneyinde birbiriyle içi içedirler. Kuzey de hakim olan hareketler doğrultu atımlı sistemlerdir. Ege Hendeği'nin geç Oligosen'den başlayarak güneye göçü gerilme tektoniği ile olmakla birlikte Anadolu'nun batıya erken kaçıışı da bu süreçle iç içedir.

Bu doktora çalışmasında Karbonifer'den günümüze kadar olan bir zaman aralığında farklı kaya özellikleri gösteren birimlerin birbiriyle olan stratigrafik ilişkisi ortaya çıkarılmış ve yapısal veriler toplanmıştır. Ortaya çıkarılan yeni bilgiler, sık ve derin sismik kesitler, sismik aktivite, GPS, paleomanyetik verilerle

desteklenerek birbirinden kopuk olaylar, birbirini izleyen bir jeolojik tarihçe ile açıklanmıştır.

Çalışma sahasında toplanan tüm veriler, gravite ve manyetik haritalarında görülen (Akdoğan, 2000) Marmara bölgesinde çökel ve yapı kayıtlarında varlığı ortaya konmaya çalışılan Trakya-Eskişehir Fayı (Yaltırak vd., 1998; 2000; Sakıncı vd., 1999; Yaltırak ve Alpar, 2002a,b; Yaltırak, 2002), Trakya-Eskişehir Fayı'nın rotasyon etkisinin en önemli kanıtları olan paleomanyetik veriler (Kissel ve Laj, 1988; Kissel vd., 1986; 1989; Orbay vd., 1993; İşseven vd., 1995; İşseven, 1997; Tapırdamaz ve Yaltırak, 1997; Orbay vd., 1998; Kondopoulou, 2000; İşseven, 2001) çalışma sahasında ve Ege'de ki birbirinden kopuk görülen tüm olayların bağlayıcısıdır. Çalışma sahasında birçok yapının verjansları ancak palinspastik düzeltmeler yapıldığında anlamlıdır. Ege ve Batı Anadolu'nun evriminde öne sürülen bir çok model birbirinin alternatifi olmaktan ziyade birbiriyle ilişkili olaylar zincirinin parçasıdır. Çoğu gözlemsel olarak doğruları içermekte olmasına rağmen diğer gözlemcilerin verilerini göz ardı etmekte veya münferit değerlendirmeler olarak algılamaktadır. Bu tez, kendi yerelinde çözdüğü problemler için kullandığı modelde Ege'de tüm araştırmacıların gözlemlerine uyumlu olarak, tüm verileri zaman ve mekan içinde doğru yere oturtmaya çalışmıştır. Çalışma sahasının, birbirinden kopuk görülen veri parçalarını biribirine bağlayacak stratigrafik ve yapısal verilerle ortaya konan evrimi, Ege'de ve Batı Anadolu'da sadece bir dönemi temsil eden modellerden daha bütüncül bir modelin olabilirliğini göstermektedir.

Bu çerçevede ilerde yapılacak çalışmalarda Ege bölgesinde deformasyonlar, gelişim yaşları ve bir sonraki dönemle geçiş ilişkilerinin yeniden değerlendirilmesi ile söz konusu model test edilebilir.

KAYNAKLAR

- Adamia Sh. A., Buadze V.I. and Shavishvili I.D., 1977.** Caucasus in the Phanerozoic: a geodynamic model, in. *Metallogeny ve Plate Tectonics in the Northeastern Mediterranean*. p. 215-230 ed. S. Jankovic, Belgrade.
- Akdoğan, N., 2000.** Türkiye magnetik-gravimetrik çizgisellikleriyle Neotetis paleotektonik üniteleri çizgiselliklerinin korelasyonu ve bazı sonuçlar. *Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Kitabı* MTA, Ankara, 331-345.
- Aksoy, R., 1995.** Marmara Adası ve Kapıdağı Yarımadası'nın stratigrafisi. *TPJD Bülteni*, 7, 33-49.
- Akyürek, B., 1989.** Ayvalık G3 Paftası 1/100000, MTA Yayını, Ankara
- Akyürek, B. ve Soysal, Y., 1981.** Biga Yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri. *MTA Dergisi* 95/96, 1-13.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Sunu, Y., Dağ, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H., ve Hakyemez, Y., 1984.** Ankara-Elmadag-Kalecik dolayının temel jeoloji özellikleri. *JMO Dergisi*, 20, 31-46.
- Akyürek, B., 2002.** Sözlü görüşme
- Akyüz, H.S. ve Okay, A.I., 1996.** A section across a Tethyan suture. *Int. Geol. Rev.*, 38, 405-418.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., 2000.** Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Jour. of Volcan. ve Geoth. Res.*, 102, 67-95.
- Allen, T.D. and Morelli, C., 1971.** A geophysical study of the Mediterranean sea. *Bull. Geoph. Theory. Appl.*, 13, 99-141.
- Altın, D., Koçyiğit, A., Farrinaci, A., Nicosia, U. and Conti, M.A., 1991.** Jurassic Lower Cretaceous stratigraphy of the southern part of north-western Anatolia (Turkey). *Geol. Rom.*, 27, 13-30.
- Altın, D., 2003.** Sözlü görüşme
- Altunkaynak, Ş., 1996.** Bergama-Ayvalık dolayında genç volkanizma plütonizma ilişkilerinin jeolojik ve petrolojik araştırılması. *Doktora Tezi*, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Altunkaynak, Ş. and Yılmaz, Y., 1998.** The Mount Kozak magmatic complex, Western Anatolia. *Jour. of Volcan. ve Geoth. Res.*, 85, 211-231.
- Ambraseys, N.N. 1988.** Engineering seismology. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* 17, 1-105.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C. F., 1995.** Seismicity of Turkey ve Adjacent Areas, A Historical Review 1500-1800. Eren Perss, İstanbul.
- Armijo R., Meyer B., Barka A.A. and Hubert A., 1999.** Propagation of the North Anatolian fault into the Northern Aegean: timing and kinematics. *Geology*, 27, 267-270.
- Aslaner, M., 1965.** Etude geologique et petrographique de la region d'Edremit-Havran (Turquie). MTA Yayını, Ankara.

- Ataman, G.,** 1974. Revue geochronologique, des massifs plutoniques et metamorphiques de l' Anatolie. *Hacettepe Bull. of Nat. Sci. ve Eng*, **3**, 518-523.
- Aubouin, J.,** 1959. Contribution à l'étude de la Grèce septentrionale; les confins del'Epire et de la Thessalie. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, **10**, 1-143.
- Batman, B.,** 1978. Haymana kuzeyinin jeolojik evrimi ve yöredeki melanjin incelenmesi. *Hacettepe Yerbilimleri*, **4**, 95-124.
- Barka, A. and Reillinger, R.,** 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali Di Geofisica*, **15**, 587-610.
- Beck Jr. M. and Shermer, E.,** 1994. Aegean paleomagnetic inclination anomalies: is there a tectonic explanation? *Tectonophysics*, **231**, 281-292.
- Beccaletto, L. and Stampfli, G.M.,** 2003. Unexpected implications of Anisien limestone blocks in the Çetmi Melange (NW Turkey) younger ocean or mixing processes. EUG, *Geophysical Research Abstracts*, **5**, EAE03-A-02642.
- Bergougnan, H. and Fourquin, C.,** 1982. Paleo-tardi ve neotectonic mechanisms of the present North Anatolian Fault Zone in the light of the structural history of the Eurasian margin in the Pontic Ranges, in. *Multidisciplinary Approach to Earthquake Prediction*, p 23-42. Eds. Işıkara, A.M. and Vogel, A., Vierweg, Wiesbaden.
- Beyhan, G.,** 1999. Sismik yansıma verilerinin yorumu ile Saroz ve Edremit körfezlerinin tektonik özelliklerinin incelenmesi. *Doktora Tezi*, İÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Biju-Duval, B., Decourt, J. and Le Pichon, X.,** 1977. From the tethys ocean to the Mediterranean seas: A plate tectonic model for the evolution of the western Alpine System, in. *Structural history of the Mediterranean Basins*, p 143-164, Eds. Biju-Duval, B. and Montadert, L. Paris.
- Bilgin, T.,** 1969. Biga Yarımadası güneybatı kısmının jeomorfolojisi. İstanbul Univ. Yay. No: 1433. Coğrafya Enstitüsü Yay. No 55. İstanbul.
- Bilgütay, U.,** 1960. Geology of Hasanoğlu-Ankara region. *MTA Dergisi*, **54**, 44-51.
- Bingöl, E.,** 1969. Kazdağ masifinin merkezi ve güneydoğu kesiminin jeolojisi. *MTA Dergisi*, **72**, 110-123.
- Bingöl, E.,** 1971. Fiziksel yaş tayini metodlarını sınıflama denemesi ve Rb-Sr ve K-Ar metodlarının Kazdağ'da bir uygulaması. *TJK Bülteni*, **14**, 1-16.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B.,** 1973. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri. *Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler Kitabı*, MTA, Ankara, 70-75.
- Bingöl, E., Delaloye, M. and Ataman, G.,** 1982. Granitic Intrusions in western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area. *Eclogae Geol. Helv.*, **75**, 437-446.
- Blanc, M.P.,** 1965. Serie stratigraphique de Çal Köy (Anatolie Occidentale, Turquie): presence de spilites dans Permien. *C.R. Soc. Geol. France*, **3**, 100-102.
- Boray, A., Şaroğlu, F. ve Emre, Ö.,** 1985. Isparta bükümünün kuzey kesiminde D-B daralma için bazı veriler. *JMO Dergisi*, **23**, 9-20.
- Bornovas, J. and Rondogianni - Tsiambau, T.H.,** 1983. Geological Map of Greece, 1/500000. (Direktör: P. Vassiliov) Ins. of Geology ve Min. Exp. Athene, Greece.

- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. and Mazzuoli, R., 1972.** Geochronology ve petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea. *Bull. Volcanology*, **36**, 1, 473-496.
- Bozkurt, E., 2001.** Neotectonics of Turkey—a synthesis. *Geodinamica Acta*, **14**, 3–30.
- Bozkurt, E., 2002.** Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, ve its tectonic implications, in. *Tectonics ve Magmatism in Turkey ve the Surrounding Area* Spec. Publ. Geol. Soc. London, **173**, p. 385–403. Eds. Bozkurt, E., Winchester, J.A and Piper, J.D.A., Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Bozkurt, E., 2003a.** Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, **16**, 61-81.
- Bozkurt, E., 2003b.** Granitoid rocks of the southern Menderes Massif (southwestern Turkey): field evidence for Tertiary magmatism in an extensional shear zone. *Int. J. Earth Sci.*, (Baskıda).
- Bozkurt E. and Koçyiğit, A., 1996.** The Kazova basin: an active negative flower structure on the Almus Fault Zone, a splay fault system of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, **265**, 239–254.
- Bozkurt, E. and Oberhänsli, R., 2001.** Menderes Massif (western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution—a synthesis. *Int J Earth Sci.*, **89**, 679–708.
- Bozkurt, E. and Park, R. G., 1994.** Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *J. Geol. Soc. London*, **151**, 213-216.
- Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Park, R.G., 1994.** Geochemistry ve tectonic significance of augen gneisses from the southern Menderes Massif, Western Turkey. *Geol. Magazine*, **3**, 278-301.
- Boztepe-Güney, A., Yılmaz, Y., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B., Arzuman, S. and Kuşçu, İ., 2001.** Reflection seismic study across the continental shelf of Baba Burnu promontory of Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Marine Geology*, **176**, 75-85.
- Brickle, P. and Satır, M., 1995.** Dating geochemistry ve geodynamic significance of the Tertiary magmatism of the Biga-Peninsula, NW Turkey, in. *Geology of the Black Sea*, p.171-180. Eds. Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E., and Örcen, S., MTA, Ankara.
- Bullard, E.C. Everett, J.E. and Smith, A.G., 1965.** The fit of the continents around the Atlantic. *Royal Soc. London Phil. Trans.*, **A258**, 41-51.
- Chappell, J. and Shackleton, N.J. 1986.** Oxygen isotopes ve sea level. *Nature*, **324**, 137–140.
- Chatalov, G.A., 1988.** Recent developments in the geology Strvezha Zone in Bulgaria. *Bull. Tech. Univ. İstanbul*, **41**, 433-465.
- Coşkun, B., 2003.** Sözlü görüşme
- Cornell Atlas. 2001.** Interactive Mapping and Data Analysis <http://atlas.geo.cornell.edu/ima.html>.
- Çağatay. M.N. Görür, N., Alpar, B., Saatçılar, R., Akkök, R., Sakıncı, M., Yüce, H., Yaltırak, C. and Kuşçu, İ., 1998,** Geological evolution of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea. *Geo Marine Letters*, **18**, 1-9.
- Dayal, A., 1984.** Yenice (Çanakkale) granitinin petrografisi ve buna bağlı cevherleşmeler. *Doktora Tezi*, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bil. Enst., İzmir.

- Delaloye, M. and Bingöl, E.** 2000. Granitoids from western ve northwestern Anatolia: geochemistry ve modelling of geodynamic evolution. *Int. Geol. Rev.*, **42**, 241-268.
- Dewey, J. F.**, 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, **7**, 1123-1139
- Dewey, J. F. and Şengör, A. M. C.**, 1979. Aegean ve surrounding regions: complex multiplate ve continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. America Bull.* Pt I, **90**, 84-92.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., III, Ryan, W.B.F. and Bonnin, J.**, 1973. Plate tectonics ve the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 3137-3180.
- Diller, J.S.**, 1883. Notes on the Geology of the Troad. *Quart. J. Geol. Soc. London*, **XXXIX**, 627-639.
- Dinter, D.A. and Royden, L.**, 1993. Late Cenozoic extens, on in NE Greece. Strymon valey detachment ve Rodope metamorphic core complex. *Geology*, **21**, 45-48.
- Duru, H.**, 2003. Sözlü görüşme
- Ejima, Y., Fujina, T., Takagi, H., Shimada, K., Iwanaga, T., Yoneda, Y. and Murakomi, Y.**, 1987. The pre-feasibility study on the Dikili-Bergama geothermal development project in the Republic of Turkey. Progress Report II Japan.
- Ercan, E., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M. ve Can, B.**, 1985. Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu. *TJK Bülteni* **28**, 121-36.
- Ercan, T., Türkecan, A., Herve, G., Satır, M., Sevin, D. ve Şaroğlu, F.**, 1998. Marmara denizi çevresindeki Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *MTA Dergisi*, **120**, 199-221.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z.**, 1967. Türkiye Civarının Deprem Kataloğu MS.11-1964. İTÜ Maden Fak. Yer Fiziği Enst. Yay. İstanbul.
- Erguvanlı, K.**, 1957. Outline of Geology of Dardanalles. *Geol. Magazine*, **94**, 47-53.
- Ergül, E., Öztürk, Z., Akçagören, F. ve Gözler, M.Z.**, 1980. Balıkesir ili Marmara Denizi arasının jeolojisi. *MTA Raporu*: 6760, Ankara.
- Erk, S.**, 1942; Etude geologie de la region entre Gemlik et Bursa (Turquie). MTA Yay. B9, Ankara.
- Erol, O.**, 1956. A Study of the geology ve geomorphology of the region SE of Ankara in Elmadağ ve it's surroundings. MTA Yay., B30, Ankara.
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z. ve Değirmenci, E.**, 1991. Türkiye büyük depremleri makro-sismik rehberi (1900-1988). Kurtiş Matbaası, İstanbul.
- Friedmann, S.J. and Burbank**, 1995, Rift and Supradetachment basins: Intracontinental extensional endmembers, *Basin Research*, **7**, 109-127.
- Fytikas, M., Giuliano, O., Innocenti, F., Marinelli, G. and Mazzuoli, R.**, 1976. Geochronological data on recent magmatism of the Aegean sea. *Tectonophysics*, **31**, 29-34.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. and Villari, L.** 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region, in. *The Geological evolution of the Eastern Mediterranean Spec.* Publ. Geol. Soc. London, **17**, p. 687-699, Eds. Dixon, J.E. and Robertson, A. H. F. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

- Gautier, P. ve Brun, J. P.**, 1994. Ductile crust exhumation ve extensional detachments in the central Aegean (Cyclades ve Evvia Islves). *Geodinamica Acta*, **7**, 2, 57-85.
- Gautier, P., Brun, J.P. and Jolivet, L.**, 1993. Structure ve kinematics of Upper Senozoic extensional detechment on Naksos ve Paros (Cyclades islves, Greece). *Tectonics*, **12**, 1180-1194.
- Gautier, P., Brun, J.P., Moriceau, R. ve Sokoutis, D., Martinod, J., Jolivet, L.** 1999. Timing, kinematics ve cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, **315**, 31-72.
- Genç Ş.C.**, 1993. İznik-Inegöl (Bursa) Arasındaki Tektonik Birliklerin Jeolojik ve Petrolojik İncelenmesi., *Doktora tezi*, İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Genç, Ş.C.**, 1995. Petrology of the pre-Liassic metamorphic basement rocks of northwestern Anatolia, In: *Int. Earth Sci. Coll. On the Aegean Region* (IESCA), Ö. Pişkin, M. Ergün, M.Y. Savaşçın ve G. Tarcın (Eds.), 9-14 October, 1995, İzmir-Güllük, Turkey, Proceedings, V: II, 379-398.
- Genç, Ş.C.**, 1998. Evolution of Bayramiç magmatic complex, north western Anatolia. *Jour. of Volcan. ve Geoth. Res.*, **85**, 233-249.
- Genç, Ş.C. and Yılmaz, Y.**, 1995. Evolution of the Triassic continental margin, northwest Anatolia. *Tectonophysics*, **243**, 193-207.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A. and Uysal, S.**, 2000. A geotraverse across NW Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region ve their tectonic evolution, in: *Tectonics ve magmatism in Turkey ve the Surrounding Area* Spec. Publ. Geol. Soc. London, **173**, p. 139-161, Eds. Bozkurt, E., Winchester, J. & Piper, J.A., Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Okay, A.İ., Özgül, N., Tüysüz, O., Sakıncı, M., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Genç, T., Örcen, S., Ercan, T., Akyürek, B., Şaroğlu, F., Ersoy, Ş., Sarıca, N., Tarı, U., Elmas, A., Yılmaz, B., Yalıtırak, C., Özkaya, M., Akyüz, S., Okuroğulları, H., Gönenç, O., Granit, S., Özdemir, S. ve Bölükbaşı, Y.**, 1998. Türkiye'nin Triyas-Miyosen Paleocoğrafya Atlası. Ed. N. Görür, MTA Yayını, Ankara.
- Görür, N.**, 1988. Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics*, **147**, 247-262.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R. and Yılmaz, Y.**, 1983. Sedimentological evidence for the opening of northern branch of Neo-Tethys in Pontides. *TJK Bülteni*, **26**, 11-20.
- Gümüş, A.**, 1964. Contribution a l'étude geologique du secteur septentrional de Kalabak Köy-Eymir Köy (region d'Edremit) Turquie. MTA Yayını, **117**, Ankara.
- Gündoğdu, M. N.**, 1984. Bigadiç gölsel Neojen baseninin jeolojisi. *Hacettepe Yerbilimleri*, **11**, 91-104.
- Hatzfeld, D., Chirstodoulou, A., Scordilis, E., Panagiotopoulos, and D., Hatzidimitriou, P.**, 1987. Microearthquake study of the Mygdonian graben (N. Greece). *EPSL*, **81**, 379-396.
- Hatzfeld, D., Martinod, J., Bastet, G. and Gautier, P.**, 1997. An Analog, experiment for the Aegean to describe to contribution of gravitational potential energy. *Jour. of Geoph. Res. Solid-Earth.*, **102**, 649-659

- Hauser, M., Martini, R., Matter, A., Krystyn, L., Peters, T., Stampfli, G. M., and Zaninetti, L., 2002.** The Break-up of East Gondwana along the northeast coast of Oman: evidence from the Batain basin. *Geol. Magazine*, **139**, 145-157.
- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C. and, Troesch, M., 1995.** Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Jour. of the Geol. Soc. London*, **152**, 639-654.
- Hsü, K.J., Nachev, I.K. and Vuchev, V.T., 1977.** Geologic evolution of Bulgaria in light of plate tectonics. *Tectonophysics*, **40**, 245-256.
- Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Rita, F. and Villari, L., 1982.** Acid ve basic late neogene volcanism in central Aegean Sea: its nature ve geotectonic significance. *Bull. of Volcanology*, **45**, 87-97.
- Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Mazzuoli, N., Rita, F. and Villari, L., 1984.** Evolution ve dynamics significance of Tertiary orogene volcanics Northern Greece. *Bull. Volcanology*, **47**, 25-37.
- İşseven, T., 1995.** Kuzeybatı Anadolu Tektoniği ve Paleomanyetik Sonuçlar. *Yüksek Lisans Tezi*, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- İşseven, T., 2001.** Batı Anadolu'nun Neotektonik rejiminin paleomanyetik çalışmalarla incelenmesi. *Doktora Tezi*, İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- İşseven, T., Tapırdamaz, M.C., Özçep, F., Hisarlı, M., Orbay, N. ve Sanver, M., 1995.** Kuzeybatı Anadolu'nun tektoniği ve paleomagnetik sonuçlar. *Jeofizik*, **9/10**, 201-212.
- Jackson, J. A. ve McKenzie, D., 1988.** Rates of active deformation in the Aegean Sea ve surrounding areas. *Basin Res.* **1**, 121-128.
- Kaaden, G., 1959.** Anadolunun kuzeybatı kısmında yer alan metamorfik olaylarla magmatik faaliyetler arasındaki yaş münasebetleri. *MTA Dergisi*, **52**, 15-34.
- Kahle, H.-G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K. and Cross, P., 1998.** The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, **294**, 237-252.
- Kalafat, D., 1995.** Anadolu'nun tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından irdelenmesi, *Doktora Tezi*, İÜ Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, İstanbul.
- Karacık, Z., 1995.** Ezine-Ayvacak (Çanakkale) dolayında genç volkanizma plütonizma ilişkileri, *Doktora Tezi*, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Karacık, Z. and Yılmaz, Y., 1998.** Geology of the ignimbrites ve associated volcano-plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia, *Jour. of Volcanology ve Geothermal Research*, **85**, 251-264.
- Kaya, O. ve Mostler, H., 1992.** A Middle Triassic age for low grade greenschist facies metamorphic sequence in Bergama (Izmir), western Turkey: the first paleontological age assignment ve structural-stratigraphic implications. *News on Stratig.*, **26**, 1-17.
- Kaya, O., Wiedmann, J. ve Kozur, H., 1986.** Preliminary report on the stratigraphy, age ve structure of the so-called Late Paleozoic or Triassic melange or Suture Zone Complex of northwestern ve western Turkey. *Yerbilimleri*, **13**, 1-16.

- Kaya, O., Özkoçak, O. ve Lisenbee, A., 1989. Jura öncesi bloklu tortul kayaların stratigrafisi, Bursa güneyi. *MTA Dergisi*, **109**, 23-32.
- King, G.C.H., Ouyang, Z.X., Papadimitriou, P., Deschamps, A., Gagnepain, J., Houseman, G., Jackson, J.A., Soufledis, C. and Virieux, J., 1985. The evolution of the gulf of Corint (Greece): an aftershock study of the 1981 earthquakes. *Geophys. Jr. Astr. Soc.*, **80**, 677-683.
- Kissel, C. and Laj, C., 1988. The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean Arc: a palaeomagnetic reconstruction, *Tectonophysics*, **146**, 183-201.
- Kissel, C. and Possion, A., 1986. Etude paleomangnetique preliminaire de formations neogen du bassin d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **302**, 711-716.
- Kissel, C. and Possion, A., 1987. Etude paleomangnetique des formations cenozoiques des Beydağları (Taurides occidentales, Turquie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **304**, 343-348.
- Kissel, C., Kondopoulou, D., Laj, C., Papadopoulos, P., 1986. New palaeomagnetic data from Oligocene formations of Northern Aegean. *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1039-1042.
- Kissel, C., Laj, C., Possion, A. and Simeakis, K., 1989. Pattern of block rotations in central Aegea, in. *Paleomagnetic Rotations ve Continental Deformation*, **254**; p. 115-129. Eds. C. Kissel ve C. Laj, NATO-ASI Series C. Kluwer Academic Press. London.
- Kissel, C., Averbuch, O., de Lamotte, D.F., Monod, O. and Allerton, S., 1993. First paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of western Taurides thrust belt east of the Isparta reentrant (Southwestern Turkey). *EPSL*, **117**, 1-14.
- Koçyiğit, A., 1987. Tectonostratigraphy of the Hasanoğlu (Ankara) region: Evolution of the Karakaya Orogen. *Hacettepe Yerbilimleri*, **14**, 269-293.
- Koçyiğit, A., 1991. Neotectonic structures ve related forms expressing the contractional ve extensional strains along the North Anatolian Fault at the northwestern margin of the Erzincan Basin, NE Turkey. *Bull. Tech. Univ. İstanbul*. **44**, 455-473.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. and Bozkurt, E., 1999. Evidence for Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Geol. Soc. London*, **156**, 605-616.
- Kondopoulou, D., 2000. Palaeomagnetism in Greece: Cenozoic ve Mesozoic components ve their geodynamic implications, *Tectonophysics*, **326**, 131-151.
- Krushensky, R.D., Akçay, Y. and Karaeğ, E., 1980. Geology of the Karalar-Yeşiller Area, Northwest Anatolia, Turkey. *Geological Survey Bull*, California.
- Laubscher, H.P. and Bernoulli, D., 1977. Mediterranean Tethys, in *The Ocean Basins ve Margines, Eastern Mediterranean*, p. 1-28, Eds. A.E.M. Kanes ve F.G. Stehli, Plenum, New York.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979. The Hellenic Arc ve trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, **60**, 1-42.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1981. The Aegean Sea. *Phil. Trans. R. Soc. London* **300A**, 357-372.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallement, S., Noomen, R. and Veis, G., 1995. Geodetic determination of kinematics of central Greece with

- respect to Europa: Implications for eastern Mediterranean tectonics. *Jour. Geoph. Res.*, 100-12675-12690.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R. and Tok, B., 2001, The active Main Marmara Fault. *EPSL*, 192,4, 595-616.**
- Leven E.J. and Okay, A.I., 1996. Foraminifera from the exotic Permo-Carboniferous limestone blocks in the Karakaya Complex, northwest Turkey. *Rivista Italia a Paleontologia e Stratigrafia*, 102, 139-174.**
- 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. *Geologica Ultraiectiona*, Universiteit Utrecht. Utrecht.**
- Lister, G. S., Banga, G. ve Feenstra, A., 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12, 211-255.**
- Lyon-Caen, H., Armijo, R., Drakopoulos, J., Baskoutass, J., Delibassis, N., Gaulon, R., Kouskouna, V., Latoussakis, J., Makropoulos, K., Papadimitrou, P., Papanastassiou, D. and Pedotti, G., 1988. The 1986 Kalamata (south Peloponnesus) earthquake: detailed study of a normal fault, Evidences for E-W extension in the Hellenic Arc. *J. Geophy. Res.*, 93, 14967-15000.**
- Masle, J. and Martin, L., 1990. Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: a synthesis based on continuous reflection profiles. *Marine Geology*, 94, 271-299.**
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M.N. and Veis, G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematic ve dynamics in the eastern Mediterranean ve Caucasus. *Jour. of Geop. Res.*, 105, B3, 5695-5719.**
- McKenzie, D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean regions. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30, 109-185.**
- McKenzie, D. P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean Sea ve surrounding regions. *Geophys. Jour. Royal Astron. Soc.*, 55, 217-254.**
- McKenzie D. and Yılmaz Y., 1991. Deformation ve volcanism in Western Turkey ve the Aegean. *Bull. of the Tech. Univ of Istanbul*, 44, 345-373.**
- Meisner, R., Wever, T.H. and Flüh, E.R., 1987. The Moho in Europe: implications for crustal development. *Annales Geophysicae*, 513, 357-364.**
- Meulenkaamp, J.E., Wortel, M.J.R., Van Wamel, W.A., Spakman, W. and Hoogerduyn-Starting, E., 1988. On the Hellenic subduction zone ve the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 203-216.**
- Mutti, E. and Ricci-Lucchi, F., 1972. Le torbidity dell' Appennino settentrionale: introduzione di facies. *Mem. Soc. Geol. Italia*, 11, 161-199.**

- Okan, Y.**, 1982. Elmadag Formasyonu'nun (Ankara) yaşı ve alt bölümleri. *TJK Bülteni*, **25**, 95-104.
- Okay, A.İ.**, 1985. Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar. Ketin Simpozyumu Kitabı, *TJK*, 83-93.
- Okay, A. İ.**, 1988. Çan-Yenice-Biga arasının Jeolojisi ve tektoniği, TPAO Raporu, Ankara, Türkiye.
- Okay, A. İ.**, 1989. Alpine-Himalayan blueschists. *Ann. Rew. Earth Planet. Sci.*, **17**, 55-87.
- Okay, A.İ.**, 2000. Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau? *Tectonics and magmatism in Turkey and the Surrounding Area Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **173**, p. 25-41, Eds. Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Piper. J.D.A., Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Okay, A.İ. and Möstler, H.**, 1994. Carboniferous ve Permian radiolarite blocs in the Karakaya Complex in northwest Turkey. *TUBİTAK Doğa Yerbilimleri*, **3**, 23-28.
- Okay, A.İ. and Satır, M.**, 2000. Coeval plutonism ve metamorphism core complex in northwest Turkey. *Geol. Magazine*, **137**, 495-516.
- Okay, A.İ. and Tüysüz, O.**, 1999. Tethyan sutures of northern Turkey, in. *The Mediterranean Basin: Tertiary extension with in the Alpine Orogen Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **156**, p. 475-515, Eds. Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. And Serrane, M., Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Okay, A.İ., Siyako, M. ve Bürkan, K.A.**, 1990. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. *TPJD Bült.*, **2**, 1, 83-121.
- Okay, A.İ., Siyako, M. and Bürkan, K.A.**, 1991. Geology ve tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwestern Turkey. *İTÜ Bült.*, **44**, 191-256
- Okay, A.İ., Şengör, A.M.C. and Görür, N.**, 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea ve its effect on the surrounding regions. *Geology*, **22**, 267-270.
- Okay, A.İ., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Metzger, R. and Akyüz, S.**, 1996. Paleo- ve Neo-Tethyan events in Northwest Turkey: geological ve geochronological constraints, in. *The tectonic evolution of Asia* p. 420-441. Eds. Yin, A., Harrison, T.M., Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Okay, A.İ., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. and Kuşçu, İ.**, 1999. An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey. *Tectonics*, **18**, 129-147.
- Okay, A.İ., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E. and Kuşçu, İ.**, 2000. Active faults ve evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, **321**, 189-218.
- Okay, A.İ., Monod, O. and Monie, P.**, 2002. Triassic blueschist and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction. *Lithos*, **64**, 155-178.
- Orbay, N., Düzgüt, Z., Gündoğdu, O., Hisarlı, M. ve Özçep, F.**, 1993. Batı Anadolu'nun Paleomağnetizması ve tektonik gelişimi, *TÜBİTAK Raporu YBAG-017*, Ankara.
- Orbay, N., Sanver, M., İşseven, T., Özçep, F., Tapırdamaz, M.C. ve Hisarlı, M.**, 1996. Ege Bölgesi Genişleme Rejiminin Paleomağnetik verilerle incelenmesi, *TÜBİTAK Raporu*. 232-G, Ankara.

- Orbay, N., Sanver, M., Tapırdamaz, C., Özçep, F., İşseven, T. ve Hisarlı, M.,** 1998, Güney Trakya ve Kuzey Biga yarımadasının paleomağmetizması. *İ.Ü. Yerbilimleri*, **11**, 113-124.
- Önal, M.,** 1984. Gelibolu (Çanakkale) kuzeybatısının jeolojisi, *Doktora Tezi*, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Öngen, S.,** 1994. Le Pluton calco-alcalin d'Evciler (peninsule de Biga, Turquie-NW) age, geochemie et signification geodynamique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **319**, 1033-1039.
- Örgülü, G.,** 2001. Analysis, of regional moment tensor inversion method ve its applications to the İzmit, Düzce earthquake ve eastern Anatolian earthquakes. *Doktora Tezi*, Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Deprem Araştırma Enstitüsü, İstanbul.
- Özeren, M.S.,** 2002. Crustal structure and forces in continental deformation. *Phd Thesis*, Cambridge University, Cambridge.
- Özhan, N., Keleş, N., Atalay, E., Atuk, N., Kuran, H., Dumlu, O., Tuzcu, G., Günay, G., Korkmaz, N., Bilginer, Ö. ve Çuhadar, G.,** 1977. Edremit ve Armutova (Gömeç) Ovaları, DSİ Hidrojeolojik Etüt Raporu, Ankara.
- Palshin, I.G., Simov, S.D., Arekelyants, M.M. and Chemyshev, I.V.,** 1984. Absolute age Alpine activations in Rhodope median massif. *Int. Geol. Rew.*, **17**, 1101-1108.
- Pe-Piper, G. and Piper, D.J.W.** 1989. Spatial ve temporal variation in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea region. *Tectonophysics*, **169**, 113-134.
- Pe-Piper and Piper, D.J.W.,** 2001. Late Cenozoic post-collisional Aegean igneous rocks: Nd and Sr isotopic constraints on petrogenetic and tectonic models, *Geol. Magazine*, **138**, 653-668.
- Perinçek, D.,** 1991. Possible strve of the North Anatolian Fault in the Thrace Basin, Turkey- An Interperation. *AAPG Bull.*, **75**, 241-257.
- Pickett, E.,** 1994, Tectonic evolution of Paleotethys Ocean in NW Turkey, *Phd Thesis*, Edinburg University, Edinburg.
- Pickett, E. and Robertson, A.H.F.,**1996. Formation of the Late Paelozoic-Early Mesosoic Karakaya Complex ve related ophiolites in NW Turkey by Palaeotethyan subtuction-accretion. *The Jour. Geol. Soc. London*, **153**, 995-1009.
- Piper, J., Gürsoy, H. and Tatar, O.,** 2001. The long-term record of neotectonic crustal deformation in Turkey: principles ve application of the paleomagnetic method, in. *Sypmosia On Seismotectonics of the North-Western Anatolia-Aegean ve Recent Turkish Earthquakes*, Scientific Activities 2001, 4-13, T., Taymaz, (Ed.), İstanbul Technical University, Faculty of Mines, May 8, 2001, İstanbul, Turkey.
- Piper, J.D.A, Gürsoy, H., Tatar, O., İşseven, T., and Koçyiğit, A.,** 2002. Palaeomagnetic evidence for the Gondwanian origin of the Taurides and rotation of the Isparta Angle, southern Turkey. *Geological Journal*, **37**, 337-345.
- Reilinger, R., Mc Clusky, S., Oral, B., King, R., Toksöz, M., Barka, A., Kınık, İ. Lenk, O. and Şanlı, F.,** 1997. GPS measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geoph. Res.*, **102**, 9983-9999.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E.,** 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean, in. *The Geological Evolution of*

- the Eastern Mediterranean*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, **17**, p. 1-74, Eds. Dixon, J. E. and Robertson, A.H.F., Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Rotstein, Y.**, 1985. Tectonics of the Aegean block: rotation, side arc collision ve crustal extension, *Tectonophysics*, **117**, 117-137.
- Saka, K.**, 1979. Edremit Körfezi ve civarı Neojen'inin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, *TPAO Raporu*: 1341, Ankara.
- Sakıncı, M., Yaltırak, C. and Oktay, F.Y.**, 1999. Palaeogeographical evolution of the Thrace Neogene Basin ve the Tethian-Paratethian relations at northwest Turkey (Thrace). *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, **153**, 17-40.
- Savaşçın, Y.**, 1978. Foça-Urta Neojen volkanitlerinin minerolojik-jeokimyasal incelenmesi ve kökensel yorumu, *Doçentlik Tezi*, Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, İzmir.
- Savaşçın, M. Y., Francalanci, L., Innocenti, F., Manetti, P., Birzoy, R. and Dağ, N.** 1995. Miocene-Pliocene Potassic Ultrapotassic Volcanism of the Afyon-Isparta Region (Central-Western Anatolia, Turkey): Petrogenesis ve Geodynamic Implications. *IESCA 1995*, 487-502.
- Scholz, C.H., Aviles, C., and Wesnousky, S.**, 1986. Scaling differences between large intraplate and interplate earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 65-70.
- Schuling, R.D.**, 1959. Kazdağı kristalininin arzettiği bir pre-Hersinyen iltiva safhası. *MTA Dergisi*, **53**, 87-91
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C.**, 1991. Late Cenozoic crustal extension ve basin formation in west Turkey. *Geol. Magazine*, **128**, 155-166.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C.**, 1992. Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region. *Jour. of Volcan. ve Geoth. Res.*, **54**, 157-176.
- Seyitoğlu, G. and 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**, 145-153.
- Seyitoğlu, G., Benda, L. and Scott, B.C.**, 1994. Neogene palynological ve isotopic age data from Gördes basin, west Turkey. *News. on Stratig.*, **31**, 133-142.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş. and Işık, V.**, 2002. The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir Graben, western Turkey. *Geol. Magazine*, **139**, 15-26.
- Siyako, M., Bürkan, K. A. ve Okay, A.İ.**, 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon olanakları. *TPJD Bülteni*, **1**, 3, 183-199.
- Smith, A.G.**, 1971. Alpine deformation ve oceanic areas of Tethys, Mediterranean ve Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, 2039-2070.
- Smith A.G., Hurley, A.M. and Briden, J.C.**, 1981. Phanerozoic Palaeocontinental World Maps. Cambridge University, Cambridge.
- Smith, D.E., Kolenkiewicz, R., Robins, P.J., Dunn, P.J. and Torrence, M.H.**, 1994. Horizontal crustal motion in the central ve eastern Mediterranean inferred from SLR measurements. *Geophy. Res. Lett.*, **21**, 1979-1982.
- Smith, W.H.F. and Sverdrup D.T.**, 1997. Global Seafloor topography from satellite altimetry an ship depth soundings. *Science*, **277**, 1957-1962.
- Sözbilir, H.**, 2001. Extensional tectonics ve the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish J. Earth Sci.* **10**, 51-67.

- Sözbilir, H., 2002. Geometry ve origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodynamica Acta*, **15**, 277-288.
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic ve Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries ve restored synthetic oceanic isochrons. *EPSL*, **196**, 17-33.
- Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran, in *The Geology of the Continental Margins*. 873-887. Eds, C.A. Burke ve C.L. Drake, Springer-Verlag, New York.
- Straub, C. and Kahle, H.G., 1994. Global Positioning System (GPS) estimates of crustal deformation in the Marmara Sea region, Northwestern Anatolia, *EPSL*, **121**, 495-502.
- Straub, C., Kahle, H.G. and Schindler, C., 1997. GPS ve geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia. *J. Geoph. Res.-Solid Earth* **B12**, 27587-27601.
- Sülzer, H., 1990. Tektonik und Gefügeentwicklung im kristallin der südlichen Biga-Halbinsel (Westanatolian). *Berliner Geowiss. Abh*, **127**, Berlin.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Şentürk, K., Karaköse, C., Erkan, E., Ünay, E., Gürbüz, M. ve Atalay, Z., 1987. Gelibolu Yarımadası ve GB Trakya Tersiyer Havzası'nın stratigrafisi, sedimantolojisi ve tektoniği. MTA Raporu, Ankara.
- Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları "Principles of the neotectonism of Turkey". Türkiye Jeoloji Kurumu, Ankara.
- Şengör, A.M.C., 1979a. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys ve its implications. *Nature*, **279**, 590-593.
- Şengör, A.M.C., 1979b. The North Anatolian Transform Fault: its age, offset ve tectonic significance. *Jour. Geol. Soc. London*, **136**, 269-282.
- Şengör, A.M.C., 1982. Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler, *Batı Anadolu'nun Genç tektoniği ve volkanizması paneli*, s. 59-72, Ed. Erol, O. ve Oygür, V., Türkiye Jeoloji Kurumu, Ankara.
- Şengör, A.M.C., 1984. The Cimmerid orogenic system ve the tectonics of Eurasia. *Geol. Soc. Amer.*, **195**, 1-77.
- Şengör, A.M.C., 1987. Cross-faults ve differential stretching of hanging walls in regions of low angle normal faulting: Example from Western Turkey, in, *Continental extensional tectonics* Spec. Publ. Geol. Soc. London, **28**, p. 575-589. Eds. Coward, M.P., Dewey, J.F. & Hancock, P.L., Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Şengör, A. M. C., 1991. Late Paleozoic ve Mesozoic tectonic evolution of the middle eastern Tethysides: implications for the Paleozoic geodynamics of the Tethyan realms, in. *Paleozoic geodynamic domains ve their alpidic evolution in the Tethys*: Mémoires de Géologie, **10**, p. 111-150. Eds. Baud, A., Thélin, P. and Stampfli, G. M., Lausanne University, Lausanne.
- Şengör, A.M.C., 1993. Some current problems on the tectonic evolution of the Mediterranean during the Cainozoic, in. *Recent Evolution ve Seismicity of the Mediterranean Region*, 1-51, Eds. Boschi, E., Mantovani, E. and Morelli, A. Kluwer Academic Publishers. New York.
- Şengör, A.M.C. and Dewey, J.F., 1979. Post-Oligocene tectonics evolution of the Aegean ve neighboring regions: relations to the north Anatolian

transform fault, 5th Congr. *On Geology of the Aegean ve Surrounding Regions*, İzmir.

- Şengör, A.M.C. and Dewey, J.F.**, 1985. Post-Oligocene tectonics evolution of the Aegean ve neighboring regions: relations to the north Anatolian transform fault, Ed. E. İzdar, ve E. Nakoman, Sixth Colloquium on the Geology of the Aegean Region, *Piri Reis Int. Cont.Ser.Pub.*, **2**, 639-645.
- Şengör A.M.C. and, Kidd W.S.F.**, 1979. Post-collisional tectonics of Turkish-Iranian plateau ve a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, **55**, 361-376.
- Şengor, A.M.C. and Yılmaz, Y.**, 1981. Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, **75**, 3-4, 181-241.
- Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F.**, 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau ve a comprasion with Tibet, *Tectonophysics*, **55**, 361-376.
- Şengör, A.M.C., Satır, M. and Akkök, R.**, 1984a. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution ve evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, **3**, 693-707.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. and Sungurlu, O.**, 1984b. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature ve evolution of the western termination of Palaeo-Tethys, in. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* Spec. Publ. Geol. Soc. London, **14**, p. 117-152. Eds. Dixon, J. E. and Robertson, A.H.F., Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F.**, 1985. Strike-slip faulting ve related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. in *Strike-slip deformation, basin formation ve sedimentation* Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Min. **37**, p. 227-264. Eds., Biddle, K.T., Blick, N.C., Tulsa.
- Şengün, M.**, 1993. Geologic evolution of the Anatolian segment of Tethyan belt. *TJK Bülteni*, **36**, 81-98.
- Tapırdamaz, C. ve Yaltırak, C.**, 1997. Trakya'da Senozoyik volkaniklerinin paleomanyetik özellikleri ve bölgenin tektonik evrimi. *MTA Dergisi*, **119**, 27-42.
- Tapponier, P.**, 1977. Evolution tectonique du Systeme Alpin en Mediterranee: poinçonnement et ecrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Geol. Fra. Ser. 7*, **19**, 437-460.
- Taymaz T., Jackson J. and McKenzie D.P.**, 1991. Active tectonics of the North ve Central Aegean Sea. *Geophy. J. Inter.* **106**, 433-490.
- Taymaz, T.**, 1999. Seismotectonics of the Marmara region: Source characteristics of 1999 Gölcük-Sapanca-Düzce earthquakes. Proc. ITU-IAHS, International Conference on the Kocaeli Earthquake 17 August 1999, Istanbul, 55-78.
- Taymaz, T.**, 2000. Seismotectonics of the Marmara region: source characteristics of 1999 Gölcük-Sapanca-Düzce earthquakes, in. *1999 İzmit-Düzce Earthquakes: Preliminary Results*, 79-97. Eds. Barka, A.A., Kozacı, Ö., Akyüz, S.H., Altunel, E., Istanbul Technical University Publ., Istanbul,
- Tekeli, O.**, 1981. Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey, *Geology*, **9**, 68-72.

- Temel, A., Gundogdu, M.N., Gourgaud, A. and Le Pennec, J. L., 1998.** Ignimbrites of cappadocia (Central Anatolia, Turkey): petrology ve geochemistry. *Jour. of Volcan. ve Geoth. Res.*, **85**, 447-471.
- Tezcan, A.K. and Turgay, M.I., 1991.** Catalogue of heat flow density data: Turkey, in. *Geothermal Atlas of Europe*, 84-85. Eds. Hurtig, E., Cermak, V., Heaenel, R., Zui, V. GeoForschungs Zentrum, Postdam.
- Tüysüz, O., 1990.** Tectonic evolution of a part of the Tethyside orogenic collage: The Kargı massif, Northern Turkey. *Tectonics*, **9**, 141-160
- Tüysüz, O. and Yiğitbaş, E., 1994.** The Karakaya Basin: a Palaeo-Tethyan marginal basin ve its age of opening. *Acta Geol. Hungarica*, **37/3-4**, 327-350.
- Tüysüz, O., Barka A.A. and Yiğitbaş E., 1998.** Geology of the Saros Graben: its implications on the evolution of the North Anatolian Fault in the Ganos-Saros region, NW Turkey. *Tectonophysics* **293**, 105-126.
- Ustaömer, T. and Robertson, A.H.F., 1993.** A Late Palaeozoic-Early Mesozoic marginal basin along the active southern continental margin of Eurasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) ve adjacent regions. *Geological Journal*, **28**, 219-238
- Ustaömer, T. and Robertson, A.H.F., 1994.** Late Palaeozoic marginal basin ve subduction-accretion: the Palaeotethyan Küre Complex, Central Pontides, northern Turkey. *Jour. Geol. Soc. London*, **151**, 291-305
- Verge, N.J., 1993.** Oligo-Miocene orogenic collapse tectonics in western Anatolia ve the extensional exhumation of the Menderes Massif metamorphic core complex, in. *Late orogenic extension in mountains belts*. 219, p 1-202, Eds. Seranne, M. ve Malavielle, J., Documents des Bureau de Recherches Géologique et Minières, France.
- Walcoott, C.R., 1998.** The Alpine evolution of Thessaly (NW Greece) ve late Tertiary Aegean kinematics, *Geologica Ultraiectina*, Universiteit Utrecht, Utrecht.
- Wilson, J.T., 1963.** Continental drift. *Sci. American*, **209**, 86-100.
- Yaltırak, C., 1996.** Ganos Fay Sisteminin Tektonik Tarihi. *TPJD Bülteni*, **8**, 137-156.
- Yaltırak, C., 1997.** Foça'nın güneyinin jeolojisi, T.C. Deniz K. K. Çık.Fil. Kom. *H.Özel Rapor*, İzmir.
- Yaltırak, C., 2002.** Tectonic evolution of the Marmara Sea ve its surroundings. *Marine Geology*, **190**, 493-529.
- Yaltırak, C. and Alpar, B., 2002a.** Kinematics ve evolution of the Northern Branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara ve the Gulf of Saros. *Marine Geology*, **190**, 351-366.
- Yaltırak, C. and Alpar, B., 2002b.** Evolution of the Middle Strve of North Anatolian Fault ve Shallow Seismic Investigation of the Southeastern Marmara Sea (Gemlik Bay). *Marine Geology*, **190**, 307-328.
- Yaltırak, C., Alpar, B. and Yüce, H., 1998.** Tectonic elements controlling the evolution of the Gulf of Saros (Northeastern Aegean Sea). *Tectonophysics*, **300**, 227-248.
- Yaltırak, C., Sakıncı, M. and Oktay, F.Y., 2000a.** Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing ve kinematics, *Comment. Geology*, **28**, 2, 187-188.

- Yaltırak, C., Alpar, B., Sakıncı, M. and Yüce, H., 2000b.** Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics ve the Mediterranean – Marmara incursion. *Marine Geology*, **164**, 139-156.
- Yılmaz, İ., 1977.** Bigadiç bölgesi bazaltik volkanizmasının mutlak yaşı. *Doğa Bilim Dergisi*, **1/6**, 210-212.
- Yılmaz, O. and Boztuğ, D., 1986.** Kastamonu granitoid belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the Paleotethys. *Geology*, **14**, 179-183.
- Yılmaz, Y., 1977.** Bilecik-Söğüt Dolayındaki "Eski Temel" Kayalarının Petrojenetik Evrimi. *Doçentlik Tezi*, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Yılmaz, Y., 1981.** Sakarya Kıtası güney kenarının tektonik evrimi. *İstanbul Yerbilimleri*, **1**, 33-52.
- Yılmaz, Y. and Tüysüz, O., 1991.** Anatomy of an imbricated zone: geology of Kargı Massif, Central Pontides. *Bull. Tech. Univ. İstanbul*, **44**, 279-299.
- Yılmaz, Y. and Karacık, Z., 2001.** Geology of the northern side of the Gulf of Edremit ve its tectonic significance for the development of the Aegean Grabens, in., *Neotectonics of Turkey*, Geodinamica Acta, **14**, p 31-43. Ed. Bozkurt, E. Elsevier, Amsterdam.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, Ö.F., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Bozcu, M., Yılmaz, K. ve Elmas, A., 1998.** Ege Denizi ve Ege Bölgesi'nin Jeolojisi ve Evrimi, *Türkiye Denizlerinin ve Yakın Çevresinin Jeolojisi*. 211-336, Ed. N.Görür, TUBİTAK, İzmit.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, Ö.F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. ve Elmas, A., 2000.** When did the western Anatolian grabens begin to develop? *Tectonics ve magmatism in Turkey ve the Surrounding Area Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **173**, p. 353-384, Eds. Bozkurt, E., Winchester, J. & Piper, J.A., Kluwer Scientific Publications, Oxford.
- Yılmaz, Y., Genç, S.C., Karacık, Z. and Altunkaynak, Ş., 2001.** Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia ve their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, **31**, 243-271.
- Ziegler, A.M., Mc Kerrow, W.S., Johnson, M.E. and Bambach, R.K., 1979.** Paleozoic paleogeography. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **7**, 473-502.

EKLER



Tablo A.1



Şekil B.1



Şekil B.2



Şekil B.3

ÖZGEÇMİŞ

Cenk YALTIRAK 1963 yılında İstanbul'da doğdu. Lise öğrenimini Fatih Vatan Lisesi'nde 1983 yılında tamamladı. 1987 yılında Trakya Üniversitesi Ziraat Fakültesi'ne bağlı Trakya Meslek Yüksek Okulu, Elektrik bölümünü bitirdi. 1987 yılında girdiği İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeolojisi Mühendisliği Bölümünü 1992 yılında bitirdi. 1993 yılında Jeoloji Mühendisliği Bölümü Genel Jeoloji Anabilim Dalı'nda araştırma görevlisi olarak çalışmaya başladı. 1992 yılında girdiği İTÜ Fenbilimleri Jeoloji programından 1994 yılında ayrılarak İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü Deniz Jeoloji ve Jeofiziği programına geçiş yaptı. Bu programdan 1996 yılında Deniz Jeoloğu unvanı ile yüksek lisansını tamamladı. 1996-1997 öğrenim yılında İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Jeodinamik programında doktora başladı. 1997 yılında TSK Deniz Kuvvetleri'nde 8 ay kısa dönem askerlik görevini tamamladı. 1998 yılında yeni kurulan Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü Katıyer Anabilim Dalı Jeodinamik programına yatay geçiş yaptı. 2000 yılında Kanada Newfoundland Memorial Üniversitesi'ne bir yıl süre ile misafir araştırmacı olarak davet edildi. Bu süre içinde Elsevier Science, Marine Geology dergisinin daveti üzerine Marmara Denizi özel sayısının çıkartılmasında misafir editör olarak görev aldı. 2001 yılında yurda dönen YALTIRAK, 2003 yılında TÜBİTAK Teşvik Ödülü'nü doktora öncesinde alan ilk genç araştırmacı oldu. YALTIRAK'ın uluslararası düzeyde SCI ye giren dergilerde doktorası dışında yayınlanmış 17, ulusal ölçekte yayınlanmış 17 makalesi bulunmaktadır. Uluslararası ölçekte 9, ulusal ölçekte 30 sunulmuş basılı bildirisi bulunmaktadır. Bu bilimsel yayınlar dışında 6 bilimsel araştırma raporu bulunmaktadır. 1998-2003 yılı arasında yayınlarına Uluslararası Atıf İndeksi'nde aldığı atıf sayısı 200 aşmış bulunmaktadır. Söz konusu yayınların neredeyse tamamı doktora dışında yapılmıştır. Cenk YALTIRAK, 1993-2003 yılları arasında da çeşitli dergilerde Cumhuriyet Tarihi ve Atatürk, doğa bilimleri-sosyal bilimler ilişkisi konulu 47 makale yazmıştır. Yazar halen İTÜ Maden Fakültesi Genel Jeoloji Anabilim Dalı'nda görevini sürdürmektedir.

TABLO A.1 Trakya ve Biga Yarımadaalarında toplanan paleomanyetik numune ölçümleri ve radyometrik yaşlar

REF NO	LOKALİTE NO	LOKALİTE ADI	YAŞ (My)	KAYA TİPİ	REFEREANS (YAŞ)	TEMİZLENME SONRASI PALAEOMAGNETİK SONUÇLAR						REFERANS (PALEOMAGNETİK ÇALIŞMALAR)
						PALEOMAG . SITE	N	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	k	
	1		34-37	Riyolit	Palshin vd., 1984							
1	2	Loutros-1	23-33	Andezit-Dasit	Innocenti vd., 1984	TH288	5	201.0	-40.0	6.8	84.0	Kissel vd., 1986.
1	2	Loutros-2	23-33	"	"	TH289	10	197.8	-47.4	4.0	117.0	"
1	2	Loutros-3	23-33	"	"	TH290	6	200.0	-48.6	6.0	107.0	"
1	3	Koila-2	23-33	"	"	TH303	11	162.8	-24.8	5.0	73.0	"
1	4	Koila-3	23-33	"	"	TH304	10	161.5	-27.5	7.8	31.0	"
2	5	Enez	35	Andezit	Sümengen vd., 1987	TR10	8	5.0	46.0	7.8	51.9	Tapırdamaz ve Yaltrak, 1997.
						TR11	7	3.0	33.0	3.7	266.9	
2	6	Harala	21	Andezit	Ercan vd., 1998	TR12	8	315.0	45.0	6.9	64.5	"
2	7	Keşan	7.3	Andezit	Ercan vd., 1998	TR13	6	356.0	69.0	7.2	87.9	"
2	8	İpsala	15	Bazalt	Yılmaz vd., 1998	TR14	5	17.0	71.0	6.6	136.0	"
2	9	Mahmutköy	6.7	Bazalt	Sümengen vd., 1987	TR20	13	179.0	-50.0	6.1	46.8	"
2	10	Keşan	26	Bazalt	Yılmaz vd., 1998	TR15	8	47.0	62.0	4.4	156.0	"
2	12	Karademir				TR18	9	145.0	-72.0	5.1	104.2	"
2	13	Beşiktepe	6.57	Bazalt	Yılmaz vd., 1998	TR07	15	226.0	-56.0	6.2	39.2	"
2	14		8.9	Bazalt	Ercan vd., 1998	TR17	7	353.0	46.0	4.5	177.4	"
2	15	Tekirdağ Kuzeyi	8.9	Bazalt	Yılmaz vd., 1998	TR01	10	342.0	52.0	4.4	150.4	"
						TR02	7	2.0	47.0	4.4	190.6	"
						TR05	8	345.0	50.0	4.2	172.3	"
						TR06	9	341.0	54.0	5.7	81.3	"
2	16	Çorlu	8.9	Bazalt	Yılmaz vd., 1998	TR03	10	34.0	58.0	5.6	76.6	"
						TR04	7	21.0	49.0	6.9	77.7	"
3	17	Saroz Körfezi	Oligocene	Andezit	Sümengen vd., 1987	SAR1	13	200.0	-36.0	11.4	24.7	Orbay vd., 1998
3	18	Gökçeada	34	Andezit	Ercan vd., 1995	GOK1	16	139.0	-37.0	4.8	92.4	"
						GOK2	15	5.0	73.0	11.4	21.4	"
2	19	Gelibolu	A.Miyosen -Oligosen	Andezit	Önal, 1985	TR21	14	116.0	-39.0	6.6	36.9	Tapırdamaz and Yaltrak, 1997.
3	20	Lapseki	31	Andezit	Ercan vd., 1995	LAP1	17	197.0	-59.0	6.3	115.8	Orbay vd., 1998
4	21	Lapseki	A.Miyosen	Volkanik	Siyako vd., 1989	CC07	7	337.0	55.0	5.6	117.1	C.Tapırdamaz (yayınlanmamış veri)
3	22	Çamyurt	37.3	Andezit	Ercan vd., 1995	TR08	7	32	75	6.3	151.0	Orbay vd., 1998
4	23	Gönen	A.Miyosen	Volkanik	Siyako vd., 1989?	CC04	6	329.0	29.0	6.7	99.6	C.Tapırdamaz (yayınlanmamış veri)
		"				CC05	4	355.0	57.0	9.9	86.7	
		"				CC15	8	126.0	-81.0	6.1	84.6	
	24	Erdek	36.1	Granodiyorid	Aksoy vd., 1995	-	-	-	-	-	-	-
3	25	Erdek	39.8	Granodiyorid	Aksoy vd., 1995	ERD1	8	11.0	-65	25.3	16.7	Orbay vd., 1998
4	26	Kirazlı	27.6	Andezit	Ercan vd., 1995	CC08	8	200.0	-21.0	5.7	96.9	C.Tapırdamaz (yayınlanmamış veri)
4	27	Çan Kirazlı	A.Miyosen	Volkanik	Siyako vd., 1989	CC02	6	153.0	-54.0	5.7	137.7	C.Tapırdamaz (yayınlanmamış veri)
		Çan Kirazlı				CC06	10	152.0	-66.0	2.8	189.0	
		Çan Kirazlı				CC14	11	327.0	18.0	3.3	188.5	
		"				BA16	6	152.0	-51.0	7.3	84.6	
		"				BA17	7	138.0	-45.0	6.5	86.4	
		"				MR1-3	26	326.0	32.5	12.0	45.2	
5	28	Ezine Kuzeyi	11	Bazalt	Ercan vd., 1995	BA05	8	343.0	58.0	4.7	139.4	İşseven, 1995.
-	29	Taştepe	9.7	Bazalt	Borsi vd., 1972	-	-	-	-	-	-	-
-	30	Tavşan adası	9.5	Bazalt	Ercan vd., 1995	-	-	-	-	-	-	-
3	31	Bozcaada	19	Andezit	Ercan vd., 1995	BOZ1	16	319.0	50.0	10.8	51.5	Orbay vd., 1998
	32	Kestanbol	28	Siyenit	Ftikas vd., 1976	CC11 (A)	5	189.0	-43.0	6.6	136.6	C.Tapırdamaz (yayınlanmamış veri)
4-5	33	Kestanbol	16.8	Volkanik	Borsi vd., 1972	CC11 (B)	4	113.0	-69.0	4.0	532.8	C.Tapırdamaz (yayınlanmamış veri)
						BA07	5	31.0	53.0	13.6	32.6	İşseven, 1995.
5	34	Ezine	9.7	Bazalt	Borsi vd., 1972	BA06	8	337.0	67.0	6.9	64.7	"
4	35	Ayvacak	9.9	Bazalt	Ercan vd., 1995	CC012						Tapırdamaz (yayınlanmamış veri)
5	36	Ahmetçe	7	Bazalt	Yılmaz vd., 1998	B1	7	173.0	-68.0	6.7	77.5	İşseven, 1995.
5	37	Gülpınar	19.5	Andezit	Ercan vd., 1995	B4	4	42.0	53.0	9.1	103.3	İşseven, 1995.
		"				B7	6	344.0	69.0	12.5	29.6	"
		"				B8	4	11.0	72.0	6.8	184.1	"
5	38	Behram	18.5	Andezit	Borsi vd., 1972	B11	8	331.0	40.0	4.4	156.3	İşseven, 1995
		"				B12	7	181.0	-45.0	5.3	130.0	"
		"				B13	8	197.0	-20.0	5.1	119.5	"
		"				B14	8	126.0	-56.0	7.0	63.2	"
5	39	Tuzla	17.1	Andezit	Borsi vd., 1972	BA4	6	214.0	-64.0		55.1	İşseven, 1995
5	40	Kestanbol	21.5	Andezit	Borsi vd., 1972							
5	41	Ayvacak	15.3	bazalt	Ercan vd., 1995	B10	6	207.0	-37.0	4.3	247.3	İşseven, 1995
4	42	Yenice	22-28.9	Volkanik	Dayal, 1984	CC03	9	182.0	-42.0	1.9	710.6	C.Tapırdamaz (yayınlanmamış veri)
-	43	Yenice	24	Granit	Delaloye ve Bingöl, 2000							
-	44	Evciler	25	Granit	Delaloye ve Bingöl, 2000							
-	45	Eybek	22.9	Granit	Delaloye ve Bingöl, 2000							
-	46	Edremit	19.5	Volkanik	Yılmaz, 1997							
3	47	Marmara Adası	Eosen	Volkanik	Bingöl vd., 2000	MAR1	9	324.0	55.0	45.2	28.2	Orbay vd., 1998
						MAR2	6	312.0	64.0	20.2	14.7	
6	48	Yenice	A.Miyosen	Volkanik	Benda vd., 1974	YA1-8	48	25.6	30.0	13.8	12.9	Orbay vd., 1993.
-	49	İlca-Şamlı	23.1	Granit	Ataman, 1974							
-	50	Çataldağ	20.8	Granit	Delaloye ve Bingöl, 2000							
-	51	Havran	21.9	Andezit	Krushensky vd., 1980							
-	52	Havran	23.6	Andezit	Krushensky vd., 1980							
-	53	Burhaniye	20.3	Andezit	Krushensky vd., 1980							
5	54	Burhaniye	19.8	Andezit	Benda vd., 1974	B15	9	189.0	-26.0	6.2	70.5	İşseven, 1995.
		"				B16	6	43.0	56.0	4.4	234.1	"
5	55	Ayvalık	16	Andezit	Yılmaz vd., 1998	A1	7	25.0	50.0	4.0	226.9	İşseven, 1995.
						A2	11	212.0	-53.0	5.1	81.9	"
						A4	17	158.0	-56.0	3.4	109.4	"
						A5	7	6.0	57.0	8.3	54.3	"
	56	Alibey Adası	31	Andezit	Ercan vd., 1985	BA15	7	342.0	45.0	10.3	35.6	"
		Mytilini I	15.5	Bazalt	Kissel vd., 1988	LE249	10	8.0	37.0	2.6	280.0	Kissel vd., 1988.
		Mytilini IV	15.5	"	"	LE252	8	0.0	49.0	4.0	154.0	"
		Kalami	16.9	İgnimbrite	"	LE256	11	340.5	55.0	2.8	229.0	"
		Krioneri	16.9	"	"	LE257	10	350.0	69.0	3.0	262.0	"
		Kaloni	16.0	Lav	"	LE263	10	175.8	-49.5	2.8	247.0	"
		Pelopi	16.0	"	"	LE269	8	146.0	-63.6	3.7	177.0	"
		MontInsilon	18.8	"	"	LE273	11	19.0	56.0	2.6	247.0	"

5	58	Dikili	16.7	Andezit	Borsi vd., 1972	BA13 ÇA1-2	8 16	197.0 351.1	-20.0 74.1	5.1 3.9	119.5 633.8	“
-	59	Kozak	37.6	Granodiyorid	Ataman, 1974							
-	60	Kozak	20-24	Granodiyorid	Bingöl vd. 1982							
5	61	Alınova	16.3	Volkanik	Ejima vd., 1987	BA14	8	126.0	-56.0	7.0	63.2	İşseven, 1995
5	62	Dikili “	16.3	Volkanik	Ejima vd., 1987	B21 B22	12 6	42.0 14.0	50.0 50.0	3.9 7.5	124.3 81.7	“
7	63	Bergama	16.3	Andezit	Ejima vd., 1987	SMN1-2	9	357.0	31.0	13.0	22.6	Orbay vd., 1996
7	64	Bergama	15.6	Andezit	Ejima vd., 1987	EGT1	10	283.0	33.0	5.3	84.8	Orbay vd., 1996
7	65	Bergama	14.6	Andezit	Ejima vd., 1987	MRF2	9	207.0	-53	6.1	83.0	Orbay vd., 1996
8	66	Balkesir	21.7	Andezit	Ercan vd., 1985	HOT	7	23	38	7.9	59.4	İşseven, 2001
8	67	Bigadiç	18.3-20.3	Andezit	Gündoğdu, 1984	ISK	6	15	61	9.2	54.2	İşseven, 2001
-	68	Bigadiç	19.6	Andezit	Ercan vd., 1985	-	-	-	-	-	-	-
-	69	Bigadiç	13	Bazalt	Yılmaz, 1977	-	-	-	-	-	-	-
6	70	Kırkağaç Adilköy	15.6	Bazalt	Ercan vd., 1997	AD DN1-3	29 20	30.1 183.8	48.6 -62.2	3.7 15.8	471.8 26.4	Orbay vd., 1993.
9	71	Aliğa	14.3	Bazalt	Ercan vd., 1997	IZ48	8	226.5	-28.8	14.0	12.0	Kissell vd., 1988.
9	72	Y.Çakran Zeytin	17.5	Volkanik “	Kissel vd., 1988 “	IZ22 IZ47	11 9	190.0 7.2	-48.0 34.8	2.4 7.0	387.0 45.0	“
6	73	Foça	16.5	Andezit	Savaşın, 1978	FO1-3	24	210.5	-54.2	11.4	50.2	Orbay vd., 1993.
9	74	Bağarası “	7 7	Bazalt Tuf	Kissel vd., 1988 “	IZ09 IZ10	12 8	127.2 144.0	-41.0 -47.5	4.2 2.2	93.0 500.0	Kissel vd., 1988. “
9	75	Karaburun	Neogene	Volkanik	Kissel, 1988	IZ14	8	182.0	-36.0	3.2	264.0	“
8	76	Bergama	18.5	Volkanik	Borsi vd. 1972	BA11	8	331.0	40	4.4	156.3	İşseven, 2001
9	77	Bergama	18.2	Volkanik	Borsi vd. 1972	IZ45	8	343.7	4.0	4.3	720.0	Kissel vd., 1988.
-	78	Bergama	18.1	Volkanik	Borsi vd. 1972							
9	79	Karaburun	17	Riyolit	Kissel vd. 1988	IZ14	8	182.0	-36.0	3.2	264.0	Kissel vd, 1988.
9	80	Karaburun	19.2	Riyolit	Kissel vd. 1988	IZ 15	6	226.0	-84.0	10.5	35.0	Kissel vd, 1988.
-	81	Karabiga	45.3	Granodiyorid	Delaloye ve Bingöl, 2000	-	-	-	-	-	-	-
-	82	Kuşçayırı	35-39	Granodiyorid	Delaloye ve Bingöl, 2000	-	-	-	-	-	-	-
-	83	Katrandag	25.5-27.6	Granodiyorid	Delaloye ve Bingöl, 2000	-	-	-	-	-	-	-
-	84	Şevketiye	71.9	Granodiyorid	Delaloye ve Bingöl, 2000	-	-	-	-	-	-	-